



Glaciares de los Andes Tropicales víctimas del Cambio Climático



PRAA

Proyecto "Adaptación al Impacto del Retroceso Acelerado de
Glaciares en los Andes Tropicales"



Glaciares de los Andes Tropicales víctimas del Cambio Climático



Francou, B., Rabatel, A., Soruco, A., Sicart, J.E., Silvestre, E.E.,
Ginot, P., Cáceres, B., Condom, T., Villacís, M., Ceballos, J.L., Lehmann, B., Anthelme, F., Dangles, O.,
Gomez, J., Favier, V., Maisincho, L., Jomelli, V., Vuille, M., Wagnon, P., Lejeune, Y., Ramallo, C., & Mendoza, J.

COMITE DIRECTIVO DEL PRAA:

 Bolivia: Roberto Salvatierra Zapata, **Viceministro de Medio Ambiente, Biodeiversidad, Cambio Climático y Gestión y Desarrollo Forestal**, Mónica Montellano Ponce de León, **Coordinadora General de la Unidad de Coordinación de la Madre Tierra**

 Colombia: Omar Franco Torres, **Director General del IDEAM**, Maria Saralux Valbuena, **Subdirectora de Ecosistemas e Información Ambiental**

 Ecuador: Lorena Tapia Nuñez, **Ministra del Ambiente**, Eduardo Noboa Campana, **Subsecretario de Cambio Climático**, Andrés Hubenthal Carofilis, **Director Nacional de Mitigación y Adaptación al Cambio Climático**

 Perú: Gabriel Quijandría Acosta, **Vice-Ministro de Desarrollo Estratégico de los Recursos Naturales**, Eduardo Durand López-Hurtado, **Director General de Cambio Climático, Desertificación y Recursos Hídricos**

ADMINISTRACIÓN Y EJECUCIÓN DEL PRAA - SECRETARÍA GENERAL DE LA COMUNIDAD ANDINA

Santiago Cembrano, **Director General de Medio Ambiente**

Maria Teresa Becerra, **Coordinadora de Medio Ambiente**

Elizabeth Silvestre Espinoza, **Coordinador Componente Regional**

Especialistas Técnicos Nacionales:

Bolivia: Consuelo Lucia Luna Acosta, Colombia: Jorge Luis Ceballos Lievano, Ecuador: Jorge Nuñez Jara, Perú: David Ricardo Solano Cornejo

Unidad Ejecutora del Proyecto

Tomás Máximo Ursula Vela - **Responsable de Adquisiciones y Gestión**, Maria Elena Rosas Ballinas - **Responsable Contable**, Nirela Hernández Torres - **Asistente de adquisiciones**

BANCO MUNDIAL

Daniel Mira-Salama, **Gerente del proyecto PRAA**



PRAA

Proyecto "Adaptación al Impacto del Retroceso Acelerado de
Glaciares en los Andes Tropicales"



Glaciares de los Andes Tropicales víctimas del Cambio Climático



Directora de la Publicación:

Dra. Elizabeth Silvestre Espinoza

Coordinadora Componente Regional Proyecto PRAA - SGCAN

Responsable de la redacción:

Dr. Bernard Francou (Great Ice - IRD)

Autores:

Francou, B., Rabatel, A., Soruco, A., Sicart, J.E., Silvestre, E.E., Ginot, P., Cáceres, B., Condom, T., Villacís, M., Ceballos, J.L., Lehmann, B., Anthelme, F., Dangles, O., Gomez, J., Favier, V., Maisincho, L., Jomelli, V., Vuille, M., Wagnon, P., Lejeune, Y., Ramallo, C., & Mendoza, J.

Revisión y Edición:

Dra. Elizabeth Silvestre Espinoza

Dr. Bernard Francou

Dr. Marcos Villacís

Traducción al español:

Cecilia González (IRD, Bolivia)

ISBN

©CAN - PRAA - IRD

Foto de portada:

Huandoy Sur (6160 m), cara sur, Cordillera Blanca (Perú). Foto B.Francou

Zongo (Bolivia). Foto B.Francou

Antisana (Ecuador). Foto B.Francou

Las Conejeras (Colombia). Foto Jorge Luis Ceballos

Con el apoyo de:



BANCO MUNDIAL



GFDRR
Global Facility for Disaster Reduction and Recovery



Prefacio

Recuerdo con total nitidez la primera vez en mi vida que vi un glaciar. Era un 17 de julio de 2004. Yo tenía 26 años. Una gigante y majestuosa mole de hielo que, según había estudiado en la escuela, se escurría montaña abajo, despacio, muy despacio. Estaba en Italia, en el *Monte Bianco*, también conocido en su parte francesa como *Mont Blanc*. Montaña tan hermosa que dio su nombre a una afamada marca de estilográficas. Fue un día muy especial. Por fortuna, no pasó tanto tiempo hasta que volví a ver otros. He tenido la gran suerte de visitar algunos de los más dramáticos del mundo, en Colombia, Ecuador, Perú, Bolivia, Chile, Argentina. Llegué en mis viajes hasta la Antártida, donde observé decenas de ellos. Cada nuevo glaciar que visité traía una nueva emoción a mi pecho. Los he contemplado, los he tocado, escalado. Incluso masticado y bebido. Imagino la cantidad de sentimientos y emociones que han tenido que despertar en cualquier otra persona que los contemple... Ahora, gracias a este libro, también los podemos comprender mejor.

Solamente por su belleza, historia y presencia, la conservación y cuidado de los glaciares debería de ser una prioridad moral. Pero es que, además de ser infinitamente hermosos, resultan ser fundamentales en numerosas facetas de la vida cotidiana. En muchas partes de los Andes Tropicales, y en otros lugares del mundo, los glaciares contribuyen de manera significativa al abastecimiento de agua de pequeños y grandes centros poblados. Son elementos reguladores del clima, de la escorrentía superficial y sub-superficial. Generadores de alimento hídrico de otros ecosistemas que dependen en gran medida de su función reguladora de caudal. Fuente de ingresos como trativo turístico para deportes de aventura y contemplación. Son casi seres vivos, mágicos, emblemáticos. Divinidades con nombre y género de creencias centenarias.

Dada la importancia fundamental que tienen en los ecosistemas y economías locales, no basta con contemplarlos. Es necesario estudiarlos, conocerlos bien, a detalle, desengranar los misterios que encierran, sus dinámicas, entender su comportamiento y respuesta ante cambios externos. Esta laboriosa tarea de estudio e investigación científica se lleva haciendo, de manera encomiable, en los países de la Comunidad Andina. Entre Perú, Bolivia, Ecuador y Colombia se encuentra la gran mayoría de glaciares tropicales del mundo, y es aquí dónde los servicios e institutos de meteorología e hidrología de los cuatro países antes mencionados están liderando la investigación de sus masas glaciares, implantando redes de monitoreo de última generación, modelando los procesos con la tecnología más avanzada. Cuentan con el apoyo inestimable de renombrados institutos internacionales de investigación, como el IRD francés, y de otras instituciones, escuelas, universidades nacionales e internacionales que están sumando sus esfuerzos en el camino hacia el conocimiento y la excelencia en la gestión.

El Banco Mundial también ha entendido la prioridad de este tema y se ha querido sumar al excelente trabajo que se viene tradicionalmente realizando en la región. Con el sólido liderazgo de los ministerios del ambiente, y con la visión regional y multiplicadora de la Comunidad Andina, durante estos últimos años se ha trabajado intensamente en el proyecto emblemático “Adaptación a los Impactos del Retroceso Acelerado de Glaciares en los Andes Tropicales”, conocido como PRAA.

A través del PRAA se ha constatado y reafirmado algo que ya era evidente: los glaciares tropicales están en claro retroceso. Esas grandes moles congeladas que parecían eternas podrían, sin embargo, tener sus días contados, debido a los efectos del cambio climático. Las implicaciones de la progresiva desaparición de los principales glaciares de los Andes Tropicales son difíciles de estimar en su conjunto, pero ante esta perspectiva, urge ampliar el conocimiento sobre los procesos que se están produciendo a nivel local y global; mejorar los modelos de predicción futura, tanto de cambio climático como de balances hídricos y energéticos; y comenzar, inmediatamente, a emprender claras acciones para adaptarse a los impactos que ya se están sintiendo en el terreno. Todo esto se ha hecho, con gran acierto, bajo el proyecto PRAA.

El presente libro es una importante herramienta en esta dirección, y recoge resultados de múltiples proyectos de investigación y otras iniciativas. No tiene la intención de convertirse en una lectura de recopilación exhaustiva de todo el conocimiento del que se dispone, sino que busca sensibilizar al lector y generar insumos que sirvan para la toma de decisiones eficientes en materia de comportamiento glaciar en la región andina. Con este fin, en el libro se presenta un resumen de los procesos físicos naturales que ocurren en los glaciares, y las formas de medirlos, modelarlos y hacer estimaciones futuras. También menciona el mejor conocimiento disponible en materia de retroceso glaciar, ofrece cálculos del retroceso pasado, y estimaciones del futuro. Por último, también refleja algunos de los estudios principales de estimación de impactos del retroceso glaciar. Es un libro rico en referencias, citas, ejemplos y menciones a otros estudios y esfuerzos.

La calidad y cantidad de riguroso trabajo científico y técnico en materia de dinámica y retroceso glaciar en los Andes Tropicales es casi abrumadora en la región. Este libro tiene la ambición de convertirse en una referencia sencilla y útil, que ayude a navegar entre las aguas (confiemos que sean aguas congeladas por muchos años más) del tremendo e indispensable esfuerzo que estos países están realizando para entender mejor sus riquezas naturales y proteger a los seres vivos, sobre todo a los más frágiles, que de ellas dependen.

Daniel Mira-Salama
Gerente del Proyecto PRAA
Banco Mundial

Índice

Prefacio	5
Capítulo 1	
Glaciares de los Andes tropicales “centinelas” del cambio climático	9
Capítulo 2	
¿Cómo observar los glaciares? Métodos y organización	13
a. El balance de masa del glaciar	14
b. ¿Cómo relacionar el balance de masa con los movimientos del glaciar, y en particular con las fluctuaciones de su frente?	17
c. El sistema de observación de las variables climáticas en los alrededores del glaciar	18
d. Reconstrucciones de los eventos pasados	20
e. Organización de una red de observación	22
Recuadro N° 1: Breve reseña de la observación de los glaciares en los Andes Tropicales	24
Recuadro N° 2: El programa Great Ice	26
Capítulo 3	
El retroceso de los glaciares andinos durante los últimos siglos y la aceleración del proceso desde el año 1976	27
a. El máximo de la Pequeña Edad de Hielo y la desglaciación secular	29
b. Las pérdidas dramáticas desde 1976	33
• Perú	33
• Bolivia	34
• Ecuador	35
• Colombia, Venezuela	37
• Conclusión para la región	38
c. Balances de masa negativos, pero contrastados	38
Recuadro N° 3: Retroceso de los glaciares desde hace 11 000 años: El caso del Telata (Cordillera Real, Bolivia)	28
Recuadro N° 4: ¿Por qué los glaciares “blancos” se derriten más rápido que los glaciares “cubiertos”?	41
Capítulo 4	
Glaciares y clima: ¿cómo explicar el retroceso actual de los glaciares en los Andes tropicales?	43
a. Cómo funcionan los procesos de ablación sobre los glaciares tropicales?	43
• El régimen de ablación durante el año	44
• La explicación mediante el balance de energía	45
• ¿Qué factores pueden hacer variar los balances de masa en zona de ablación según los años?	48
• El rol de la temperatura atmosférica y de las precipitaciones	49
b. Los glaciares registran la variabilidad del clima andino asociada al Pacífico tropical	50

c. La tendencia de las temperaturas y de las precipitaciones durante las últimas décadas	54
d. Previsiones de calentamiento atmosférico antes del fin del siglo 21 y la posible respuesta de los glaciares	57
Recuadro N° 5: Los flujos energéticos en la superficie de un glaciar	47
Recuadro N° 6: Acumulación neta en función del tiempo en la altura (~6000m): El caso del glaciar de Zongo (Bolivia)	52

Capítulo 5

Los testigos de hielo andinos de gran altitud: un archivo climático único	59
a. Particularidades climáticas de la Cordillera Andina	59
b. Del sitio de perforación a los análisis	60
c. Técnicas de datación del hielo	61
d. Identificación de los trazadores	61
e. Del último siglo al “último máximo glaciar”	62
f. Perfil de temperatura dentro del hielo	63
g. Necesidad de realizar nuevas perforaciones	63

Capítulo 6

Pérdida de glaciares, disponibilidad del agua a partir de las altas cuencas e impacto sobre los ecosistemas: consecuencias visibles	65
a. Importancia de los glaciares en el uso del agua en la región andina tropical (casos documentados)	65
b. El rol observado de los glaciares en el funcionamiento hidrológico de las cuencas andinas, a partir de casos documentados	67
• La cuenca de drenaje del río Santa - Perú	67
• Hidrología de la región del Antisana en Ecuador considerando el papel que juegan las zonas de Páramo y los glaciares	70
c. Ejemplos de simulaciones con modelos hechos en cuencas documentadas: ¿cómo van a evolucionar las reservas hídricas en un escenario de disminución/desaparición de los glaciares? Caso documentado del río Santa - Perú	73
• Aplicación de un modelo de tendencias en las series temporales de caudales	73
• Aplicación de un modelo hidroglaciológico con escenarios climáticos futuros	76
Recuadro N° 7: El rol regularizador de los glaciares en la hidrología de las cuencas de alta montaña: Ejemplo del glaciar de Zongo (Bolivia)	66
Recuadro N° 8: Aceleración del retroceso glaciar en los trópicos: Impactos sobre la biodiversidad y los recursos naturales alto-andinos	78

Conclusión	81
-------------------	----

Glosario	83
-----------------	----

Bibliografía	89
---------------------	----

Capítulo 1

Glaciares de los Andes tropicales “centinelas” del cambio climático

Los **glaciares de montaña*** son uno de los componentes de la **criósfera*** y son conocidos por su alta sensibilidad a los cambios climáticos a escala decenal. Dada su rapidez de respuesta a estos cambios, se los podría calificar de “centinelas del clima”.

La razón principal proviene del origen de los volúmenes de hielo que forman y que son el resultado de las precipitaciones sólidas: los glaciares registran sus variaciones de un año para otro. La segunda razón proviene de la **ablación***, proceso por el cual el glaciar pierde nieve e hielo. La ablación depende directamente del **balance de energía*** en la superficie, el cual es el vínculo físico existente entre el glaciar y el clima. Por último, el hielo que se forma tiene propiedades mecánicas visco-plásticas que hacen que fluya por gravedad a lo largo de las pendientes: por este mecanismo el glaciar transmite el excedente de masa acumulado en la parte superior y sus variaciones hacia la parte inferior llegando hasta la parte **frontal***. Esta transferencia de hielo y los movimientos del frente, avance, retroceso o estabilidad, desde la parte superior, lleva unos años o una década para que se produzca, el plazo depende de la pendiente media del glaciar, de su espesor máximo y de la temperatura existente al nivel del contacto entre el hielo y el lecho rocoso. En consecuencia, el movimiento del frente incorpora y traduce con cierto retraso el **balance de masa***, por lo tanto refleja la variabilidad climática.

En cambio, si el hielo cerca de la cima es atrapado por la topografía y se mantiene a temperatura negativa hasta el sustrato rocoso, puede conservarse por siglos e incluso milenios y archivar una información continua sobre los climas del pasado, información a la que se puede acceder extrayendo una muestra y haciendo una serie de análisis en laboratorio, sobre todo químicos e isotópicos.

La sensibilidad de los glaciares de montaña al clima es más fuerte cuando estos son “templados”, es decir, que la totalidad de su hielo está a temperatura de fusión: un aporte mínimo de energía es entonces suficiente para causar el cambio de fase, o sea para convertir el hielo o la nieve en agua, la cual fluye hacia el torrente emisario. La mayoría de los glaciares andinos entran en esta categoría, a excepción de las partes que superan los 5800/6000 m de altura, que generalmente son glaciares “fríos”.

A inicios del año 2000, los glaciares tropicales abarcaban un total de $\sim 1920 \text{ km}^2$, sin duda un poco menos de un centenar de km^3 . Esto es muy poco cuando se los compara con otros glaciares de montaña y sobre todo con la criósfera en su conjunto. En la tabla 1, se presentan las superficies y volúmenes de los diferentes componentes de la criósfera del planeta a fines del siglo 20.

Nota: El asterisco (*) se refiere a una definición en el glosario al final del libro.

Componentes de la criósfera	Área en km ²	Volumen en km ³	Equivalente en el nivel oceánico
Coberturas de nieve (excepto banquisa y glaciares)	4-46 millones	500-5000	0,1-1 cm
Banquisa (o hielo de mar)	15-22 millones	19000-25000	no cambia el nivel
Permafrost	25 millones	0,4 millón	1,1 m
Antártida	12,4 millones	27 millones	65 m
Groenlandia	1,8 millón	2,7 millones	7 m
Glaciares de montaña	0,43 millón	0,08 millón	0,24 m
Glaciares tropicales	1900	Menos de 100	~ 0,3 mm

La superficie total del océano es de 361 millones de km²

Tabla 1: Estimación de las áreas y volúmenes de los distintos componentes de la criósfera, equivalentes en el nivel del océano, y parte ocupada por los glaciares tropicales.

Casi todos los glaciares tropicales se encuentran en los Andes, entre Colombia y Bolivia, con una predominancia en Perú (70 %) y en Bolivia (20 %). La tabla 2 muestra la distribución por país de los glaciares en la zona tropical a comienzos del año 2000 (Francou y Vincent, 2007).

Región	Área en Km ²	Porcentaje (%) de glaciares tropicales	Año de estimación
Perú	1958 (1370) ¹	71,1	1970 (2006)
Bolivia	562 (393) ²	20,4	1975 (2006)
Ecuador	112,8 (79) ³	4,1	1976 (2006)
Colombia	108,5 (76) ⁴	3,9	1950 (2006)
Venezuela	2,7 (1,8) ⁵	0,09	1950 (2006)
Total Andes	2744 (1920)	99,68	(2006)

¹Según Kaser (1999), menos 30%

²Según Jordan (1991, datos de 1975), menos 30%

³Según Hastenrath (1981, datos de 1975), menos 30%

⁴Según Kaser (1999), menos 30%

⁵Según Kaser (1999), menos 67% (Kaser, com. Pers., 2006)

Tabla 2: Distribución de los glaciares en la zona tropical según distintas fuentes, recopiladas por Kaser (1999) y por Francou y Vincent (2007). Considerando que los años de los inventarios difieren, que algunos de ellos son antiguos y que el retroceso de los glaciares es rápido, las cifras entre paréntesis son indicativas para 2006. En Francou y Vincent, 2007.

A pesar de su pequeño tamaño en términos de volumen a nivel mundial (equivalente a un poco menos de 0,3 mm de aumento del nivel del mar, es decir ligeramente inferior a los Alpes), estos glaciares son importantes por dos razones:

1. Son excelentes indicadores de la tendencia climática, evolución y fluctuaciones en varias décadas, sin duda entre los mejores indicadores de la zona tropical.
2. Desempeñan un papel local en la hidrología de las cuencas altas y contribuyen significativamente a los recursos hídricos. Estos aspectos serán desarrollados en el capítulo 6.

Aun cuando las herramientas y métodos para estudiarlos son comunes a otros glaciares del mundo, su comportamiento y su respuesta a la variabilidad climática son bastante distintos. La característica principal que explica su gran sensibilidad a la evolución del clima en una escala de tiempo muy corta, es la persistencia a lo largo del año de condiciones que favorecen la ablación en su parte baja. Esta característica, y la coincidencia en el tiempo de los periodos de máxima acumulación y de máxima ablación, constituyen la principal originalidad de los glaciares tropicales. Estos dos periodos son muy distintos durante el año en otros climas. Por ejemplo, en los Alpes, se suceden un periodo invernal sin ablación y solamente con acumulación, y un periodo estival con poca acumulación y sobre todo ablación. En los Trópicos, las mayores precipitaciones se dan en verano (son de origen convectivo) y por lo tanto se producen en un periodo en que el máximo de energía de origen radiativo del año llega a la parte superior de la atmósfera (es decir, por encima de las nubes). Además, los glaciares están a gran altura, mayores de 5000 m en una atmósfera muy tenue, donde las temperaturas se mantienen bajas (negativas), en las mejores condiciones ligeramente positivas. En contraste, la energía de origen radiativo es muy fuerte debido a la latitud (el sol es casi vertical todo el año) y a la altitud (baja densidad de la atmósfera para interceptar esta energía en ausencia de nubes). Por lo tanto, el balance radiativo en el suelo (parte incidente menos parte reflejada y emitida) juega un papel importante en la ablación del hielo. Veremos estos aspectos en el capítulo 4.

Los glaciares tropicales han experimentado un retroceso acelerado en las últimas décadas, lo constatan todos los observadores incluso los no especialistas. Sin embargo, para demostrarlo hay que remontarse a varios siglos atrás y reconstruir todo el proceso de desglaciación desde el máximo glaciar. Este, conocido a escala mundial como la “Pequeña Edad de Hielo”, se produjo en esta parte de los Andes entre mediados del siglo 17 y mediados del siglo 18. El retroceso comenzó alrededor de 1730-1750, por lo tanto antes que la humanidad pudiera tener una influencia significativa sobre el clima y su calentamiento. No obstante, la caída de los glaciares se ha acentuado fuertemente en la segunda mitad del siglo 20, especialmente después de 1976. Se puede decir que en las últimas décadas la desglaciación tomó un ritmo acelerado, sin precedentes en los últimos tres siglos, ya que los glaciares han perdido en treinta años entre el 30 % y el 50 % de su superficie, y los más vulnerables han desaparecido. Vamos a desarrollar una visión general de este proceso de desglaciación en función de las cordilleras, la cual se documenta en el capítulo 3.

Es importante describir el contexto climático de este retroceso mediante la definición de los procesos físicos en la superficie del hielo y destacando los procesos que explican el aumento de la ablación. Pero también es necesario tomar en cuenta los cambios ocurridos en el clima a nivel regional andino. Estamos lejos de comprender en detalle los factores que explican la reciente disminución de los glaciares andinos, pero los últimos adelantos permiten relacionar este declive con el calentamiento de la atmósfera que se produjo durante este periodo. Más adelante, en el capítulo 4, daremos una explicación.

Es indiscutible que el retroceso de los glaciares afecta los recursos hídricos. Sin embargo, el tema es tan complejo que es necesario presentarlo valiéndose de ejemplos bien documentados. Por un lado, la disminución del stock de hielo aumenta hasta cierto punto la disponibilidad del recurso pero, por otro

lado, cuando las masas de hielo se reducen demasiado para mantener las reservas, estas disminuyen, en particular durante una estación seca. Lo que es cierto sin embargo, es que el continuo deterioro de los glaciares tendrá consecuencias inevitables en las altas cuencas glaciares, y no solamente en el recurso hídrico, sino, sin duda también en los ecosistemas vinculados con estas masas de hielo. Presentaremos estos aspectos a partir de ejemplos documentados en el capítulo 6 de este libro.

Los **modelos climáticos*** que se basan en escenarios de emisiones de gases de efecto invernadero más severas, del tipo como en el que estamos inmersos, prevén aumentos de temperatura superiores a 3°C a finales del siglo en las zonas altas de la región andina central. Este incremento tendrá un gran impacto en los glaciares, sabiendo que su degradación durante el siglo 20 se produjo con un aumento de las temperaturas de “solamente” 1°C aproximadamente. Por lo tanto, es posible considerar la casi total desaparición de los glaciares de los Andes tropicales durante el siglo 21; sin embargo, tal predicción debe hacerse sobre la base de un estudio bien documentado y basándose en modelos de simulación sólidos. Vamos a revisar los estudios actuales sobre este tema en los capítulos 4 y 5.

Un glosario ubicado al final de este folleto incluye las definiciones de algunos términos técnicos importantes para facilitar a los no-especialistas del tema la comprensión de este trabajo. La bibliografía, aunque no exhaustiva, pretende mencionar las contribuciones que han sido más significativas esos últimos años para el tema abordado aquí.

Foto: Col del Illimani (6340), Cordillera Real de Bolivia, con las dos perforaciones hasta el lecho rocoso (139 m) realizadas en 1999 por el equipo franco-suizo del IRD y del Paul-Scherer Institute. Foto B.Francou



Capítulo 2

¿Cómo observar los glaciares?

Métodos y organización

Al igual que todos los fenómenos naturales complejos, para poder relacionar la evolución de los glaciares con el cambio climático es necesario observarlos a través de rigurosos métodos científicos. Estos métodos son los de las ciencias geofísicas, basados en la medición de los fenómenos, considerando su cuantificación y modelización.

Algunas mediciones se realizan a partir de imágenes: fotografías aéreas, fotografías terrestres, imágenes de satélite. También se pueden hacer estudios basándose en archivos documentales, relatos, grabados y fotografías antiguas que pueden dar indicaciones interesantes sobre el estado de los glaciares en tiempos remotos.

No obstante, muchas fuentes provienen directamente del lugar, observaciones puntuales, repetidas o no (campañas radares, mediciones **GPS***, lecturas de balizas, de balance), y mediciones instrumentales continuas (estaciones meteorológicas, estaciones hidrológicas). La observación de un glaciar (o su “monitoreo”) requiere una gran cantidad de trabajo, por lo que generalmente solo se puede hacer en una pequeña muestra de glaciares representativos de una región. Es un trabajo continuo que requiere organización, recursos humanos y financieros. También se requiere una serie de habilidades en cuanto a las técnicas deportivas relacionadas con alta montaña glaciaria practicadas de manera frecuente a gran altura.

Se ha comprobado que únicamente las instituciones que trabajan en colaboración pueden lograr ese nivel de organización. Los mejores resultados se obtienen a partir de redes establecidas en varios países, por ejemplo un conjunto de glaciares observados con métodos similares en una región o una cordillera. El clima de la región andina tropical es bastante homogéneo y el hecho de tener una red de observación con base en varios glaciares permite poner en evidencia las transformaciones comunes asociadas a una tendencia global del clima y al mismo tiempo poner de relieve las particularidades locales.

Entre los tipos de observación que se practican en los glaciares, se puede distinguir las mediciones de balances de masa, que se hacen con un dispositivo permanente de monitoreo más o menos completo. Estos balances permiten controlar en el tiempo la evolución de la masa del glaciar y tratar de vincularla con los factores climáticos que se miden lo más cerca posible del glaciar. También hay mediciones que se efectúan en material antiguo que se ha conservado y cuyo análisis permite reconstruir la evolución de los glaciares en el pasado, las fluctuaciones de su masa o de las características geoquímicas del hielo que son “trazadores” de climas pasados: son las morrenas que marcan las fluctuaciones de superficies y volúmenes glaciares, o bien los archivos de hielo que se extraen de los nevados más altos.



Medición de la acumulación neta de nieve en las partes altas de los glaciares monitoreados para el balance de masa. Zona de acumulación del glaciar 15a del Antisana (5400 m: fotos 1 y 2), del glaciar de Zongo (6000 m: foto 3) y del glaciar del Charquini (5200 m: foto 4). Este tipo de medición se realiza una (o dos veces) al año al final del año hidrológico (y de la temporada de acumulación), y permite estimar el balance de masa en la parte alta (zona de acumulación) del glaciar. Fotos B.Francou

a) El balance de masa del glaciar

El **balance de masa*** es el dato de base del glaciólogo, así como la medición de los caudales de un río lo es para un hidrólogo. Como no se puede “pesar” el conjunto de un glaciar cada año para ver cómo evoluciona su masa, se recurre a mediciones parciales.

Así, en la parte superior del glaciar, que conserva gran parte de la nieve acumulada, se lleva a cabo la extracción de testigos cavando pozos que permiten cuantificar el ciclo de acumulación anual. Un estudio densimétrico permite convertir el material encontrado (nieve e hielo) en equivalente de agua para tener de un dato comparable. Este trabajo se efectúa una vez al año justo antes del comienzo de la temporada de lluvias, por ejemplo en septiembre en Perú y en Bolivia, en diciembre o enero en Ecuador. La complejidad de la topografía en la zona de acumulación, puede hacer variar las tasas de acumulación a nivel espacial, por lo que muchas veces requiere que los sitios de medición se multipliquen. Lo óptimo es hacer ese tipo de mediciones al mismo tiempo, al inicio y al final del ciclo de acumulación, para documentar la temporada seca, un periodo en que la **ablación*** o la **acumulación*** pueden dominar según los años, pero en escasas proporciones.

La porción del glaciar donde domina la ablación, debajo de la **línea de equilibrio***, es monitoreada por una red de balizas introducidas en el hielo, cuya parte externa, emergente, encima de la superficie del glaciar refleja la ablación y la acumulación del hielo y de la nieve. La diferencia (positiva o negativa) de la parte externa emergente, medida entre dos periodos de tiempo se transforma en el equivalente al agua tomando en cuenta la densidad del material nuevo o desaparecido (nieve, **neviza*** o hielo). Las balizas deben ser cuidadosamente colocadas en red y en el mismo lugar una vez sustituidas para obtener una medición coherente de un año a otro. Realizando una lectura de estas balizas una vez al año, al final del año **hidrológico***, se puede calcular el balance de masa anual, es lo que se hace en los Alpes. Pero, más adelante, veremos que es interesante hacer un seguimiento mensual en los Trópicos, a fin de entender mejor la distribución de la ablación durante el año y luego vincularla con el balance de energía.

La integración de esta información con la de la parte superior donde domina la acumulación, teniendo en cuenta las superficies en cuestión, permite calcular el **balance neto específico***, comúnmente conocido como **balance de masa***. Este método llamado “**glaciológico**” tiene un nivel de incertidumbre relacionada con la extensión de las zonas del glaciar que no pueden medirse directamente (zonas muy abruptas y peligrosas). Por esta razón se cruzan los resultados obtenidos con los de otros métodos.

Un método integral es el que brinda el análisis de fotografías aéreas de buena resolución, tomadas con regularidad en el tiempo, por ejemplo cada cinco años. Mediante el **análisis fotogramétrico**, que implica un proceso de restitución de pares de fotografías, se obtiene una imagen “ortorectificada” y “georeferenciada” que puede leerse como un mapa. Este proceso implica haber levantado en el terreno un conjunto de puntos característicos y reconocibles con un **GPS diferencial*** (DGPS) para disponer de puntos de apoyo geodésicos estables y precisos. De esta manera, se genera un modelo digital del terreno de la fecha en que se tomó la fotografía y, mediante la superposición de los modelos digitales de los años sucesivos, se determina la porción de hielo/nieve aportada o sustraída al glaciar, así como las variaciones de los límites del glaciar. Transformando el material agregado o restado al glaciar en equivalente agua estimando su densidad, se obtiene el balance de masa entre ambos periodos documentados, el cual puede ser promediado en un periodo de varios años. La fotogrametría es un buen método de validación del balance de masa estimado en el suelo con el método glaciológico, a condición que el resultado sea de buena resolución, del orden de un metro en vertical por un intervalo de tiempo de diez años, por ejemplo.

Lamentablemente, raras veces se encuentran fotografías aéreas de los Andes a un intervalo de tiempo



Medición de la ablación a partir de balizas de balance/velocidad. La instalación de este tipo de balisa requiere una sonda al vapor para perforar un hueco de una pulgada de diámetro y de 10-12 metros de profundidad. Las balizas son constituidas de tubos de PVC de 2 m de longitud. Se introducen cinco a seis de esos tubos en cada hueco. La medición a tiempo fijo de la emergencia de estas balizas, dispuestas en red en la zona de ablación del glaciar, ofrece la posibilidad de estimar el balance de masa de superficie en esta zona. El desplazamiento de la balisa medido con un DGPS proporciona una estimación de la velocidad superficial del hielo. Fotos B.Francou

inferior al decenio y cuando las hay, por lo general, son inutilizables tanto por su calidad como por las condiciones de terreno en el momento de la toma (por ejemplo, una capa de nieve que cubre el contacto del glaciar y sus bordes, haciendo que su delimitación sea delicada o imposible; o bien nieve que al producir mucho brillo sobre el glaciar hace poco visible el relieve). Esta limitación está siendo superada por la creciente disponibilidad de **imágenes satelitales** de alta resolución que cada vez más logran compensar las mejores fotografías aéreas y que por su costo es más fácil adquirirlas, pero las fotografías aéreas, siguen siendo insustituibles en periodos antiguos (antes de la serie de los satélites LANDSAT). Estas técnicas requieren un tratamiento manual, costoso en tiempo, que limita las superficies investigadas, es decir considerar glaciares por macizo al momento de tratar imágenes multitemporales; aunque por otro lado la

fotogrametría digital facilita considerablemente el trabajo y reduce los costos de tratamiento en comparación con la fotogrametría óptica.

La **teledetección por láser** (LIDAR: *light detection and ranging*) es una técnica revolucionaria que elimina la mayoría de los inconvenientes de las técnicas fotogramétricas y de teledetección. Permite determinar la distancia entre el emisor y el suelo utilizando un láser de impulsos. A diferencia del radar, que se basa en el mismo principio pero que utiliza ondas de radio, en esta técnica se utiliza la luz. La distancia al objeto se obtiene midiendo el tiempo entre el impulso y la detección de la señal reflejada. Además de la alta precisión obtenida, el método supera el trabajo manual tedioso de restitución en el glaciar, requerido por la fotogrametría. El tratamiento de la señal permite analizar la gran cantidad de información recopilada. Sin embargo, los LIDARs son herramientas costosas, pues requieren ser cargados en aviones que deben volar a baja altura, como los vuelos efectuados para la fotogrametría, lo que aumenta su costo, normalmente los utilizan equipos organizados multi-institucionalmente.



Utilización del DGPS en los alrededores del glaciar de escombros del Caquilla, sur de Bolivia (arriba), y de la ladera este del Antisana, Ecuador (abajo). Fotos B.Francou

Otra técnica integral para la obtención del balance de masa, que no está exenta de inconvenientes, es utilizar el **método hidrológico**. El principio es simple: restar de los aportes sólidos del glaciar, provenientes de las precipitaciones (estimadas/medidas), la parte separada por la fusión que se mide en una estación hidrológica situada en el torrente emisario, lo más cerca posible del glaciar. En el cálculo, hay que tener en cuenta variables cuya cuantificación puede dar lugar a grandes incertidumbres. Por ejemplo, es difícil medir las precipitaciones en la parte alta del glaciar, por lo que es necesario extrapolar en la altura los valores de agua captados en pluviómetros puestos más abajo alrededor de la lengua glaciar en la zona de ablación. Una parte de la nieve, del hielo y del agua corriente superficial se sublima y se evapora, es una cantidad que solo se puede obtener de forma aproximada. Las infiltraciones también se consideran como cantidades de agua variable, estimadas de forma aproximada, lo que es una fuente adicional de error. También están los márgenes del glaciar que contribuyen a alimentar de agua el torrente emisario cuyos aportes deben estimarse y sustraerse de los volúmenes medidos por la estación limnigráfica. En situaciones simples, cuando estos parámetros pueden ser medidos o cuantificados con menos incertidumbre, el balance de masa hidrológico ofrece una buena información que puede ser cruzada con los otros métodos. El objetivo principal del método hidrológico es considerar todo el glaciar, como lo hace el método geodésico, al contrario del balance “glaciológico” que debe realizar una interpolación espacial, para cubrir los datos faltantes, lo que a veces es una gran fuente de incertidumbre.

Por lo tanto, lo más interesante es poder utilizar varios métodos y cruzarlos. El método fotogramétrico en los Andes tiene la ventaja de contar con información de más de 50 años (desde 1956, aproximadamente), con un promedio de vuelo disponible cada diez años. Utilizando las morrenas glaciares datadas se pueden reconstruir las superficies (y a veces los volúmenes) de los glaciares de varios siglos. A través del método

hidrológico, fue posible reconstruir balances de masa anuales utilizando mediciones de los caudales efectuados en desagües y datos de precipitaciones. Este fue el caso, por ejemplo, en el glaciar de Zongo durante el periodo 1973-1991, anterior a las mediciones del balance glaciológico que comenzaron en 1991 (Soruco, 2008).

b) ¿Cómo relacionar el balance de masa con los movimientos del glaciar, y en particular con las fluctuaciones de su frente?

La escorrentía del hielo resulta primeramente de su deformación. A la inversa de un cuerpo rígido, el hielo puede deformarse más allá de su límite elástico. En términos mecánicos, el hielo es considerado como un **cuerpo visco-plástico**: es *viscoso* ya que su deformación depende del tiempo y es posible definir una velocidad de deformación; es *plástico*, porque se deforma de manera permanente y su deformación no se anula cuando la presión desaparece. A escala de un glaciar, la velocidad de deformación es máxima donde la presión de cizallamiento es máxima, es decir hacia la base del glaciar cerca del lecho rocoso y hacia las orillas. Sin embargo, la deformación no explica todo el movimiento de un glaciar. La escorrentía es en realidad el resultado tanto de la deformación del hielo como del deslizamiento sobre su lecho rocoso. Al contacto con el lecho rocoso, las irregularidades de la roca, que constituye el lecho sub-glacial, crean una fricción que se opone al deslizamiento del glaciar. El deslizamiento se hace efectivo solamente en los glaciares cuya base es “templada”, es decir a temperatura de fusión. De lo contrario, a temperatura negativa (caso de “glaciares fríos”), el hielo está “pegado” al lecho rocoso y no se produce el deslizamiento, solo se produce la deformación. El deslizamiento depende mucho de la presión de agua que hay en la base del glaciar y por lo tanto de la presencia o no de una red hidrográfica subglacial. Además, los glaciares cubren a veces sedimentos que a su vez son deformables, especialmente si están impregnados de agua.

Se utilizan **modelos de escorrentía** de diversa complejidad para saber cómo un exceso de carga, debido al balance de masa positivo durante varios años continuos y un déficit de carga por un balance de masa duraderamente negativo, modifican el espesor de la lengua glaciar y su velocidad de escorrentía, transmitiéndose luego al frente provocando un avance o un retroceso del glaciar.



Estimación del total de precipitación acumulada a partir de una medición directa (izquierda). Este de tipo de pluviómetro totalizador, poco costoso, existe en toda la red andina. Ofrece estimaciones de la precipitación bastante confiables, particularmente cuando la mayor parte cae en forma sólida. Generalmente las lecturas son mensuales. Vertedero ubicado sobre el torrente del glaciar de Zongo (centro) a poca distancia del frente. Fotos B.Francou



Utilización de un radar a penetración de suelo para medir el espesor de ciertas secciones del glaciar (arriba), y señal típica registrada en la pantalla del osciloscopio cuando el hielo es homogéneo y la principal reflexión indica la presencia del bedrock (abajo). Fotos B.Francou

Para esto, es necesario conocer la topografía de la superficie y la topografía del lecho rocoso subglacial para cuantificar el espesor del hielo. La topografía del lecho rocoso se obtiene a partir de las mediciones de **radar a penetración de suelo*** cuyo principio de funcionamiento es el siguiente: el emisor envía una señal que se propaga en todas las direcciones y que es registrada por el receptor. Una parte de la señal se propaga directamente en el aire (onda directa) y llega primero al receptor; otra parte se propaga en el glaciar y es reflejada por el lecho rocoso subglacial antes de ser recuperada por el receptor. Conociendo la velocidad de propagación de las ondas de radar en el hielo, se calcula el espesor del glaciar a partir del tiempo que toma la onda para ir del emisor al receptor después de haber sido reflejada por el lecho rocoso subglacial.

Actualmente hay modelos numéricos (como el modelo ELMER-ICE) que consideran la geometría compleja y evolutiva de un glaciar en 3D. Su forma está representada por una trama no estructurada con nudos donde se resuelven las ecuaciones, que describen las propiedades de escorrentía del hielo (ecuaciones de Stokes).

Existen muchas razones para pensar que, aun cuando todavía no ha sido demostrado por las mediciones, la reacción dinámica de los glaciares tropicales al balance de masa difiere sensiblemente de la dinámica de los glaciares de las altas/medias latitudes. En efecto, debido a la permanencia de la ablación durante todo el año en los trópicos, el gradiente que afecta al balance de masa entre la línea de equilibrio y el frente es muy elevado (del orden de 2 m eq. agua/100 m). En estas condiciones, para que el frente del glaciar avance, es necesario que la línea de equilibrio se desplace hacia abajo a una corta distancia del frente, incluso hasta el frente. Esto se ha observado en diversas ocasiones durante los últimos quince años en la lengua del Antisana 15 en Ecuador, la cual ha avanzado varias decenas de metros después de dos años consecutivos de balance positivo.

c) El sistema de observación de las variables climáticas en los alrededores del glaciar

Las estaciones meteorológicas de las redes nacionales en los Andes entre Bolivia y Venezuela, unas 279 utilizables (Vuille *et al.*, 2008), se encuentran a menos de 4200 metros, es decir alejadas de los glaciares. Una solución para la observación de los glaciares consiste en instalar nuevas estaciones de forma permanente en un perímetro de menos de 5-10 km de los glaciares. En estas estaciones de altura llamadas "de referencia", se miden como mínimo las temperaturas permanentemente bajo abrigo, la humedad, las precipitaciones, los vientos (dirección/intensidad) y la radiación global incidente con todas las longitudes de onda combinadas, tales como la reciente red de estaciones instaladas en el marco del Proyecto de Adaptación al retroceso acelerado de glaciares - PRAA entre 2009 y 2010, en glaciares de Bolivia, Colombia,

Ecuador y Perú. Si los equipos de medición tienen un mantenimiento preventivo, además de ser regularmente visitados, verificados y calibrados, esas estaciones ofrecen información de calidad, que superan la necesidad de vigilancia de los glaciares, ofreciendo datos a los diversos programas existentes, por ejemplo a los que trabajan sobre los ecosistemas de altura (punas y páramos) o a los sistemas hidrológicos. Algunos modelos estadísticos bastante simples que vinculan la evolución del balance de masa glaciar a las temperaturas (*“modelos grados-días”**) dan resultados aceptables en pasos de tiempo mensuales y anuales con este tipo de información.

Sin embargo, el análisis de los procesos de fusión en los glaciares requiere información de los diferentes componentes del **balance de energía***. En ese sentido, se puede separar los flujos intercambiados entre la atmósfera y la superficie del glaciar en sus dos principales componentes: **flujos radiativos*** de distintas longitudes de onda y **flujos turbulentos***, que aportan o extraen energía en la superficie del glaciar, los dos entrando en el proceso de fusión de la nieve o del hielo (ver Recuadro 5, pág. 43).

Estas estaciones también deben estar equipadas de instrumentos que permitan medir con bastante precisión las precipitaciones. Los pluviómetros, desde el modelo mas simple (simple cilindro) hasta los más sofisticados, están diseñados para captar lo mejor posible las precipitaciones sólidas, nieves ligeras y frías o granizos pequeños y duros, gracias a sus superficies de captación alargadas en comparación con los aparatos convencionales, al alcohol para evitar la congelación, y al aceite, para bloquear la evaporación. Los aparatos más perfeccionados como los GEONOR, miden las precipitaciones líquidas/sólidas por peso del agua obtenida después de la fusión. Nuevos aparatos disponibles en el mercado son capaces de analizar las partículas de precipitación a partir de la absorción que estas provocan atravesando un rayo láser. Es el principio de los **disdrómetros*** que detectan el tamaño y la velocidad de los diferentes hidrometeoros clasificándolos en categorías. Detectar la fase de las precipitaciones es particularmente importante para los estudios glaciológicos, como lo veremos más adelante capítulo 4.



Estaciones fijas instaladas en las orillas del glaciar, en el glaciar Ritacuba Negro, Colombia (primera), el glaciar 15 del Antisana, Ecuador (segunda) y el glaciar de Zongo, Bolivia (dos últimas). Fotos B.Francou

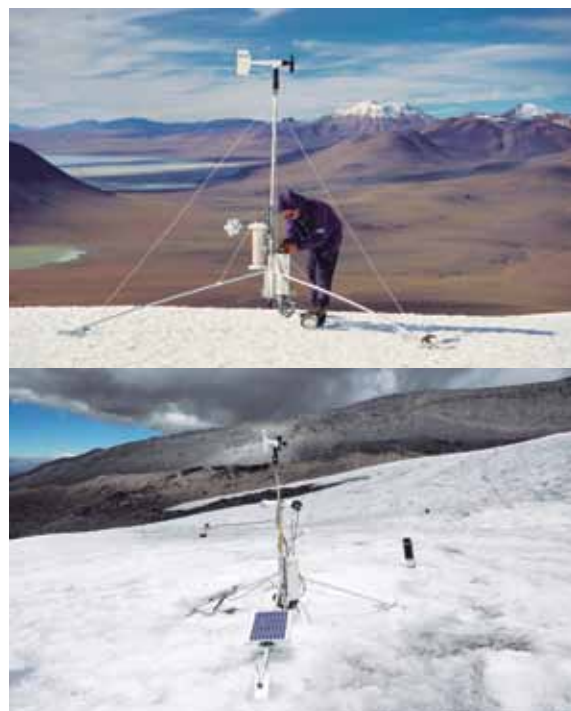


Estaciones móviles (tipo « SAMA ») colocadas sobre el glaciar, en la zona de ablación, a una altura similar a las estaciones fijas, Zongo. Fotos B.Francou

Relacionada aún con las precipitaciones, su ocurrencia, y su fase sólida/líquida, la existencia de un manto nevoso en el suelo y su erosión es una medida accesible gracias a sondas especiales que emiten una señal ultrasonida perpendicularmente al suelo y que la recuperan calculando la distancia en función del tiempo de transmisión.

Todas estas mediciones requieren un soporte fijo, razón por la cual se realizan en estaciones instaladas de manera permanente en morrenas, a cientos de metros de las lenguas glaciares y a la misma altitud. Estas estaciones miden continuamente la temperatura y la humedad relativa, con ayuda de higrotermómetros ventilados; los flujos radiativos incidentes/reflejados en longitudes de onda corta y larga con ayuda de radiómetros; y la intensidad y dirección del viento, con los anemómetros.

Debido a la necesidad de estudios detallados, es importante realizar estas mediciones en estaciones paralelas con captosres colocados **en la superficie del glaciar**. El seguimiento (monitoreo, mantenimiento) de las estaciones en el glaciar es de cuidado debido al movimiento del soporte que modifica en cualquier momento la posición de los captosres, y por lo tanto, las condiciones de medición. Por esta razón, estas estaciones son temporales y están relacionadas a estudios de duración limitada.

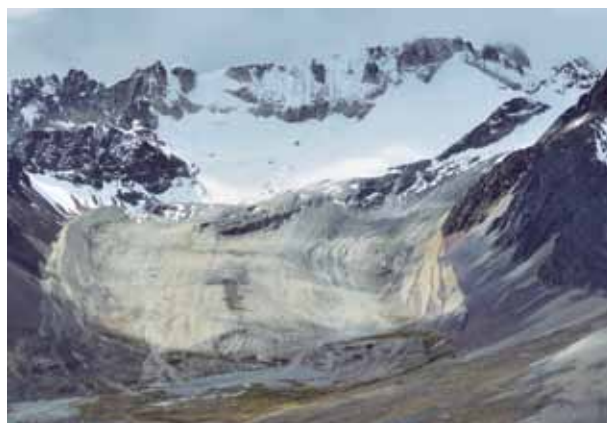


Caquella, 5400 m (arriba) y Antisana 12, 4850 m (abajo). Fotos B.Francou

d) Reconstrucciones de los eventos pasados

Los glaciares forman parte del conjunto de información utilizado para reconstruir climas pasados. Los métodos son tomados de la geomorfología, cuando se reconstruyen las extensiones glaciares a partir de depósitos (morrenas), y de la geoquímica clásica e isotópica cuando se analizan los hielos antiguos bien conservados para extraer una señal climática.

Para cartografiar los cordones morrénicos conservados que “trazan” una parte de las fluctuaciones glaciares pasadas, se recurre a la fotogrametría utilizando pares de fotografías terrestres o aéreas, o levantando topografías en el terreno con una estación total o un GPS de precisión. Los modelos numéricos obtenidos reconstituyen las áreas ocupadas por los glaciares cuando estos depositaban los cordones laterales y frontales. Si los lechos rocosos en los cuales se escurrían las corrientes de hielo todavía son visibles, es decir, no muy recubiertas de productos detríticos posteriores, se pueden “llenar” las depresiones delimitadas por las morrenas y reconstruir así los volúmenes de hielo con alta precisión en muchos casos. Las morrenas datan del periodo de extensión máxima de los glaciares,

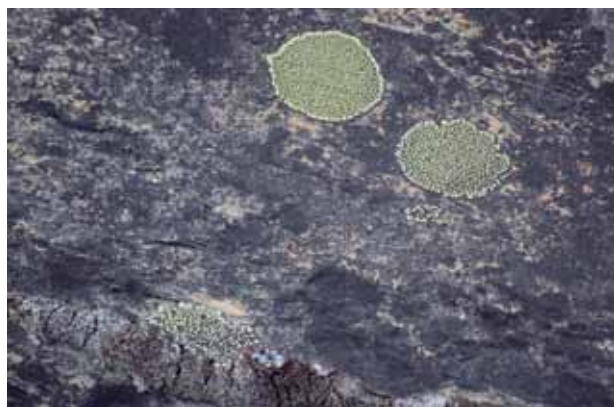


Complejo morrénico del glaciar Charquini Sur. Sobre esas morrenas ha sido aplicado el método de datación basado en la liquenometría, lo que ha permitido precisar la cronología de las fluctuaciones de este glaciar, desde el máximo de la Pequeña Edad de Hielo (siglo 17) y durante el proceso de desglaciación posterior. Foto B.Francou

cuando estos estuvieron en equilibrio. Obtener estas edades es una operación delicada, pero a menudo realizable combinando diversas técnicas.

En los Andes tropicales, métodos que utilizan curvas de crecimiento de algunos líquenes (método llamado la **liquenometría***) o las tasas de producción de ciertos isótopos radioactivos como el **berilio 10 (^{10}Be)***, han sido los más comunes en el periodo que cubre los últimos siglos desde la **Pequeña Edad de Hielo***.

La liquenometría* utiliza líquenes de la especie *Rhizocarpon Geographicum* que crecen en las rocas silíceas (granito, gneis, arenisca, cuarcita, algunas rocas volcánicas). El muestreo se concentra en los líquenes más circulares y más grandes, uno solo por cada roca, considerando un número significativo de puntos de muestreo en la parte alta de las morrenas, de preferencia en los sectores más estables. A nivel de las distribuciones obtenidas en estas muestras, se encontró que el análisis estadístico más apropiado era el que se refiere a la teoría de los **valores extremos***. Lo más difícil es obtener contrastar una buena curva de crecimiento para este tipo de líquen en una región dada, lo cual solo puede hacerse utilizando materiales cuya edad es conocida (lápidas sepulcrales, entradas de mina, represas, lavas volcánicas documentadas en la historia, etc.).



*Líquenes de la especie *Rhizocarpon Geographicum*, cuya tasa de crecimiento calibrada sirve de método de datación de las morrenas de los últimos siglos. Foto B.Francou*

El uso del **isótopo 10 del berilio*** ofrece una buena alternativa al método liquenométrico, con la condición de que la tasa de producción de este isótopo, modulado por la actividad solar, sea conocida. Este método exige protocolos de muestreo complejos, y debido al costo de los análisis, la cantidad de rocas muestreadas es necesariamente limitada. La utilización de las técnicas de análisis de laboratorio es necesaria. Este método de datación, como la liquenometría, no escapa a incertidumbres intrínsecas y generan márgenes de error. Lo más seguro es practicar ambos métodos, uno que sirve para validar al otro, sabiendo que cada uno posee su margen de incertidumbre y que, en el mejor de los casos, estos márgenes pueden superponerse en parte.

La utilización de la datación con radiocarbono (^{14}C) da como resultado edades muy imprecisas para los últimos siglos, debido a la tasa de producción de este isótopo, modulado también por la actividad solar. Tiene que ser utilizada en materia orgánica no contaminada, pero la posición estratigráfica de esta es a veces compleja y requiere una interpretación, que es de por sí una fuente de incertidumbres.

Los archivos glaciares contenidos en los hielos glaciales a gran altura contienen cantidad enorme de información valiosa para reconstruir ciertos aspectos de los climas del pasado (ver capítulo 5). En los Andes tropicales, cerca de las cumbres, se pueden encontrar masas de hielo de un espesor superior a 100 m conservados a una temperatura negativa hasta el lecho rocoso, que han brindado en ciertos lugares (Huascarán y Coropuna en Perú, Sajama e Illimani en Bolivia) informaciones sobre el clima de más de 15 000 años atrás. La extracción de este hielo y sus análisis son operaciones complejas y costosas que implican equipos especializados, grandes financiamientos y laboratorios muy organizados. Los archivos



Nuevos muestreos de roca sobre la morrena externa del Charquini Sur para verificar las dataciones obtenidas anteriormente. La acumulación del ^{10}Be , un isótopo cosmogénico radioactivo, en los átomos de la roca, ofrece una herramienta de datación, a condición que se conozca la tasa de producción de este elemento en el transcurso de los siglos pasados. Foto B.Francou

encontrados son muy valiosos, describen eventos globales (las grandes erupciones volcánicas, el último ciclo glacial/interglacial, la Pequeña Edad de Hielo), regionales (variabilidad climática asociada al **ENSO***, trazado de la circulación atmosférica a nivel continental, aumento/disminución de las precipitaciones) o locales (contaminaciones metálicas u orgánicas, índices de vegetación como los pólenes). La datación del hielo es difícil de obtener cuando excede el nivel de visibilidad del ciclo anual (alrededor de un siglo), y requiere que se calcule en grandes eventos (grandes **erupciones volcánicas estratosféricas***) o en su defecto, con modelos de escorrentía de un hielo a temperatura negativa hasta el lecho rocoso. La interpretación de los indicadores encontrados puede diferir, por ejemplo, las variaciones en la proporción de los isótopos estables del oxígeno ($\delta^{18}\text{O}$) o del deuterio (δD),

como indicadores de la temperatura atmosférica en altas altitudes, o como es el caso en los trópicos, como trazadores de trayectorias de masa de aire sometidas a eventos convectivos y a reciclajes (ciclos precipitaciones/evaporaciones). Una medición interesante pero poco practicada hasta ahora, es la del perfil de las temperaturas a lo largo de los pozos de excavación, que permite reconstruir las variaciones de temperatura pasadas de la atmósfera e identificar el calentamiento global del siglo 20 (ver más adelante el capítulo 5).

e) Organización de una red de observación

Con lo anterior, es evidente que una red de observación de los glaciares a escala regional constituye una herramienta de monitoreo del clima. Como tal, debe ser gestionada por las instituciones nacionales que despliegan redes meteorológicas y aseguran su vigilancia. Los datos colectados se utilizan para establecer el diagnóstico climático del planeta y son transmitidos a los organismos internacionales a menudo bajo los auspicios de las Naciones Unidas. Pero los glaciares también son reservas de agua que alimentan y regulan los sistemas hidrológicos a nivel de las cuencas montañosas, y como tal interesa a las instituciones que utilizan el recurso agua, redes de distribución de agua hacia los valles, empresas que utilizan la fuerza hidráulica y sistemas de riego. La instalación, el financiamiento y la gestión de programas glacio-

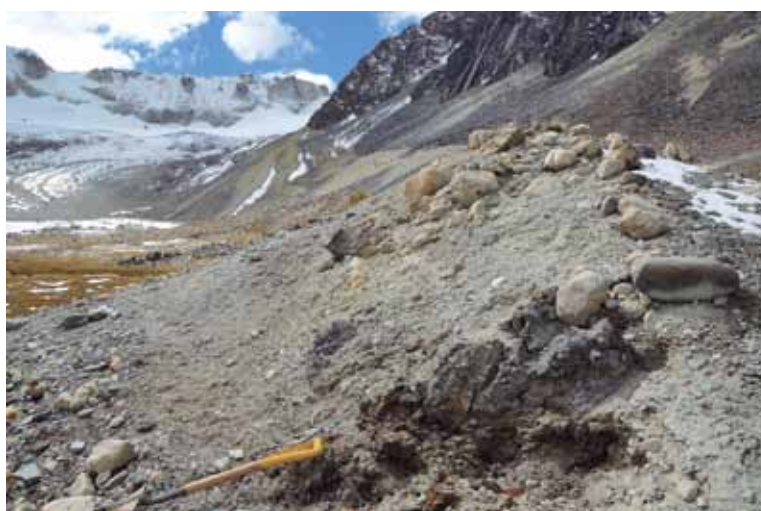
hidrológicos corresponden lógicamente también a estas instituciones (ver Recuadro N° 1).

Sin embargo, el contenido científico de los programas de monitoreo, el diseño, los métodos utilizados, la calidad de las mediciones y los análisis, requieren que se lleven a cabo en colaboración con la comunidad científica, representada por las universidades y los centros de investigación, nacionales e internacionales.

En el caso del programa Great Ice (ver Recuadro N° 2), que desde hace más de veinte años ha conducido a la creación de este tipo de red en cuatro países andinos, se buscó una asociación diversificada que incluye: 1) universidades, centros de excelencia que tienen “materia gris” y estudiantes disponibles para recibir formaciones especializadas hasta el nivel doctoral; 2) institutos nacionales que gestionan redes hidrometeorológicas (SENAMHI, INAMHI, IDEAM, etc.); 3) empresas públicas o privadas que son usuarias de las aguas de origen glaciar, dispensadores de agua para las ciudades y empresas hidroeléctricas. El diseño de las redes, la adquisición de conocimientos a través de la transferencia tecnológica y la formación de estudiantes han pasado por el canal de la cooperación científica internacional, que en el caso de Great Ice ha sido asegurada por el IRD (Francia).

Teniendo en cuenta la necesidad de mantener este tipo de programas (un observatorio solo tiene interés si subsiste en el tiempo), y la vinculación de las entidades nacionales a nivel regional andino, es necesario, mantener la cooperación internacional -que a la larga solo puede enriquecer el dispositivo-, recurrir a consorcios supranacionales, es decir, a organismos presentes en los diversos países. Por lo tanto, la Secretaria General de la Comunidad Andina (SGCAN), que ya está activa en el campo del estudio de los glaciares y del recurso hídrico a través del Proyecto de Adaptación al retroceso acelerado de Glaciares en los Andes Tropicales - PRAA, tendría el rol de facilitar este tipo de observatorio y canalizar las ayudas nacionales e internacionales que garanticen la sostenibilidad a largo plazo.

Por último, a fin de evaluar mejor los recursos hídricos para los próximos años, es importante incorporar al observatorio de los glaciares a grupos profesionales de diversas áreas que trabajan también en las cuencas altas andinas con enfoque científico, tales como los biólogos que se dedican al estudio de los ecosistemas de altura (zonas húmedas, particularmente), los hidrólogos que trabajan fuera de las zonas glaciares y los equipos que se interesan en la gestión del agua de las grandes cuencas situadas en la parte baja.



Elementos de turba inter-estratificados en la morrena M1 del glaciar Charquini Sur, sirviendo a datar la construcción de esta morrena con el uso del isótopo 14 del carbono (^{14}C). La turba ha crecido durante un periodo anterior, luego ha sido arrastrada y desplazada por el avance del glaciar que depositó esta morrena. Foto B.Francou

RECUADRO N° 1: Breve reseña de la observación de los glaciares en los Andes tropicales

Los glaciares tropicales son señalados desde el siglo 18 por las expediciones científicas, especialmente la de los académicos franceses en el territorio actual de Ecuador, en sus trabajos geodésicos (Francou, 2004). La Condamine y Bouguer, miembros de esta expedición, los identifican como “nieves eternas” o “masas de nieve tan viejas como el mundo”, ya que los glaciares no eran conocidos como tales por la comunidad científica en ese tiempo. El concepto de glaciar apareció en Suiza entre 1790 y 1840 bajo el impulso de H.B. de Saussure y luego de L. Agassiz. Sin embargo, sitúan los límites inferiores en ciertos macizos, lo que permite fijar la línea de equilibrio de los glaciares a 4750 metros en 1740 en el centro del Ecuador actual. Los límites de los frentes y la línea de nieve fueron medidos en Ecuador por los geólogos alemanes Reiss y Stübel entre 1869 y 1873 en unos treinta sitios. Esta operación la repitió en 1903 el geógrafo Hans Meyer, que se puede considerar como el primer glaciólogo en visitar la región, es decir, un investigador interesado en los glaciares como un verdadero objeto de estudio. Él es testigo de un retroceso vertical de los glaciares de aproximadamente 150 m, entre sus propias observaciones y las realizadas por Reiss y Stübel.

En Perú, el geógrafo W. Sievers proporcionó información bastante precisa sobre los glaciares. Evaluó en 150-200 m el retroceso vertical de los glaciares, entre 1880 y 1909. Pero son las expediciones austro-alemanas del Deutsch Österreichischer Alpenverein, dirigidas por P. Borchers y luego por H. Kinzl (la primera en 1932 y las siguientes entre 1936, 1939 y 1954), las que realizan un notable trabajo topográfico sistemático en varios macizos, Cordillera Blanca, Cordillera de Huayhuash y Cordillera Huaytapayana. Este trabajo dio por resultado unos mapas al 1:200.000, 1:100.000 y 1:50.000 que representan muy correctamente las superficies glaciares y que se mantienen como referencias para conocer su extensión en el periodo 1932-1954. Durante los años 1950, por la necesidad de mapas nacionales, se llevaron a cabo los primeros vuelos fotogramétricos de los Institutos Geográficos Militares, que más tarde proporcionarían información cada diez años aproximadamente sobre la extensión de las zonas glaciares.

Desde 1951, los glaciares de la Cordillera Blanca son objeto de un interés particular de parte de la Corporación Peruana del Santa, una compañía del Estado para el desarrollo del potencial hidroeléctrico de la región (Ames y Francou, 1995). Esta organización también está interesada en los lagos glaciares peligrosos cuyos desbordamientos accidentales se multiplican con la desglaciación acelerada de los años 1940-1951. Por la misma razón es que en 1968 se instala en Huaraz la División de Glaciología, una organización que implementa el primer programa de monitoreo sistemático de los glaciares en el marco de las actividades de la empresa Electroperú: mediciones topográficas de las lenguas, estudios fotogramétricos, estimaciones del balance de masa en las zonas de ablación de una muestra de glaciares. En la organización de estas observaciones tienen un papel protagónico dos personalidades de Huaraz, A. Ames y B. Morales Arnao, que son los primeros glaciólogos de Perú. Ellos serán apoyados, sobre todo después de la catástrofe glaciar de Yungay en 1970, por L. Lliboutry, del Laboratorio de Glaciología de Grenoble, uno de los fundadores de la glaciología física, y luego por S. Hastenrath, de la Wisconsin University en Madison. Les debemos los primeros artículos científicos sobre los glaciares de los Andes tropicales. Los glaciares más estudiados en la Cordillera Blanca son Broggi, Uruashraju, Yanamarey, Huarapasca, Pastoruri y Cajap, así como Santa Rosa en la Cordillera del Raura. Sin embargo, la ausencia de mediciones de acumulación no permite estimar los balances de masa completos. Estaciones meteorológicas cercanas a los glaciares hacen su aparición. Desafortunadamente, los problemas políticos de Perú a comienzos de 1990 y la privatización de Electroperú quebrantan el impulso de esta Unidad de Glaciología y Recursos Hídricos de Huaraz, que sin embargo mantiene las funciones de una oficina de estudios de los glaciares del país.

En Ecuador, Hastenrath (1981) publica una síntesis de los conocimientos sobre las masas de hielo que cubren los volcanes ecuatorianos, información que principalmente deriva de una base documental desde el siglo 19. Hastenrath realiza algunos estudios de campo para describir la glaciación de entonces. La línea de equilibrio de los glaciares se coloca en 1975 a 4900-4950 m en el sector central del país, es decir aproximadamente 200-250 m más alto que en 1740.

Jordán (1991) hace un trabajo de inventario sistemático sobre los glaciares bolivianos, sobre la base de una cobertura de fotografías aéreas realizada para este fin. Es la obra de referencia sobre el estado de los glaciares en Bolivia para 1975. Paralelamente, este geógrafo prosigue con estudios cartográficos de glaciares en Colombia, sobre todo después de la erupción del Ruiz en noviembre 1985, y también en Ecuador.

A partir de 1974, el glaciar de Quelccaya, cerca de 44 km² en ese tiempo y con un espesor superior a los 200 m, es intensamente estudiado por L.G. Thompson y su equipo de la Ohio State University, que extrajeron varias muestras de hielo de 164 m y 154 m, hasta la parte más antigua cerca de 2000 años antes de nuestra era. Los análisis, hechos sobre la base del ratio de los isótopos 16 y 18 de oxígeno ($\delta^{18}\text{O}$) y del polvo encontrado en el hielo, permiten identificar: 1) la Pequeña Edad de Hielo, que se terminó en 1880; 2) el calentamiento del siglo 20; 3) la evolución de las precipitaciones en varios siglos, y 4) el fenómeno El Niño. Los operativos sobre esta cumbre abren la vía a otras extracciones realizadas después por el mismo equipo en el col del Huascarán y en el Nevado Copa en la Cordillera Blanca, así como en el Sajama en Bolivia y en el Coropuna en el sur del Perú, en colaboración con el IRD. Por su lado, el IRD lleva a cabo unas extracciones de muestras en el Illimani (Bolivia) hasta el bedrock de ~140 m, en colaboración con el Paul Scherer Institute de Berna, así como en el Chimborazo en Ecuador.

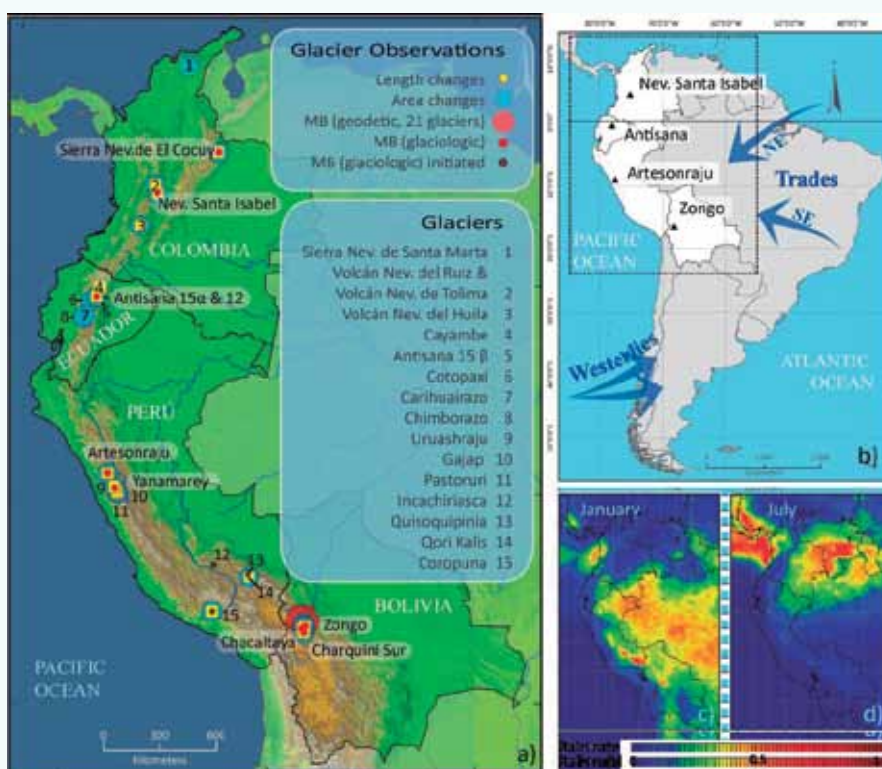
Alrededor de la década de 1990 y posteriormente, el equipo del Tropical Glacier Group de la Universidad de Innsbruck, dirigido por G. Kaser, participa en varios programas en la Cordillera Blanca practicando sobre todo análisis fotogramétricos, balances de masa, balances de energía y modelización hidrológica. Un equipo del Ohio State University, dirigido por B. Mark estudia la Cordillera Blanca, sobre todo el aspecto hidrológico y los recursos hídricos, mientras que un equipo suizo de la Universidad de Zurich se centra en los riesgos de origen glaciar.

En 1991, el IRD (en ese entonces ORSTOM), bajo la dirección de B. Francou y P. Ribstein, construye las bases para un sistema de observación integrado de los glaciares a nivel regional basado en glaciares instrumentados y monitoreados permanentemente. Los primeros glaciares observados son Chacaltaya y Zongo, en la Cordillera Real de Bolivia, luego en Perú en la Cordillera Blanca el Yanamarey y el Artezonraju; en Ecuador la atención se centra en el Antisana y secundariamente en el Cotopaxi, el Chimborazo y el Carihuayrazo (véase el Recuadro N° 2 “Great Ice”). El mismo sistema se repite en Colombia en el Santa Isabel (Parque los Nevados) y la Sierra Nevada del Cocuy gracias a un equipo del IDEAM de Bogotá dirigido por J.L. Ceballos. Anteriormente, tras la erupción del Nevado del Ruiz en 1985, se hizo un seguimiento del casquete de la cúspide de este volcán activo, con radar principalmente, en el marco de las actividades de Ingeominas en Bogotá.

Un trabajo de datación de las morrenas desde el último máximo glaciar hace 15 ka, que comenzó hace 30 años en Bolivia, Perú y Ecuador, lo siguen haciendo varios equipos, conectando las fluctuaciones de los glaciares desde el Tardiglacial y el Holoceno con eventos climáticos que se produjeron en los dos hemisferios. La Pequeña Edad de Hielo concentra la atención del equipo Great Ice, que demuestra que su máximo se produjo entre 1630 y 1730 AD y no en la mitad del siglo 19 como se lo suponía, y que el proceso de retroceso de los glaciares, cuya aceleración se observa desde hace 30 años en los Andes tropicales, de hecho se desarrolló en dos siglos y medio.

RECUADRO N° 2: El programa Great Ice: Glaciares y recurso agua en los Andes Tropicales. Indicadores de cambios en el ambiente

Este programa viene de la iniciativa del IRD en 1991 de promover el monitoreo de los glaciares de los Andes tropicales. Era claro en esta época que los glaciares de la región sufrían un retroceso marcado por el efecto de un cambio importante ocurrido en el clima a partir de los años 1976. En la concepción inicial de este programa, los glaciares han sido considerados como indicadores sensibles del clima y factores importantes del recurso agua en las altas cuencas andinas. Iniciado en Bolivia, el programa se extendió en 1994 al Perú (Cordillera Blanca) y al Ecuador (volcán Antisana). En 2002, el grupo y la red de observación reciben el apoyo de Ministerio Francés de la Investigación Científica y se reúnen con los Observatoire de Recherche pour l'Environnement (ORE). Se forma entonces GLACIOCLIM/ANDES, parte de una red extensa a nivel mundial, que organiza la observación de los glaciares en los Alpes franceses, Andes tropicales, Antártida y recién Himalaya y Kerguelen. Una parte de los datos obtenidos son asequibles via internet (<http://www-igge.obs.ujf-grenoble.fr/ServiceObs/>). Finalmente, el grupo constituido por investigadores del IRD, del Observatorio de Ciencias del Universo de Grenoble (OSUG) y de la Université Joseph Fourier (UJF), y de sus contrapartes andinas (UMSA, Bolivia; SENAMHI, ANA-UGRH, IGP, Perú; INAMHI, EPN, Ecuador), crean en 2011 el Laboratorio Mixto Internacional (LMI) Great Ice, con 25 investigadores. El LMI Great Ice se extiende hacia Colombia, gracias a la participación del IDEAM. La red de los glaciares observados permanentemente por este grupo aparece sobre la figura siguiente:



Glaciares permanentemente observados en los Andes tropicales. Los que están representados por un círculo rojo y que son nombrados en el mapa son equipados para el balance de masa e instrumentados con un equipo meteorológico e hidrológico. Los otros han sido estudiados de manera más episódica por otros equipos.

En la derecha (arriba), patrón de circulación atmosférica general en América del Sur. Abajo : promedio de precipitación por hora (en mm/hora) en enero y julio entre 1998 y 2010.

Capítulo 3

El retroceso de los glaciares andinos durante los últimos siglos y la aceleración del proceso desde los años 1976

Desde hace cuarenta años, muchos equipos han realizado importantes trabajos para describir el final del último ciclo glacial en los Andes tropicales (~30 000 años-~11 000 años) y su transición hacia el Holoceno, el periodo interglacial en el cual nos encontramos desde hace 11 000 años. Los sedimentos lacustres del Altiplano y las morrenas de las grandes cordilleras han sido archivos accesibles y datables para reconstruir las fluctuaciones del clima. Por otra parte, esta región de los Andes ha representado un desafío importante para las reconstrucciones paleoclimáticas, debido a su posición y a conexiones existentes con eventos globales que afectan uno u otro hemisferio, entre los cuales se encuentran: eventos del Pacífico ecuatorial asociados a la variabilidad **ENSO***, eventos del Atlántico norte que contribuyen a desplazar la **zona de convergencia intertropical*** y a modular la fuerza del monzón amazónico, principal fuente de precipitaciones en los Andes, y eventos relacionados al frente polar sur y a la evolución de la masa glacial antártica. El Recuadro N° 3 muestra, a partir de un estudio reciente, una perspectiva del retroceso glacial en Bolivia desde el fin de la última glaciación y su relación con el clima, de forma a resaltar el contexto climático.

Paradójicamente, se tuvo que llegar al último decenio (desde 2005) para conocer adelantos significativos sobre el conocimiento en la zona tropical de uno de los eventos más importantes del último milenio, la **Pequeña Edad de Hielo (~1300-~1880 AD)***. Este periodo, donde los glaciares alcanzaron un máximo a nivel mundial, es el punto de partida del proceso de desglaciación que observamos hoy en día. El estudio de este periodo y del siguiente periodo, durante el cual los glaciares han empezado una larga fase de disminución (en varios siglos), ha permitido poner en perspectiva el retroceso de los glaciares que conocemos desde hace algunos decenios.



Figura 3.1: Complejo morrénico del Glaciar Charquini Sur, con las fechas establecidas a partir de los análisis liquenométricos (Rabatel et al., 2005). Foto V.Amouroux

RECUADRO N° 3: Retroceso de los glaciares desde hace 11.000 años: El caso del Telata (Cordillera Real, Bolivia)

En un artículo reciente, Jomelli *et al.* (2011), trataron de trazar las etapas de retroceso del glaciar Telata (5395 m) en el alto valle de Zongo. Un conjunto de 57 morrenas bien conservadas ofreció dataciones al ^{10}Be . Según los autores, la más externa de las morrenas data de $\sim 10,8$ ka BP (aproximadamente 10.800 años antes de nuestro periodo), lo que la sitúa al final de la última glaciación y al comienzo del Holoceno. Desde el depósito de esta morrena, el glaciar ha retrocedido 2,9 km hasta su frente en 2004 (Figura 3.11).

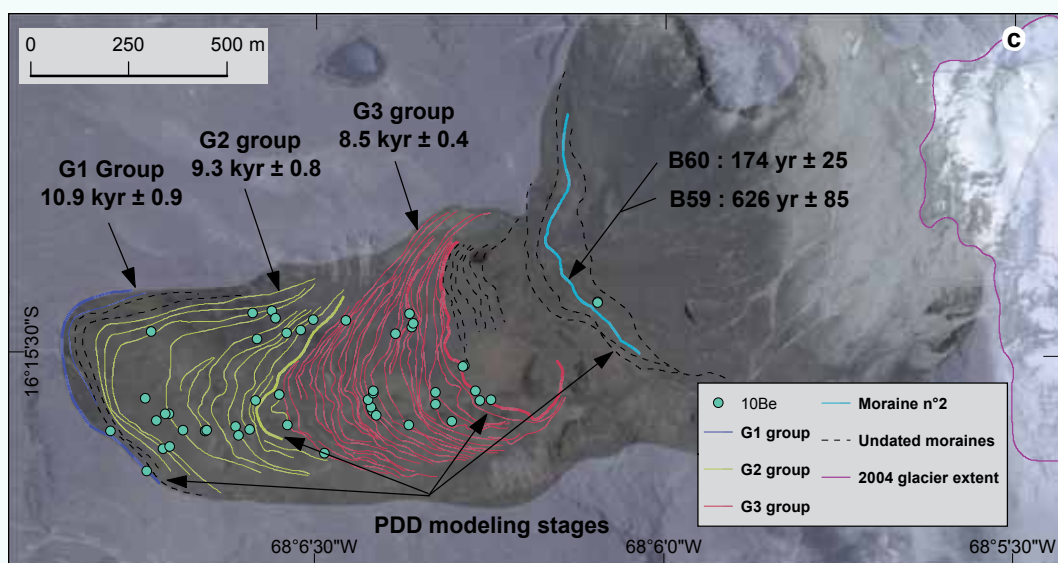


Figura 3.11: Conjunto de morrenas del glaciar Teleta. Los puntos verdes muestran las ubicaciones de las fechas obtenidas por ^{10}Be . Glaciar actual (2004) arriba, y morrena perteneciendo a la Pequeña Edad de Hielo en azul. Jomelli et al., 2011.

Inicialmente, el glaciar retrocedió rápidamente, abandonando 1,1 km (37 % de su longitud total) en ~2400 años, entre ~10,9 ka y 8,5 ka BP. A partir de entonces, entre 8,5 ka BP y la Pequeña Edad de Hielo, que culminó hace aproximadamente 250 años, el retroceso fue lento, de solo 0,4 km, lo que corresponde, según los autores del estudio, a una pérdida del 13 % de su longitud total en un periodo que cubrió la mayor parte del Holoceno. Sin embargo, hay que ser prudente con esta afirmación, ya que las morrenas identificadas y datadas en el campo representan solo las fases durante las cuales el glaciar avanzó o se quedó estable, y no es imposible que entre esos periodos la lengua haya retrocedido de manera importante, una información que ha sido “borrada” por los avances posteriores.

Desde la Pequeña Edad de Hielo hasta 2004, el glaciar ha perdido el 30 % de su longitud inicial. Comparando su superficie actual (2004) de 0,137 km² con la que tenía el glaciar al comienzo del Holoceno (1,79 km²), se calcula una reducción de ~92 %.

Utilizando un **modelo degree-day***, calibrado en el glaciar actual de Zongo, y un modelo de escorrentía de glaciar, los autores de este estudio reconstruyeron el perfil del balance de masa en función de la altitud y posicionaron las **líneas de equilibrio*** (ELA) sucesivas del glaciar desde ~11 ka BP (Figura 3.12).

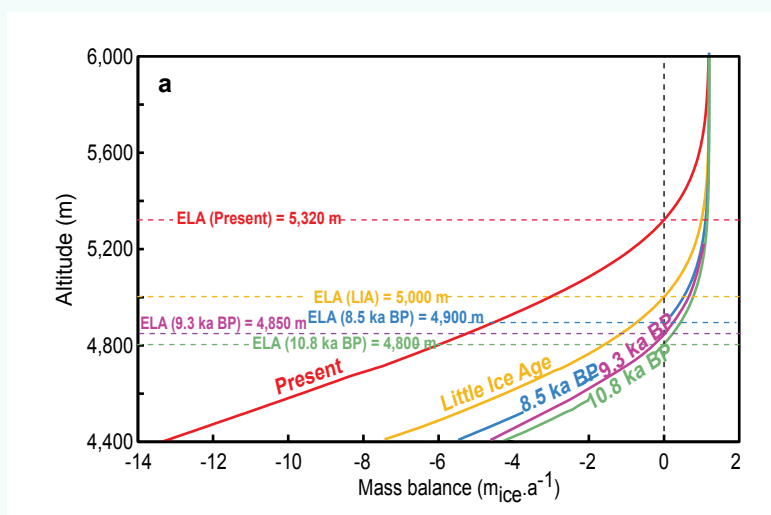


Figura 3.12: Reconstrucción del perfil del balance (balance de masa en función de la altitud [$\delta b/\delta h$]) y de las líneas de equilibrio sucesivas (ELA: líneas de puntos) sobre el glaciar del Telata. Jomelli et al., 2011.

Vemos pues que la ELA era 500 m inferior hace 11 ka BP y con una depresión de un poco más de 300 m durante la Pequeña Edad de Hielo en relación con la actual (5320 m). Para lograr bajar la ELA un poco más de 500 m hace 11 ka BP, se necesitaron según los autores temperaturas más bajas que las actuales de alrededor de -3,3°C, volviendo progresivamente a temperaturas más bajas que las actuales de ~-2,1°C en la Pequeña Edad de Hielo. Si hay razones para creer que el comienzo del Holoceno estuvo seco (los niveles muy bajos del Lago Titicaca en esta época lo atestiguan), las precipitaciones han aumentado durante los siguientes milenios hasta alcanzar un nivel poco diferente de las actuales. Y si los glaciares no aumentaron con la subida de las precipitaciones durante el Holoceno medio y reciente, como consecuencia de una intensificación del “monzón amazónico”, es que en el mismo momento la atmósfera se calentó progresivamente. Este calentamiento está asociado al que ocurrió en el Pacífico tropical. El glaciar de Telata forma parte de los pequeños glaciares de la Cordillera Real de Bolivia destinados a desaparecer en los próximos años.

a) El máximo de la Pequeña Edad de Hielo y la desglaciación secular

Jomelli et al. (2009) publicaron una síntesis de las recientes investigaciones realizadas desde Venezuela hasta Bolivia, teniendo como base estudios sobre los sedimentos lacustres en Venezuela y sobre las morrenas datadas por liquenometría en la Cordillera Blanca (Perú).

De este estudio sabemos que una primera avanzada de glaciares tuvo lugar en los Andes desde el siglo 12 y a lo largo del siglo 13, en el periodo del inicio de la Pequeña Edad de Hielo identificada en América del Norte y en Europa. Pero principalmente es en el siglo 17, entre 1630±27 AD (Perú) y hacia 1657±24/1686±26 AD (Bolivia) que se depositaron las morrenas más externas marcando el máximo de esta avanzada glacial. Estas fechas sin embargo deberán ser confirmadas por las dataciones en curso efectuadas con el ^{10}Be .

En Ecuador, el máximo es un poco más reciente (1730±14AD), pero en 1830±11AD aparece otro, más extendido que el anterior en algunos macizos menos elevados. Este desfase en el tiempo se debe probablemente a un desfase en la ocurrencia del máximo de precipitaciones entre el trópico externo (Bolivia y Perú) y el trópico interno (Ecuador). No obstante, estas dataciones, como las precedentes, tendrán que ser confirmadas con el método del isótopo cosmogénico ^{10}Be recién practicado en Ecuador y en Colombia. Después de 1740-1750, los glaciares se repliegan guardando una gran extensión. En los primeros decenios del siglo 19, el retroceso se detiene y aparece en ciertos macizos una recurrencia cubriendo en algunas partes las morrenas depositadas anteriormente. Este nuevo avance, entre 1820 y 1860 en los Alpes es tan importante como las grandes crecidas de la primera parte de la Pequeña Edad de Hielo (Francou y Vincent, 2007). No es el caso para los Andes tropicales donde este periodo esta marcado sobre todo por un proceso de disminución.

En el siglo 19, hacia 1860-1880, los glaciares todavía están bastante extendidos en los Andes. Los científicos que viajaron en 1850-1880 al Ecuador (Whymper, Reiss, Stübel) describieron glaciares con altitudes entre 4750 y 4800 m, como el Corazón (4790 m), lo que ubicaría las líneas de equilibrio a comienzos de los años 1880 alrededor de esta altitud, es decir 300 metros más abajo que para el año 2000 (Francou, 2004).

El hecho de que las morrenas datadas desde la mitad del siglo 17 sean más recientes a medida que el siglo 20 se aproxima, muestra que durante estos dos siglos y medio los glaciares han retrocedido progresivamente con periodos de estabilidad e incluso pequeñas avanzadas, pero sin destruir, excepto localmente, las morrenas depositadas por avances espectaculares (figura 3.2).

Se sabe que la Pequeña Edad de Hielo se produjo a nivel mundial entre el siglo 13 de nuestra era y comienzos del siglo 20 (figura 3.3). Este avance general de los glaciares es consecutivo a un descenso del orden de 1°C de la temperatura en relación al promedio del siglo 20. Entre las causas más probables atribuidas a este descenso de la temperatura figura la disminución del orden de 0,3%-0,5% de la intensidad de la radiación solar. En los Andes tropicales, se puede observar que el máximo glacial "cae" durante los años de uno de los mínimos solares muy marcados (intensidad

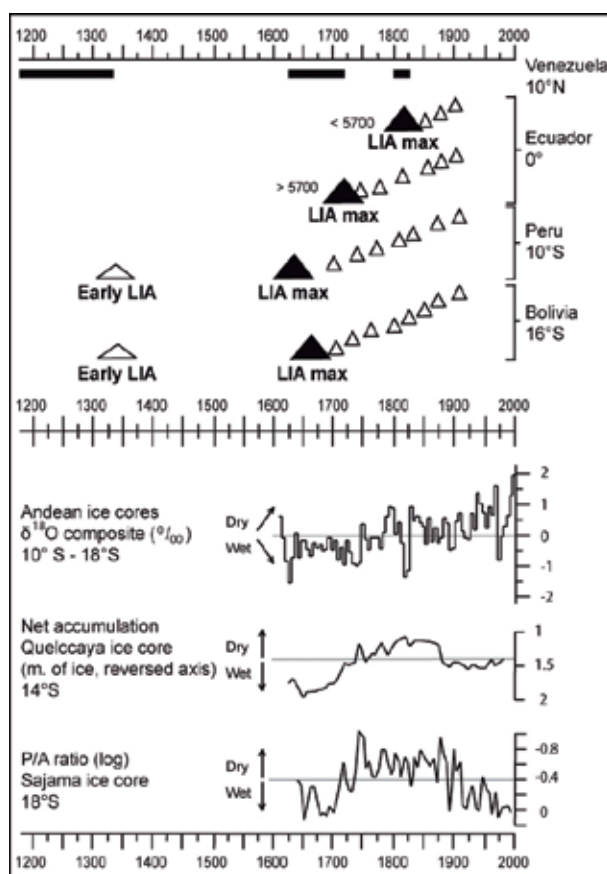


Figura 3.2: Estadios morrénicos datados por liqenometría en Bolivia, Perú y Ecuador, y periodos de avances de glaciares en Venezuela según los sedimentos lacustres. En negro, la máxima extensión, en blanco los estadios posteriores con morrenas datadas. Más abajo, evidencias de periodos húmedos (wet) y secos (dry) extraídos de otros indicadores del clima: tipos de pólenes (P/A ratio en el testigo de hielo del Sajama, según Liu et al., 2005), datos de acumulación en el testigo de hielo de Quelccaya (Thompson et al., 1985, 2006). Rabatel et al., 2013

y duración) del milenio, llamado “Mínimo de Maunder”, que alcanza su punto más bajo entre 1650 y 1715. Durante este lapso de tiempo, se ha observado la desaparición completa de las manchas solares. A comienzos del siglo 19, los glaciares detienen su retroceso y algunos, como en Ecuador, avanzan de nuevo. Esta crecida de la primera parte del siglo 19, observada a escala mundial, se debió sin duda a la conjunción de un mínimo solar (“Mínimo de Dalton”, menos marcado que el anterior) y de un velo volcánico que se desarrolló durante varios años a partir de 1815 en la estratósfera después de la gran erupción del Tambora en el archipiélago de la Sonda.

Por lo tanto, los frentes glaciares se situaron por lo general entre 800 m y 1000 m más abajo en distancia que los frentes actuales durante el máximo de la Pequeña Edad de Hielo, de una manera similar las líneas de equilibrio se situaron 300 m más abajo que hoy en día. Las reconstrucciones climáticas que se hicieron en base a estos avances glaciares y cruzados con otros indicadores, muestran en los Andes un descenso de las temperaturas de 0,8°C a 1,2°C en relación a las temperaturas actuales (Rabatel *et al.*, 2013). Sin embargo, fue necesario un aumento en las precipitaciones con respecto a las precipitaciones actuales para poder explicar la amplitud de esta fluctuación. Este aumento en las precipitaciones, consecutivo a la intensificación del monzón amazónico, acorde igualmente con lo que revelan otros indicadores: disminución de la relación isotópica ($\delta^{18}O$) en la nieve de los altos casquetes glaciares (Thompson *et al.*, 2006; Vimeux *et al.*, 2009), así como en los *espeleotemas** y los registros lacustres (Bird *et al.*, 2011), estudios de pólenes en las turberas (Liu *et al.*, 2005), evidencias que vienen de la *dendrocronología** en el Altiplano boliviano (Morales *et al.*, 2012).

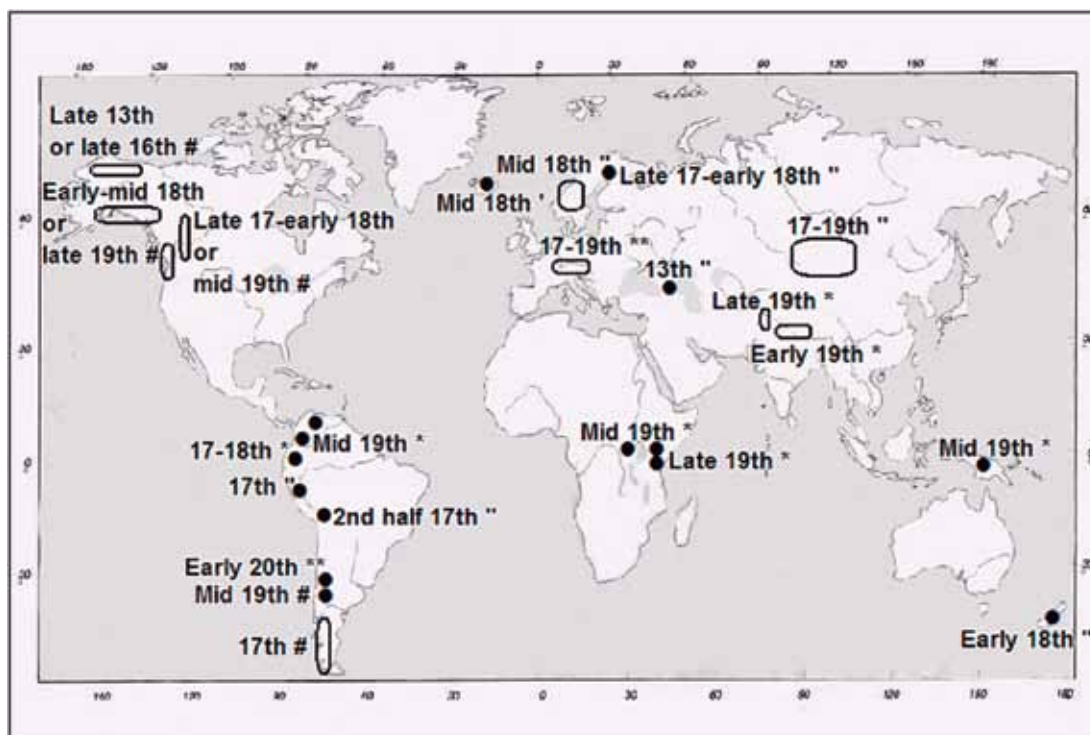


Figura 3.3: Dataciones de la máxima de la Pequeña Edad de Hielo en el mundo. Las dataciones han sido obtenidas por liquenometría ("), fuentes históricas (**), dendrocronología (#), tefrocronología (') y presuntas fechas (*). Rabatel *et al.*, 2008

Según los mismos indicadores, el retroceso de los glaciares después de 1740-1750 en los Andes parece que se debió a la desecación del clima, en un contexto de temperaturas todavía más frío que durante el siglo 20. En este periodo tardío de la Pequeña Edad de Hielo, se pudo registrar nuevos avances, principalmente durante los primeros años del siglo 19 y entre 1860-1870 debido a episodios más húmedos, pero estas alteraciones no permitieron que los glaciares recubrieran las morrenas anteriormente depositadas.

Después de 1860 y antes de 1956, solo se tienen indicaciones dispersas sobre las fluctuaciones de los glaciares de los Andes tropicales, si se exceptúan los trabajos cartográficos realizados en varias expediciones por Kinzl y los austríacos en la Cordillera Blanca a partir de 1932. Las fuentes históricas tienen en cuenta un retroceso marcado de los glaciares en los dos últimos decenios del siglo 19, sobre todo en Ecuador (Hans Meyer, en Francou, 2004). Es posible que la alza de la temperatura y la disminución de las precipitaciones estén combinadas, en relación con un Pacífico cálido en esta época (fenómeno El Niño muy intenso de 1877-78). Parece que después hubo pocas fluctuaciones notables, pero en la Cordillera Blanca en Perú todavía se señalan avances hasta el año 1925. Sin embargo, entre 1927 y 1932, los glaciares se dirigen hacia un retroceso general y continuo, que culmina en los años 1940 y dura hasta alrededor de 1945 (Kaser, 1999).

A partir de esta fecha, y sobre todo a partir de 1956 hasta 1975, las primeras fotografías aéreas analizadas indican un retroceso lento y entrecortado con algunos estancamientos, incluso algunos nuevos avances fueron registrados en 1956, 1963 y 1975, durante episodios fríos del Pacífico (La Niña). En Ecuador, el Cotopaxi ha retrocedido muy poco entre 1956 y 1976 (Jordan *et al.*, 2005). En Bolivia, el glaciar Zongo ha ganado masa ligeramente entre estas dos fechas (figura 3.4), según Soruco *et al.* (2009a). Otro estudio de Soruco (Soruco *et al.*, 2009b) muestra que muchos glaciares en la Cordillera Real estuvieron estables y han perdido muy poco volumen desde 1956 y hasta 1976.

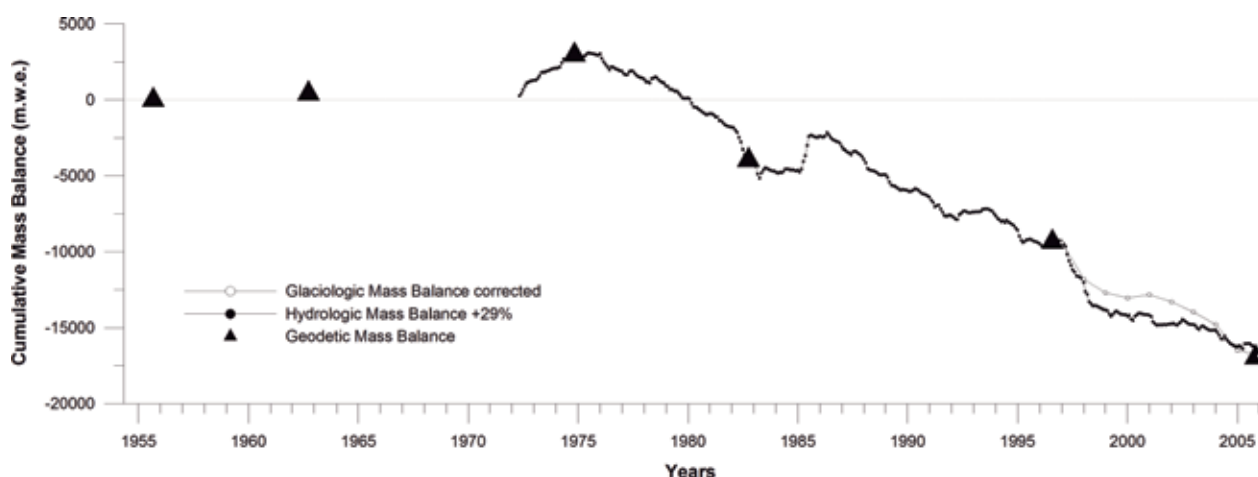


Figura 3.4: Balance de masa del glaciar de Zongo calculado por el método geodésico por aerofotogrametría (triángulos de color negro), por el método hidrológico (puntos/línea de color gris) y el método glaciológico (puntos/línea de color negra). El rango de error corresponde a una desviación estándar. Soruco, 2008.

Esta pausa en el proceso de retroceso de los glaciares coincide con observaciones hechas a menudo en muchos glaciares del planeta entre 1945 y 1975 (Francou et Vincent, 2007): está sin duda relacionada con la estabilización o ligero descenso de las temperaturas a nivel mundial durante este periodo.

b) Las pérdidas dramáticas desde 1976

Los glaciares de los Andes tropicales tienen la ventaja de estar bien documentados durante este periodo, sobre todo desde 1990. Los estudios muestran sin equivocación que la desglaciación ha llegado a un ritmo jamás alcanzado desde la Pequeña Edad de Hielo a la escala de varias décadas.

Perú

En la Cordillera Blanca, los diversos inventarios de los glaciares realizados por varios grupos, entre los cuales están la Unidad de Glaciología y Recursos Hídricos (UGRH), muestran una disminución general de las superficies glaciares del 27 % entre 1960 y 2000 (las superficies pasan de 723 km² a 527 km²). Los estudios de desglaciación por macizos van de 20-30 % a 35 % (Mark y Seltzer, 2005; Raup *et al.*, 2007). La dispersión de los resultados es grande según los macizos glaciares, esto se debe a que las grandes lenguas glaciares en la Cordillera Blanca están frecuentemente cubiertas por escombros, condición que tiende a reducir las pérdidas en relación a las observadas en glaciares no cubiertos (ver Recuadro N°4, pág. 38). En la Cordillera de Vilcanota, en Quelccaya, Brecher y Thompson (1993) observaron un aumento de 1 a 10 de las pérdidas entre 1963-1978 y 1991-2005, mientras que Salzmann *et al.* (2013) miden un retroceso de 30 % en área y 45 % en volumen de los glaciares desde 1985. Se encuentran cifras comparables entre 1962 y 2000 en el Coropuna, al sur del Perú, del orden de 26 % de desaparición de las superficies glaciares (Racoviteanu *et al.*, 2007). Todo indica que en los macizos del Perú han desaparecido entre un cuarto y un tercio de sus glaciares durante el último tercio del siglo 20. El hito que marca esta evolución tuvo lugar entre 1976 y 1980, donde de una situación más o menos equilibrada se observa una tendencia clara a una situación de completo desequilibrio, como se ve con claridad en el gráfico a continuación, que también muestra algunos glaciares de Bolivia y del Ecuador (figura 3.5).

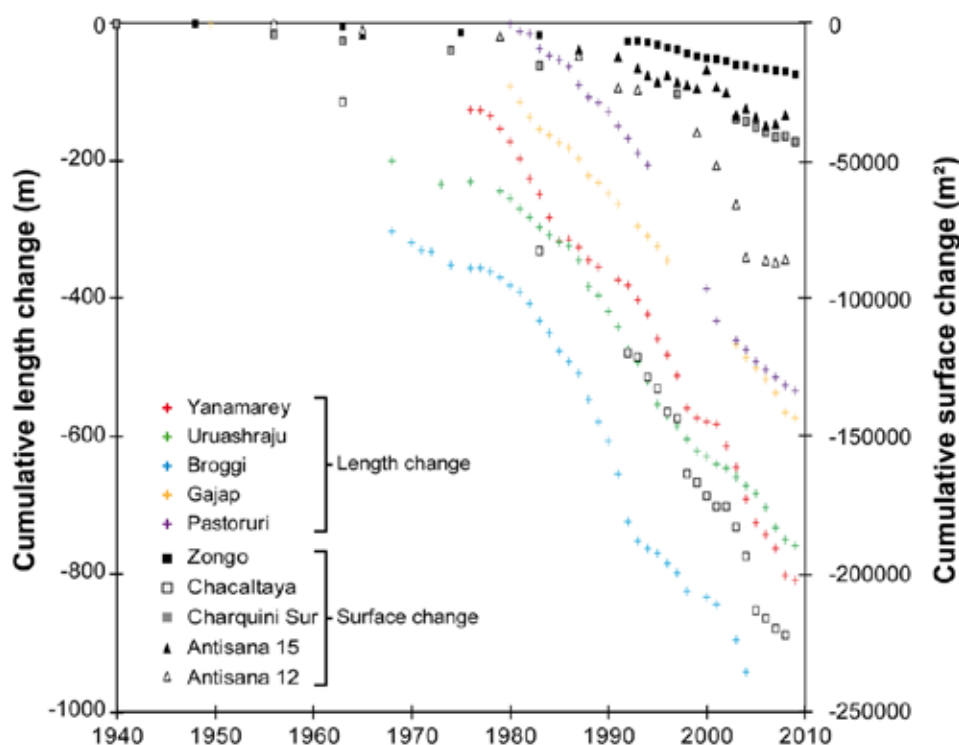


Figura 3.5: Cambios de longitud de cinco glaciares en la Cordillera Blanca del Perú, cambios de superficie de tres glaciares de la Cordillera Real de Bolivia y de dos del volcán Antisana en Ecuador. Las observaciones empiezan en Perú en 1949 (excepto Pastoruri), en 1940 en Bolivia y en 1956 en Ecuador (Rabatel *et al.*, 2013).

Bolivia

En Bolivia, Jordan (1991) publica el primer inventario de glaciares del país, basado en una cobertura aerofotográfica completa de la Cordillera Oriental para el año de 1975. El inventario contemplaba alrededor de 1826 glaciares con una superficie glaciaria de 560 km², concentrados principalmente en las Cordilleras de Apolobamba, Real, Quimza Cruz. Desde entonces, el trabajo más sistemático fue realizado por Soruco (2008). Para un total de 376 glaciares con aproximadamente 64.9 km² en 1975, estudio basado en fotogrametría aérea, Soruco muestra una reducción de las superficies del 48 % entre 1975 y 2006.



Glaciar de Chacaltaya (5390 m) en 1994 (izquierda) y 2009 (derecha), un año antes de su desaparición completa. El monitoreo mensual de este glaciar empezó en 1991 para terminarse 15 años después. El área de este glaciar pasó de 22Has. en 1940, a 19Has. en 1963, luego de 14Has. en 1982 a 8Has. en 1997, y finalmente a 0,7Ha. en 2006. En 1997, su espesor máximo, determinado por radar, era todavía de 15 metros. Esos valores demuestran la rapidez de evolución de los pequeños glaciares, cuando están completamente en desequilibrio con las condiciones climáticas. Fotos B.Francou

Además, y por primera vez, se pudo extrapolar las mediciones de balance de masa en los últimos 50 años a un total de 21 glaciares de la Cordillera Real, donde se pudo evidenciar que todos los glaciares estudiados se encontraban en claro proceso de retroceso desde 1975 (figura 3.6).

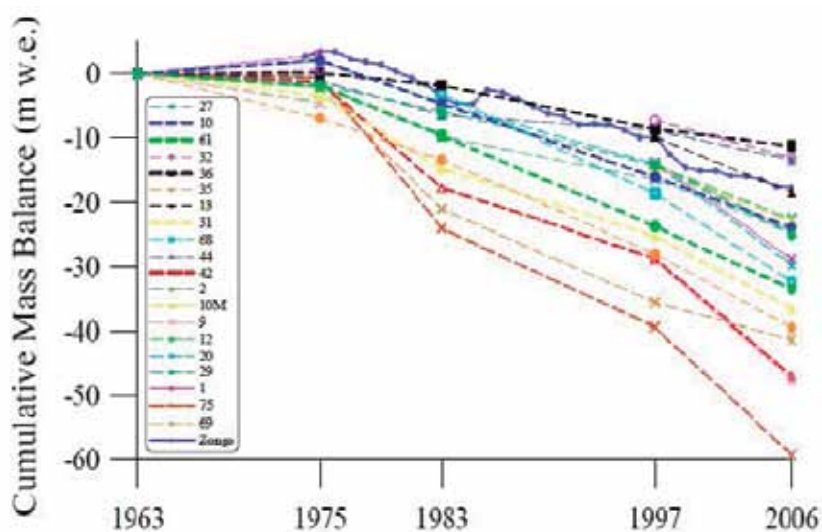


Figura 3.6: Balance de masa acumulado de 21 glaciares de la Cordillera Real de Bolivia entre 1963 y 2006. Lo esencial de las pérdidas ha ocurrido después de 1975. Soruco et al., 2009b.

Pocos estudios ofrecen una perspectiva multiseccular sobre el retroceso de los glaciares, incluyendo el periodo actual. El estudio realizado por Rabatel *et al.* (2005; 2006 y 2008) sobre el Charquini, pequeño macizo situado en las cercanías de la Paz, primero por fotogrametría sobre las morrenas datadas desde el máximo de la Pequeña Edad de Hielo, luego por fotogrametría sobre las coberturas de fotos existentes desde 1956, permite mostrar la amplitud de la desglaciación de estos últimos decenios a nivel de un macizo de baja altitud (5400 m) con glaciares con orientaciones diferentes. Agregando unos datos de Soruco (2008), se obtiene este gráfico (figura 3.7).

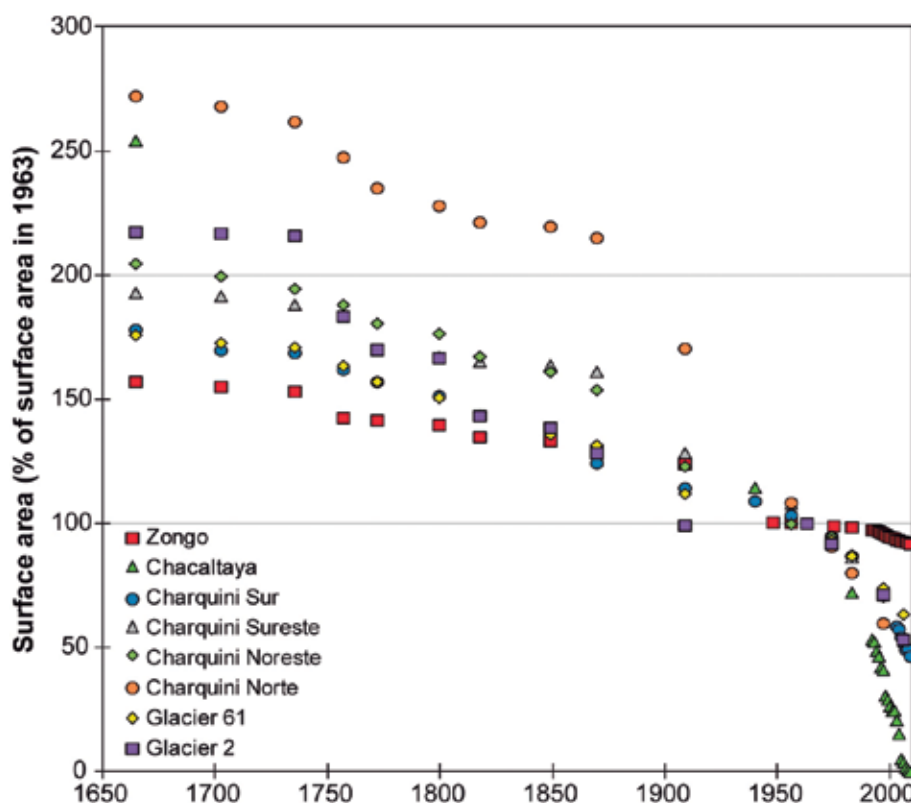


Figura 3.7: Cambios de superficies de ocho glaciares de la Cordillera Real de Bolivia desde el máximo de la Pequeña Edad de Hielo. Antes de 1940, los estudios corresponden a datación de morrenas antiguas. 1963 es la fecha de referencia común. In Rabatel *et al.*, 2013.

Sin duda alguna, el retroceso de los glaciares es generalizado desde los años 50, especialmente marcado desde 1975, alcanzando incluso un ritmo nunca antes visto desde hace tres siglos.

Ecuador

Todavía a fines del siglo 20, Ecuador tenía un poco menos de 60 km² de glaciares, la mayoría (74 %) se concentraba en los volcanes cercanos a la cuenca amazónica. Según Cáceres (2010), autor de estudios fotogramétricos sobre el Cotopaxi, el Chimborazo (y Carihuayazo) y el Antisana, los volcanes de Ecuador han perdido el 38 % de sus superficies desde 1976, considerando que el periodo anterior (1956-1976) ha mostrado, como en otras partes en los Andes, cierta estabilidad. Los glaciares más afectados son los de la costa del Pacífico, los del lado amazónico registran un retroceso un poco menor, probablemente debido a la permanencia de los flujos húmedos de este lado.

El Cotopaxi pasó respectivamente de 21,3 km² en 1976, a 14,6 km² en 1997 y a 11,8 km² en 2006, una pérdida de 31 % para 1976-1997 y de 45 % para 1976-2006 respectivamente.

Las pérdidas de superficie del Chimborazo (un poco menos de 12 km² de glaciares en 1997), que han sido medidas son del 60 % entre 1962 y 1997. Respecto al Antisana, el macizo glaciar más grande de Ecuador (15,3 km² en 1997), los glaciares registraron una pérdida del 50 % de sus superficies desde 1956. Un trabajo doctoral en curso (Rubén Basantes) en Grenoble precisará las pérdidas según los glaciares del Antisana, intentando validar los trabajos de terreno efectuados sobre los glaciares 15 y 12 de este volcán desde 1995.

En total, las estimaciones actuales muestran que cerca de la mitad de los glaciares de Ecuador habrían desaparecido durante estos últimos 30-40 años. La forma cónica de estos glaciares y el hecho que pocos estén cubiertos de escombros acentúa las pérdidas en relación a otros macizos andinos. Los pequeños glaciares (menos de 1 km²) situados a 5000 m de altitud aproximadamente, como el Carihuayrazo o el Illiniza Sur están en proceso de desaparición.



Secuencia de la evolución reciente del frente de la lengua alfa del glaciar 15 del Antisana, un glaciar particularmente reactivo a la variabilidad climática a escala decadal. El retroceso lineal fué de más de 200 metros entre 1996 y 2012 (Fotos B.Francou)

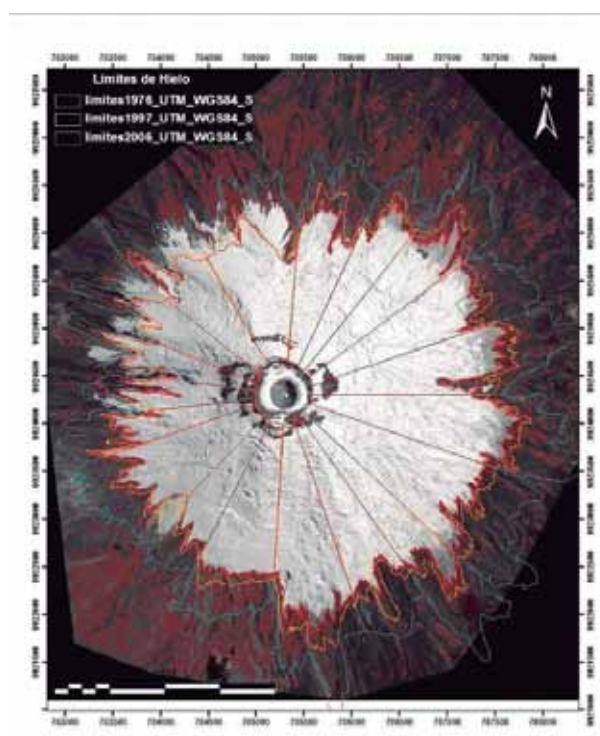


Figura 3.8: Ortofotografía del volcán Cotopaxi del año 2006, con los contornos de 1976 y 1997. In Cáceres, 2006. Fotografía de Instituto Geográfico Militar del Ecuador

Colombia, Venezuela

En los años 1950, los glaciares colombianos alcanzaban alrededor de 113 km² y en 2011 solamente quedaban 45 km² (IDEAM, 2012) o sea una pérdida de 68 km², lo que representa el 60% de las superficies (IDEAM, 2012). La Sierra Nevada de El Cocuy y el Parque Los Nevados son los grandes contribuyentes a estas pérdidas (59% y 65%) (figura 3.9), más que la Sierra Nevada de Santa Marta a causa de su altitud (5775 m). Las tasas de retroceso se han acelerado estos 15 últimos años y los glaciares de Colombia podrían desaparecer enteramente dentro de 10-15 años según Poveda y Pineda (2009) aunque estudios más recientes del IDEAM indican que probablemente se extinguirán en el transcurso de tres a cuatro décadas (IDEAM, 2012). Las cumbres de la mayoría de estos glaciares tienen una altura cercana a su línea de equilibrio, lo que hace que estos glaciares estén en total desequilibrio con las condiciones climáticas actuales (IDEAM, 2012).

En Venezuela, Morris et al. (2006) informan que la superficie glaciar ha disminuido de 2,03 km² en 1952, a 0,3 km² en 2003, lo que representa una pérdida del 87 %. Hoy en día, solo un glaciar con una superficie de aproximadamente 0,1 km² queda en los Andes venezolanos cerca la ciudad de Mérida, este probablemente desaparecerá en la presente década (Braun y Bezada, 2013).

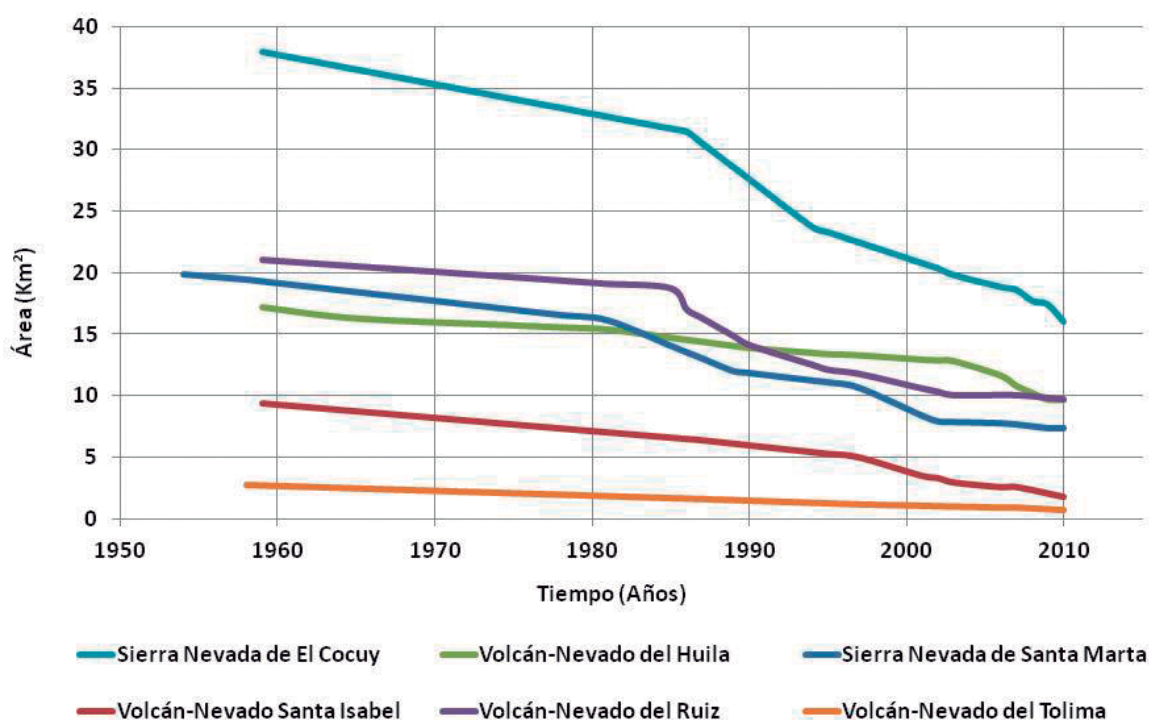


Figura 3.9: Evolución del área glaciar en Colombia en las últimas décadas. IDEAM, 2012.

Conclusión para la región

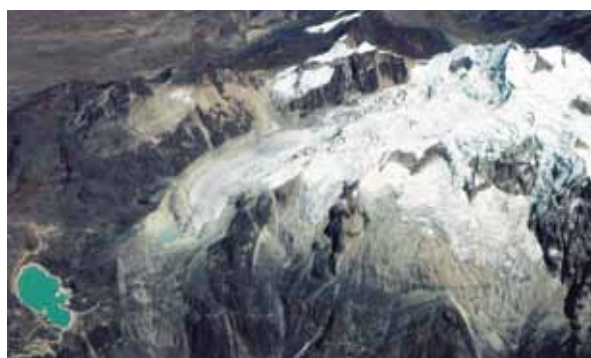
Entre 1940 y 1960, no se cuenta con información continua, pero las evidencias en Perú, Bolivia y Colombia muestran un retroceso moderado, alrededor del 0,5 % anualmente. De mediados de 1960 a mediados de 1970, los glaciares presentan condiciones estables y algunos muestran ciertos avances. A partir de 1976-1980, se atraviesa una etapa decisiva con un retroceso muy importante para glaciares de pequeño tamaño, que no tuvo equivalente desde la Pequeña Edad de Hielo. Exceptuando algunos años húmedos y fríos (1999, 2000, 2008-2009), este retroceso es ininterrumpido. Por extrapolación de estas tasas de retroceso, se puede prever la desaparición de muchos “pequeños glaciares” cuyos picos están muy cerca de su línea de equilibrio, como el Chacaltaya en Bolivia (desaparecido en 2010), el Broggi en la Cordillera Blanca (Perú), reducido a un montón de hielo residual, o el Carihuayrazo y el Illiniza Sur (Ecuador) que deberían desaparecer en los próximos años.

c) Balances de masa negativos, pero contrastados

Unos diez balances de masa son medidos por los equipos IRD/IHH/IGEMA (Bolivia), UGRH/IRD (Perú), IRD/INAMHI (Ecuador) e IDEAM (Colombia). Las series son largas en Perú en Yanamarey, más cortas en Arzonraju, aunque interrumpidas en varias ocasiones. En Bolivia, Zongo tiene el record absoluto de los trópicos (continuo desde 1991 y reconstruido con la hidrología desde 1973), Chacaltaya tuvo que ser interrumpido hacia 2006 debido a su reducción excesiva (efectos de borde), reemplazado por Charquini Sur desde 2002. Antisana 15 y luego Antisana 12 son monitoreados en Ecuador desde 1995 y 2006, la Conejeras y Ritacuba Negro lo son en Colombia desde 2006. El balance de estas medidas muestra dos aspectos que merecen ser destacados:

En general, los balances acumulados son netamente negativos, pero los “pequeños glaciares” son netamente más deficitarios que los “grandes”. Para los glaciares con una superficie inferior a 1 km² y aún menos, situados a menos de 5400 m de altitud, los balances son muy negativos con pérdidas promedio de -1 a -2 m de eq. agua/año. Es

el caso de Yanamarey, Chacaltaya, Charquini Sur, La Conejeras. En el glaciar Conejeras, en Colombia, se ha estimado una pérdida de - 2,1 m de eq. agua/año (periodo 2006-2012). El ritmo de las pérdidas ha estado fuertemente influenciado por los fenómenos ENSO (la fase cálida El Niño) que se han presentado en el último quinquenio (IDEAM, 2012). En cambio, los glaciares de gran tamaño (superficie mayor a 1 km², con vastas superficies de acumulación por encima de 5400 m), como Zongo, Antisana, Arzonraju, pierden en promedio -0,6 m eq. eau/año, o dos veces menos. Esto quiere decir que los glaciares más pequeños han sido reducidos por el clima actual a simplemente zonas de ablación y por lo tanto están condenados



Glaciar de Zongo y macizo del Huayna Potosí (6092 m) en 2006. Este glaciar es hoy en día lo más estudiado de todo el trópico, con una serie continua de balances de masa observados desde septiembre de 1991, y reconstruida desde 1973. Las aguas de este glaciar están colectadas por una represa, la cual se ubica en la cabecera de un importante complejo de generación hidroeléctrica, que proporciona 20% de la energía eléctrica de Bolivia. Foto B.Francou



Glaciar del Illiniza Sur (5248 m) en el Ecuador que, como el Carihuayrazo de la misma cordillera occidental, podría desaparecer en los próximos años por su baja altitud. Foto B.Francou

a desaparecer en un futuro muy próximo. En la figura 3.10, se han indicado los balances acumulados de ambos grupos de glaciares monitoreados en diversos países de la región andina.

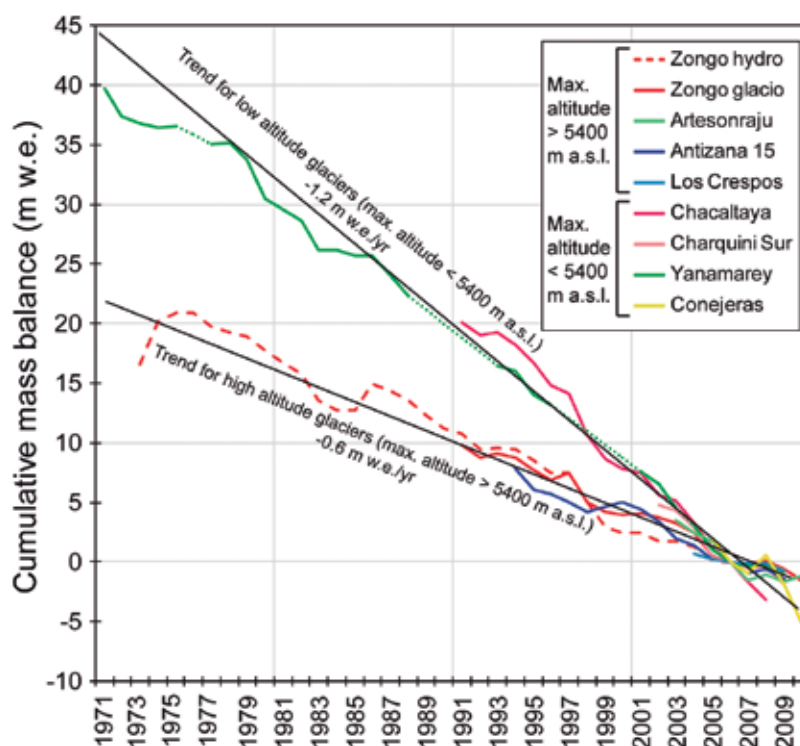
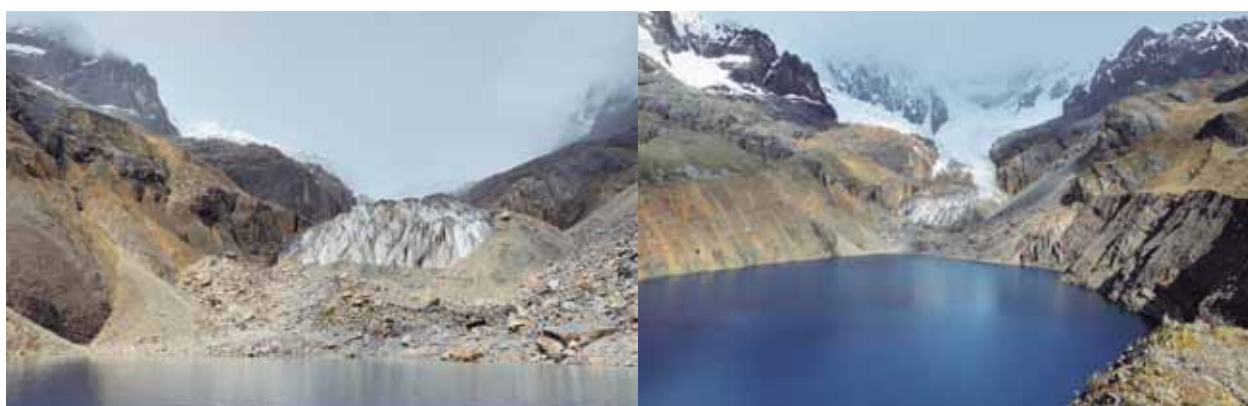


Figura 3.10: Balance acumulado promedio de ocho glaciares de los Andes tropicales. Se ha escogido 2006 como año de referencia. Rabatel et al., 2013.



Glaciar de Safuna, en el noreste de la Cordillera Blanca (Perú), macizo del Pucahirca, que desemboca a la laguna Safuna superior. Es un glaciar que sufrió un retroceso de casi un kilómetro durante esas últimas décadas, creando en su anfiteatro morrénico una laguna de 800 m de longitud. Esta laguna se vació brutalmente en varias oportunidades durante las últimas décadas, como resultado de la formación de olas de ~100 m de altura pasando encima de la morrena. Esas olas fueron provocadas por derrumbes masivos de hielos y de rocas en la laguna. Se observa sobre la foto de la izquierda, tomada en 2012, una crecida marcada del frente, por su forma de “bulbo” y la formación de una “morrena de empuje” típica. En la foto de la derecha, tomada de encima de la morrena el mismo año, bote neumático da la escala. Fotos B.Francou

Del conjunto de balances obtenidos a través de los diferentes métodos (fotogramétricos, glaciológicos e hidrológicos), se observa que en la región aparece una tendencia negativa clara en los últimos 35 años.

En la figura 3.11, que es una compilación de balances acumulados disponibles para los Andes tropicales (trazo grueso negro), se debe notar que, los balances de masa de los glaciares tropicales se sitúan siempre por debajo del equilibrio (donde el balance de masa es igual a 0, línea horizontal). El “salto” de los años 1976-1980 es particularmente marcado para los glaciares de estas latitudes. Así mismo, los glaciares tropicales muestran una tendencia más negativa que los glaciares del resto del mundo (trazo grueso marrón). Además, podemos observar que la transición hacia balances de masa negativos para los glaciares tropicales aconteció más temprano en el tiempo que para los demás glaciares, los cuales no presentaron balances de masa muy negativos, sino hasta el decenio 1990-2000, es decir 10-15 años más tarde.

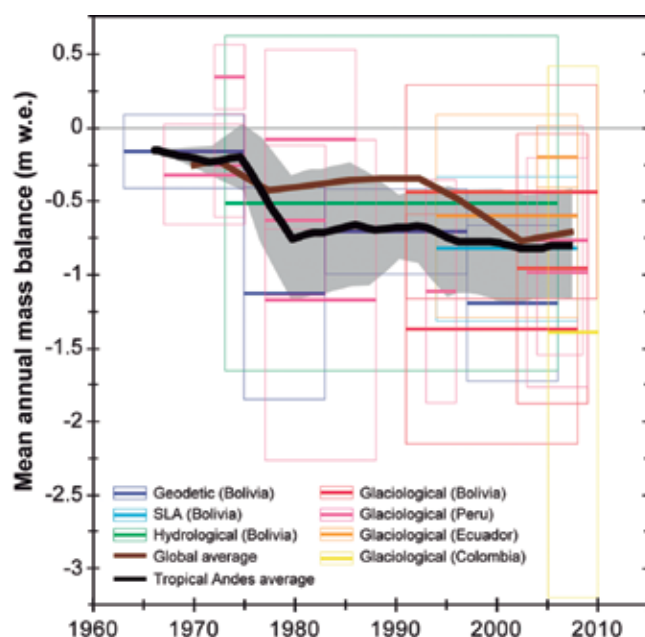


Figura 3.11: Compilación de los balances de masa disponibles para los Andes tropicales. Los métodos son distintos, fotogramétricos (“geodésico”), glaciológicos e hidrológicos, incluyendo también un método utilizando las variaciones de la altitud de la línea de nieve (SLA). Cada balance está representado por un línea horizontal (promedio), con dos rangos superior/inferior que corresponden a una desviación estándar. La línea gruesa es el promedio, lo cual ha sido lisado con un promedio móvil de cinco años. La extensión gris de ambas partes marca ± 1 desviación estándar. La línea marrón es el promedio de los glaciares monitoreados a nivel mundial. Rabatel et al., 2013.



El Nevado Santa Isabel (4965 m), con su glaciar La Conejeras, y el glaciar oeste de Ritacuba Negro (5290 m). Son glaciares monitoreados por el IDEAM (Colombia) desde 2006. Por su baja altitud, los glaciares de Colombia, excepto los de la Sierra Nevada de Santa Marta, están amenazados de completa desaparición en las próximas décadas. Fotos B.Francou

Las preguntas que quedan por resolver son muchas: ¿Por qué este colapso a partir de los años 1976-1980? ¿Esta variación del clima corresponde a una variación a nivel regional? Y de manera más general, ¿cuáles son los factores climáticos que controlan las fluctuaciones de los glaciares de la región? ¿Qué papel juega el calentamiento atmosférico observado en las estaciones meteorológicas andinas en el retroceso de los glaciares observados? El siguiente capítulo tratará de responder estas preguntas.

RECUADRO N° 4: ¿Por qué los glaciares “blancos” se derriten más rápido que los glaciares “cubiertos”?

Muchos glaciares están cubiertos en su zona de ablación por una capa continua de escombros, productos de las caídas de piedras de las paredes circundantes y de la erosión glaciar. Es un caso frecuente en la Cordillera Blanca y en la Cordillera de Huayhuash en Perú. El tapiz de piedras y de bloques absorbe una gran cantidad de energía, debido a un *albedo** muy bajo, de aproximadamente 0,1 a 0,4 según el color de la roca. La cantidad de energía radiativa disponible propia a los trópicos y a la alta montaña, permite que la temperatura de superficie alcance valores muy altos en el día, de 30°C y más. Pero este calor no se transmite al hielo subyacente ya que, por una parte, los bloques de piedra son malos conductores del calor en profundidad (solo se calientan superficialmente), y por otra parte, el amontonamiento que forman aprisiona una importante capa de aire (alrededor de un tercio del volumen total), que se queda fría y juega el papel de capa aislante. Así que el hielo está protegido de la fusión. No obstante, llega a fundirse lentamente por el calor transmitido por el agua que corre en superficie o en profundidad, y por las grutas que se forman y terminan por crear una ventilación de aire relativamente cálido. La fusión contribuye a formar agujeros y cuevas, dando un aspecto caótico a la lengua del glaciar: se llama “thermokarst” a las masas de hielo “ahuecadas” por la fusión. Es común en esos glaciares ver desprenderse la parte cubierta de la parte blanca (no cubierta), la segunda sufriendo de un derretimiento más rápido; la parte negra, al estar mejor conservada, termina por formar una masa de “hielo muerto” que se puede confundir con morrenas. Sin embargo, esos cuerpos de “hielos muertos” contribuyen al balance hidrológico de la cuenca con un aporte hídrico que puede ser significativo.

Foto: Parte terminal del glaciar Llanganuco, Cordillera Blanca. Muchos glaciares del Perú se terminan por partes cubiertas de escombros (“glaciares negros”). La cantidad de productos acumulados indica que la construcción de este tipo de complejo morrénico en forma de muralla se ha extendido sobre una gran parte del Holoceno. La protección contra la fusión que ofrecen los detritos a la masa de hielo subyacente explica que la respuesta de este tipo de frente a la variabilidad climática sea menor que en el caso de los “glaciares blancos” (no cubiertos). En los inventarios de glaciares, la presencia de muchas lenguas cubiertas tiende a minimizar las tasas de retroceso calculadas a nivel de toda una cordillera, además de introducir un factor de incertidumbre por la dificultad a de fijar el límite exacto del glaciar sobre las fotos aéreas. Foto B.Francou



Capítulo 4

Glaciares y clima: ¿cómo explicar el retroceso actual de los glaciares en los Andes Tropicales?

Como primer paso, es preciso concentrarse en los procesos de ablación, relacionándolos con los flujos de energía que se intercambian durante todo el año entre la atmósfera y la superficie del glaciar. En efecto, el análisis del balance de energía permite evidenciar los flujos más importantes responsables de la fusión y de la sublimación del hielo. Sin embargo, si se quiere explicar el retroceso de los glaciares, su aceleración durante las últimas décadas y relacionarlo al clima, es necesario correlacionar la evolución de los balances de masa con las variables registradas a largo plazo por las estaciones climáticas de la región, es decir con temperaturas, humedad relativa y precipitaciones, principalmente. Estas variables son también proporcionadas en forma de datos de *reanálisis** por modelos globales de circulación atmosférica. Por último, el clima evoluciona a escala regional en función de “forzamientos” conocidos, como el modo oscilatorio propio del Pacífico ecuatorial denominado *ENSO**. Por lo tanto, es necesario entender cómo este modo se relaciona con la variabilidad interanual de los balances glaciares andinos y en qué medida puede explicar, al menos en parte, el retroceso que ha afectado a los glaciares de la región en las últimas décadas.

a) ¿Cómo funcionan los procesos de ablación en los glaciares tropicales?

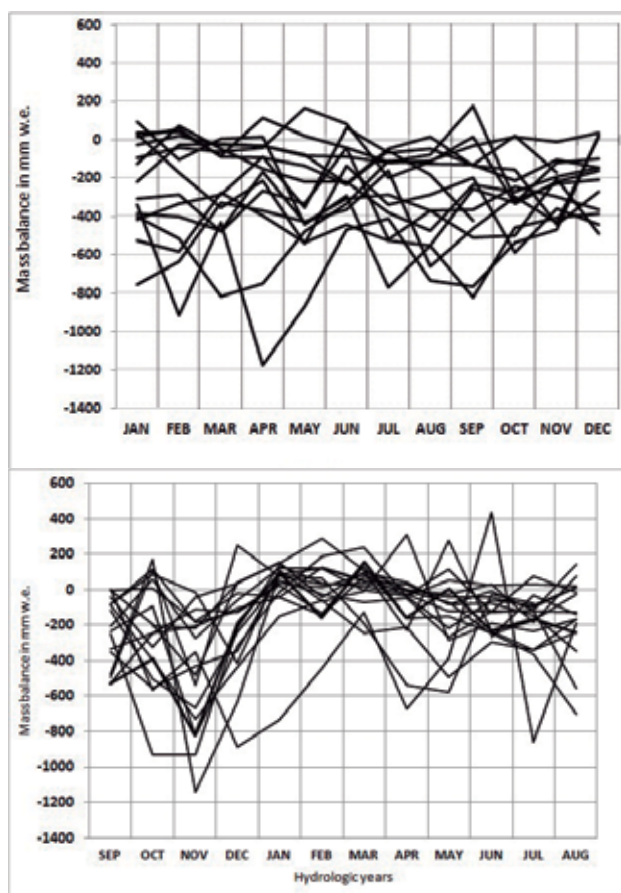
En las latitudes más altas, una estación invernal fría que dura de seis a siete meses, sin fusión, donde la mayoría de las precipitaciones son sólidas y alimentan la formación de un manto nevoso en toda la superficie del glaciar, precede a una estación estival en la que se concentra lo esencial de la ablación y durante la cual las precipitaciones son generalmente líquidas a baja altitud. La variabilidad del balance glaciar depende sobre todo de la duración y la intensidad de la estación estival (temperatura, nubosidad, precipitaciones), pero también del volumen de las precipitaciones sólidas que recibe el glaciar durante el invierno, que retrasan la fusión del hielo en primavera. El proceso de ablación y de acumulación interviene entonces en épocas bien distintas.

En los trópicos, las precipitaciones ocurren durante el paso de la *zona de convergencia intertropical**, cuando el aporte de energía radiante es máximo en la cúspide de la atmósfera, es decir por encima de las nubes, las cuales corresponden a la estación de verano en los trópicos (diciembre-marzo) y a los equinoccios (marzo-abril y septiembre-octubre) en el ecuador. Entonces, ambos procesos, acumulación y ablación, son más o menos simultáneos y están conectados: la frecuencia de las precipitaciones (principalmente nieve) y la nubosidad disminuyen la ablación, e, inversamente, la ablación aumenta cuando estas dos

variables disminuyen. El fuerte gradiente altitudinal de balance de masa en estación de lluvias, del que hemos hablado anteriormente, está relacionado al hecho de que las nevadas que controlan la variabilidad espacial de la energía solar presente para la fusión disminuyen hacia el frente del glaciar.

El régimen de ablación durante el año en el trópico interno y en el trópico externo

Para comprender cómo funciona la ablación, previamente hay que tener una idea de su distribución durante el año. En las dos figuras de abajo, podemos ver un claro contraste entre el “trópico interno”, cerca del ecuador, y el “trópico externo”, más cercano al trópico (figuras 4.1a y 4.1b).



Figuras 4.1a y 4.1b: Balance mensual en la zona de ablación del glaciar 15a del Antisana (0°28'S) (arriba) y en la zona de ablación del glaciar de Zongo (16°S). La estacionalidad es casi nula en el Antisana, mientras que es muy marcada en el Zongo. Datos de 1995 a 2010 en el Antisana, de 1991 a 2010 en el Zongo. Francou et al. (2003; 2004), reactualizado.

Así, en el Antisana (trópico interno) no hay realmente una estación marcada (figura 4.1a). El balance de masa mensual en la zona baja del glaciar varía entre valores cercanos de 0 (equilibrio) y valores muy negativos (ablación muy fuerte), de aproximadamente -600 mm a -800 mm de equivalente agua. La variabilidad es muy alta todo el año, con un pico en el periodo cercano a los equinoccios (abril-mayo y septiembre). Este pico se debe a la conjunción, en estos meses de equinoccio, de un pequeño máximo de las precipitaciones (paso de la convección) con un pico de insolación: esto significa que si nieva frecuentemente, la ablación es muy baja, y que si, al contrario, la nubosidad y las precipitaciones son espaciadas, la ablación va ser muy fuerte. Se nota en el gráfico que la variabilidad interanual es alta durante todo el año, no hay una situación particular a nivel mensual que se reproduzca cada año debido a la baja estacionalidad. Consecuentemente, un cambio en las condiciones atmosféricas en algún momento del año se refleja en los meses siguientes.

En Zongo (trópico externo), un pico de la variabilidad aparece muy claramente entre septiembre y diciembre: esta “ventana de variabilidad” explica aproximadamente el 66 % de la varianza del balance anual, por lo tanto es

determinante para la orientación que va a tener el balance de masa (figura 4.1b). Por el contrario, de enero a abril, el balance “se reproduce” bastante bien de un año al otro, el glaciar está en régimen de acumulación. En un solo año, 1997-1998, se mantuvo altas tasas de ablación durante este periodo. De mayo a agosto, el balance es poco diferente de un año al otro, con valores ligeramente negativos típicos de la estación seca.

La explicación mediante el balance de energía

El balance de energía obtenido en un punto del glaciar, en la zona de ablación, permite explicar el régimen estacional y la diferencia marcada entre el “trópico interno” y el “trópico externo”. En el recuadro 5 (página 42), se presentan los diferentes flujos que se intercambian entre la atmósfera y la superficie de los glaciares.

En la figura 4.2 se reproduce el balance de energía medido mensualmente en un punto de la zona de ablación de los glaciares de Antisana 15 (o Antizana 15) a 4890 m.s.n.m., (cerca del frente) durante marzo de 2002 a marzo de 2003, periodo que se caracterizó por una fuerte ablación. Y del glaciar Zongo (a 5050 m, 150 m más alto que el frente) durante agosto de 1999 a agosto de 2000, periodo caracterizado por una ablación moderada.

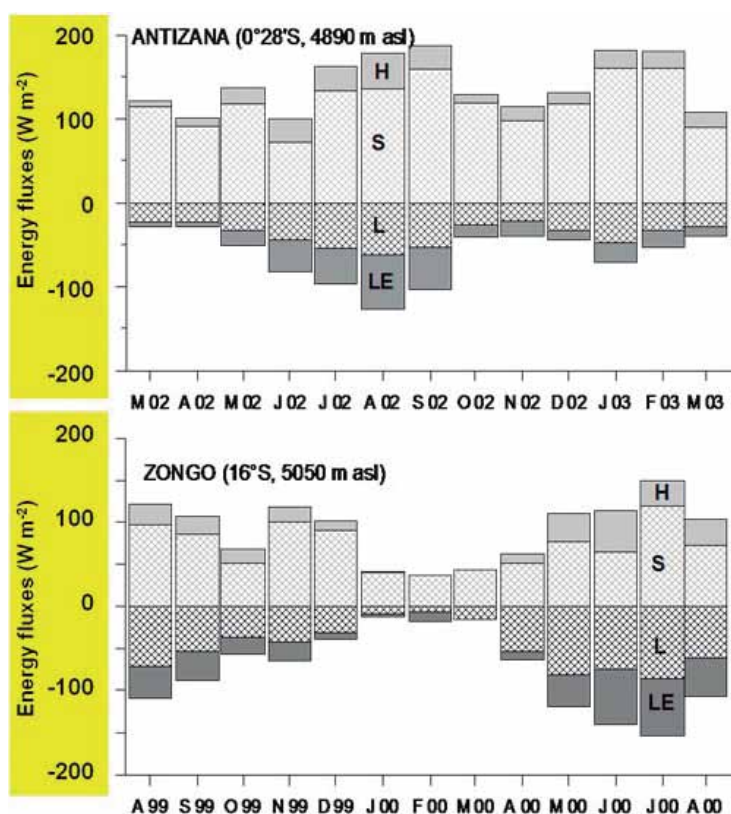


Figura 4.2: Flujos de energía medidos en estaciones en las zonas de ablación de glaciar 15a del Antisana (arriba) y de glaciar de Zongo. Antisana: de marzo 2002 a marzo 2003, periodo que ha correspondido a un balance de masa bastante negativo en la zona de ablación. Zongo: de agosto 1999 a agosto 2000, que fue un periodo de balance bastante equilibrado en la zona de ablación. Encima de la línea 0: los flujos son positivos (exceso de energía), abajo, los flujos son negativos (pérdida de energía). Para cada mes se puede calcular el balance de energía, lo cual es positivo en general porque estamos en la zona donde la ablación es dominante. Los distintos flujos (en W/m^2) son: S= radiación de onda corta (principal aporte de energía) L= radiación de onda larga (flujo negativo, el glaciar recibe energía por este flujo, pero pierde más, en particular la noche) H= flujo turbulento de calor sensible (aporte de energía, gracias a la turbulencia de la atmósfera) LE= flujo turbulento de calor latente (pérdida de energía, sobre todo por cambio de fase del agua y la sublimación del hielo). Fuentes: V. Favier (Antisana), P. Wagnon (Zongo).

En el **Antisana**, el aporte de energía de la radiación de longitudes de onda corta es bastante constante durante el año, la que es la fuente principal que alimenta la ablación (denotado S). Para que la ablación sea fuerte, especialmente la fusión, es necesario que este flujo de energía sea fuertemente absorbido por el suelo, lo que implica que solo una pequeña parte sea reflejada hacia la atmósfera (**albedo*** bajo). Si en la superficie se observa hielo o un manto nevoso “evolucionado” (es a decir rugoso y cubierto de impurezas, como partículas oscuras), el glaciar va poder absorber esta energía; en el caso contrario, con un manto de nieve blanco frecuentemente renovado por nevadas, el glaciar va a reflejar entre 70 % y 80 % de la energía recibida del sol.

Entre los flujos que mantienen la fusión todo el año, está el **flujo de calor sensible*** (denotado H), el cual es relativamente bajo. El aporte de energía de onda larga, (cercano al infrarrojo, denotado L) es debido a las nubes y a la humedad del aire, pero las pérdidas superan a las contribuciones. Las pérdidas son máximas entre junio y septiembre cuando se tiene un periodo más seco, llamado “verano” en Ecuador, durante el

cual las noches son más claras. Las pérdidas aumentan por el flujo de calor latente (denotado LE) que se activa también durante el “verano” por los vientos del este (“*easterlies*”) de alta intensidad característicos de la región en este periodo.

En **Zongo**, el balance de los flujos es altamente positivo de septiembre a diciembre. El sol está en la vertical de noviembre a febrero, con un cielo frecuentemente despejado, mientras que el albedo del glaciar es bastante bajo, lo que aporta una gran cantidad de energía para alimentar la fusión, que normalmente presenta un pico anual entre noviembre-diciembre. A la llegada de la temporada de precipitaciones, de enero aproximadamente hasta marzo, se reduce la fusión, las nubes atenúan la radiación solar incidente y las nevadas aumentan el albedo del suelo. Sin embargo, la fusión se mantiene en la parte baja del glaciar ya que la emisión infrarroja de las nubes es un aporte importante de energía. Los vientos son demasiado débiles como para causar una fuerte sublimación. Durante el invierno austral, de mayo a agosto, los aportes de energía de la radiación solar incidente no se reducen de manera significativa en comparación con el verano porque son poco atenuados por la escasa cantidad de nubes. Sin embargo, las pérdidas de energía en el infrarrojo son muy altas, sobre todo en la noche, lo que provoca un fuerte enfriamiento de la superficie del glaciar (las temperaturas más negativas del año). Una intensa sublimación (varios mm de equ. agua se sacan todos los días) reduce la energía disponible para la fusión debido a los vientos (vientos del oeste provenientes del Altiplano y vientos catabáticos) y a un aire muy seco. La gran pérdida de energía de la superficie por sublimación y en especial por radiación infrarroja explica por qué la ablación es débil durante estos meses. La escasez de las precipitaciones permite una disminución gradual del albedo, en ausencia de nevadas de invierno, lo que permite algunos episodios de fusión más intensos en este periodo.



Macizo del Antisana, cumbre norte (5650 m). Este glaciar constituye la masa de hielo más grande del Ecuador, debido en gran parte a su cercanía con la fuente húmeda, la cuenca amazónica, que este volcán domina directamente. Foto B.Francou

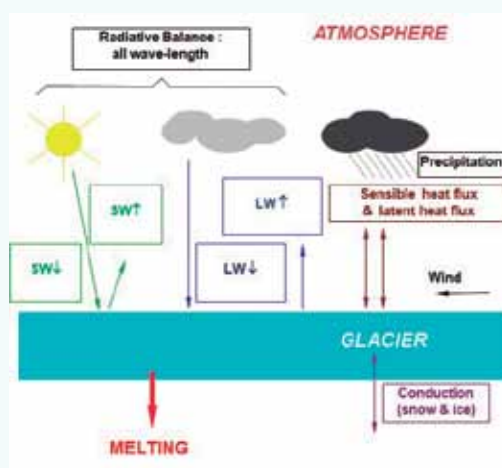
RECUADRO N° 5: Los flujos energéticos en la superficie de un glaciar

El conjunto de intercambios de flujo entre la atmósfera y la superficie de la nieve o del hielo puede escribirse en forma de una ecuación de conservación de la energía, suponiendo que la energía consumida es igual a la energía aportada:

$$M + G = S\downarrow - S\uparrow + L\downarrow - L\uparrow + H + LE + P \quad (W m^{-2})$$

De donde:

- M es la cantidad de energía consumida por la fusión.
- G es la cantidad de energía utilizada para calentar el manto nevoso o el glaciar. Este flujo no es nulo en tanto que la superficie de nieve o de hielo sea inferior a la temperatura de fusión. Cuando el glaciar alcanza la temperatura de fusión, el flujo se anula ya que toda la energía adicional sirve para la fusión.
- $S\downarrow$ es la energía que aportan las cortas longitudes de onda de la radiación solar o radiación incidente. Este flujo es muy importante en los trópicos debido a la posición del sol casi vertical durante todo el año.
- $S\uparrow$ es la radiación de las longitudes de onda cortas reflejadas por la superficie. La suma de estos flujos ($S\downarrow - S\uparrow$) se escribe también $S\downarrow(1-a)$; a representa el albedo de la superficie, es decir, el porcentaje de energía reflejada por la superficie en las longitudes de onda cortas. El albedo es fuerte en la nieve, que devuelve una gran parte de la radiación solar a la atmósfera (80-85 % en los trópicos); en cambio es débil en el hielo (10 % de hielo sucio y 40 % de hielo limpio) que absorbe una alta proporción de la radiación solar.
- $L\downarrow$ et $L\uparrow$ son radiaciones de gran longitud de onda provenientes de la atmósfera y reemitidas por la superficie hacia la atmósfera. Esencialmente, $L\downarrow$ viene de las nubes y del vapor de agua en la atmósfera, así como de cuerpos cerca del glaciar (paredes, rocas, polvo) que se calientan y emiten una radiación en el infrarrojo cercano en dirección al glaciar. El glaciar y la nieve se irradian en el infrarrojo cercano ($L\uparrow$), comportándose así como cuerpos negros. En los trópicos $L\uparrow$ es particularmente fuerte durante la noche y en estación seca, por lo que el balance $L\downarrow - L\uparrow$ es negativo.
- H es el flujo de calor sensible, relacionado a la turbulencia, por lo tanto al viento y a la temperatura del aire. Este flujo es bajo en los glaciares tropicales ya que estos están situados a una altitud (> 4800 m) donde la atmósfera tiene una baja densidad y no puede calentarse ni transmitir calor por convección.
- LE es el flujo de calor latente, relacionado a los procesos de condensación, evaporación o sublimación (cambio de sólido, líquido y vapor). Este flujo es un gran consumidor de energía tratándose de sublimación, y, por el contrario, un gran productor de energía tratándose de condensación. La sublimación requiere 8,5 veces más energía (2 834 000 joules por kg) que la fusión (334 000 joules por kg), es decir, que representa un pozo de energía, un flujo en sentido opuesto a H , por lo general. Este flujo puede ser alto en los trópicos, pero solamente en ciertas épocas del año (periodos secos y ventosos).
- P es el flujo de energía proporcionado por las precipitaciones. Es insignificante en una buena parte de glaciares del mundo (es el caso de los trópicos) excepto los que reciben precipitaciones líquidas.



Principales flujos intercambiados entre la atmósfera y la superficie del glaciar, y entre la superficie del glaciar y la parte superficial del hielo.

¿Qué factores pueden hacer variar los balances de masa en zona de ablación según los años?

1. En **Ecuador y Colombia** (trópico interno), se tendrá un balance de masa ligeramente negativo en la zona de ablación cuando las precipitaciones son nevosas y frecuentes y las temperaturas atmosféricas bajas, condiciones que permiten generar un manto nevoso muy reflectante (albedo alto) sobre la mayor parte del glaciar y cerca del frente glaciar. Este tipo de situación ocurre en una atmósfera húmeda y fría, condición que ocurre cuando el centro del Pacífico ecuatorial está también frío (fenómeno La Niña) como lo veremos más adelante. Sin embargo, la situación opuesta -ablación de fuerte a muy fuerte- tiende a producirse en los periodos El Niño (centro del Pacífico ecuatorial anormalmente cálido), que presentan un contexto opuesto al anterior: disminución de las precipitaciones y nubosidad, con alta probabilidad de que se produzcan lluvias a más de 5000 m de altitud, que impiden la formación de un manto nevoso duradero hasta los 5200-5300 m.
2. En **Bolivia** y por extensión a **Perú** (trópico externo), los meses en que se inicia la estación húmeda (septiembre-diciembre) representan un periodo clave durante el año. Reúnen una fuerte insolación (nubes episódicas), una atmósfera húmeda (balance de radiación de onda larga ligeramente negativo y sobre todo un aporte energético no despreciable a través del calor sensible), una superficie del glaciar cuyo albedo está degradado con un manto nevoso ausente o episódico, poco viento que pueda alimentar la sublimación. El factor crucial es la generación temprana (desde noviembre-diciembre) o retardada (comienzos de enero) de un manto nevoso continuo que bloquea la fusión. En su ausencia, a veces hasta diciembre, la fusión será fuerte. La aparición del manto nevoso está asociada a precipitaciones frecuentes/intensas y frías (nevadas), mientras que las tormentas episódicas, generadores de chubascos de aguanieve o de granizadas aisladas, no son suficientemente eficaces para cubrir el hielo con una capa por tiempo prolongado.



Zona de ablación del glaciar de Zongo, cubierta de nieve. La persistencia de un manto de nieve con un albedo elevado sobre esta zona durante el periodo estival es una condición necesaria para que la ablación sea limitada. Más temprano puede instalarse la cobertura de nieve entre octubre y enero, más cercana al equilibrio será el balance anual. Foto B.Francou

El rol de la temperatura atmosférica y de las precipitaciones

El balance de energía (figura 4.2) muestra claramente tanto en Ecuador como en Bolivia que la fuente de energía más importante en la superficie del glaciar es la radiación de onda corta. La parte absorbida de la radiación de onda corta, que es la principal responsable de la fusión, hace que el albedo sea un parámetro esencial de la ablación. Esto no excluye que en ciertos periodos del año, y según las condiciones atmosféricas, la radiación infrarroja en 24 horas pueda ser superior a la radiación neta de onda corta.

En estas condiciones, cabe preguntarse cómo el balance de masa con escalas de tiempo mensual y anual puede estar correlacionado con la temperatura de la atmósfera. En efecto, esta correlación es elevada como se muestra en la figura 4.3, para los glaciares de Chacaltaya y del Antisana por el periodo anterior a 2006: cuando la temperatura es elevada, el balance es deficitario y viceversa. La correlación ya es significativa a nivel mensual pero aumenta aún cuando se usa una media móvil de 12 meses.

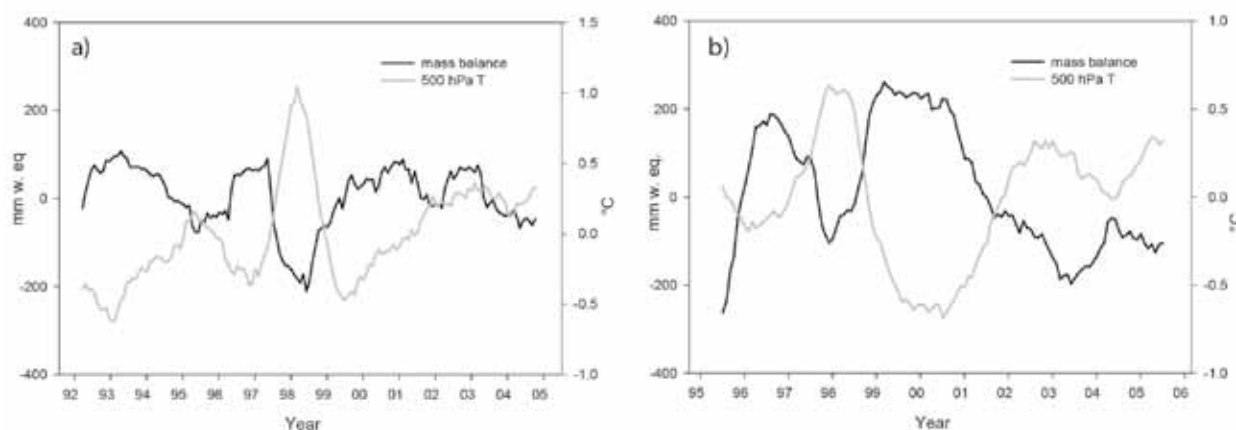


Figura 4.3: Balance de masa (en negro) y temperatura atmosférica del nivel 500hPa (~5500m) para a) Chacaltaya (16°S, Bolivia) de septiembre 1991 a diciembre 2005 (figura 4.3a) y b) Antisana 15 de enero 1995 a diciembre 2005 (figura 4.3b). Las temperaturas *reanalizadas** vienen de la base NCEP-NCAR, y corresponden a las reas las más cercanas de los glaciares (15°S-17.5°S/67.5°O para Chacaltaya y 0°/77.5°O para el Antisana). Los balances son de toda la superficie del glaciar de Chacaltaya y de la zona de ablación (<5000 m) del Antisana. Las series han sido lisadas por un promedio móvil de 12 meses. Vuille et al., 2008.

Esta relación estadística es alta para un periodo de tiempo largo, pero se vuelve insignificante cuando el periodo de tiempo considerado es de un día o de algunos días. Esto muestra que los únicos términos que aparecen en el balance de energía directamente relacionados a la temperatura (el flujo de calor sensible y la radiación infrarroja), no tienen un rol determinante en la fusión, y como se sabe, la atmósfera a esta altitud no es tan densa como para poder calentarse lo suficiente y transmitir este calor por convección al hielo o la nieve. Para explicar la relación estadística que existe entre balance de masa y temperatura de la atmósfera, hay que tomar en cuenta otros términos que estén relacionados al balance de energía. Esto no es específico de los glaciares tropicales sino que también concierne a los glaciares en otras latitudes.

La temperatura del aire, como la energía de fusión, resulta del conjunto de flujos de energía, del “clima local”, razón por la cual estos dos parámetros están correlacionados, sobre todo en periodos largos. Por ejemplo en Zongo, el inicio de la estación de las precipitaciones, de septiembre a diciembre, es muy importante por los bajos aportes de nieve que provocan un largo periodo de fusión intensa. Cuando esta estación “cálida” dura más (de septiembre a enero por ejemplo) y es particularmente marcada (nubosidad

débil y pocas precipitaciones), provoca una elevación de la temperatura anual. Se resalta que el balance de masa y la temperatura del aire tienen una alta correlación negativa anualmente, debido a una causa común: el déficit de nubes y precipitaciones. Esta correlación está vinculada al hecho que la ablación y la acumulación están particularmente ligadas entre sí en los glaciares tropicales.

El intercambio de flujo entre el glaciar y la atmósfera en longitudes de onda larga (cercana al infrarrojo) es una fuente de energía “térmica”. Aun cuando su balance es negativo y traduce una pérdida de energía para la superficie del glaciar; como hemos visto, el aporte de energía en el infrarrojo cercano en dirección del glaciar puede ser importante, especialmente en la temporada de las precipitaciones cuando el glaciar se encuentra en una atmósfera húmeda y nubosa. Efectivamente, son las grandes nubes cumuliformes de origen convectivo, de baja altura y calientes, que emiten energía en longitudes de onda larga en todas las direcciones como la del suelo. Durante la misma estación, las pérdidas en el infrarrojo cercano son limitadas durante la noche por la presencia de la cobertura nubosa que reemite esta energía en dirección del suelo. Es por esta razón que el descenso de temperatura al final de la noche en esta estación se atenúa mucho más que durante la estación seca.

Por último, la temperatura interviene eficazmente a través de la naturaleza de las precipitaciones (o su “fase”). Cuando la temperatura sube más de 0,3°C aproximadamente, en la parte de la atmósfera que cubre el glaciar, aumenta la probabilidad de que la precipitación sea líquida o nevosa como aguanieve o granizo, los cuales desaparecen inmediatamente al tocar el suelo. En este caso, la generación de un manto nevoso es imposible, y el albedo superficial del glaciar continúa disminuyendo. Actualmente, se considera que este mecanismo afectando el balance radiativo es la contribución más relevante del calentamiento atmosférico al aumento de la fusión del glaciar ; pero sería más importante en los Andes del Norte (Antisana, La Conejeras) que en Bolivia (Zongo). Esto sin embargo tiene que ser confirmado con los nuevos instrumentos que permitan discriminar los tipos de precipitación según su fase (ver capítulo 2).

Temperatura atmosférica y precipitaciones son variables muy ligadas y muchas veces difíciles de aislar en los glaciares tropicales cuando se quiere explicar el aumento de la fusión experimentado por los glaciares de la región durante estas décadas. Sin embargo, si son medidas durante varias décadas con un gran número de estaciones meteorológicas, resultaría interesante ver si aparece una tendencia, particularmente desde los años 1976-1980. Pero es importante resaltar que primero debemos examinar la respuesta de los glaciares a la variabilidad del clima a nivel de la decadal.

b) Los glaciares registran la variabilidad del clima andino asociada al Pacífico Tropical

Se sabe que el Pacífico es una de las causas de las variaciones climáticas que se registran en los Andes tropicales a escala decenal. El **ENSO*** en su versión cálida (El Niño) y fría (La Niña) dan ritmo a la variabilidad de los balances glaciares en los Andes. Para “capturar” el impacto de esta variabilidad en varios glaciares, se decidió hacer mediciones mensuales del balance de masa en las zonas de ablación de los glaciares de Zongo desde 1991 y del Antisana desde 1995. Para demostrar la importancia del Pacífico en estos glaciares, nos referimos a la figura 4.4 donde son presentados los balances mensuales medidos en las zonas de ablación de los glaciares Antisana 15 y de Zongo así como la temperatura de la superficie del mar en los sectores Niño3.4 y Niño1+2. El sector Niño3.4 es el más sensible a la anomalía cálida cuando se mueve al centro del Pacífico, mientras que el sector Niño1+2 sufre esta anomalía cuando la masa de agua cálida alcanza la costa americana.

En **Ecuador y en Colombia**, en periodo El Niño, la temperatura del océano alcanza su pico en el centro del Pacífico durante el verano austral (noviembre-febrero), el glaciar “responde” de manera óptima entre febrero y mayo, es decir, tres meses después. En los Andes, es el aumento marcado de la temperatura atmosférica que desplaza el límite lluvia/nieve hacia 5200 m incluso más alto, y que, acompañada de una ligera disminución de las precipitaciones y de la nubosidad, degrada el albedo a la superficie del glaciar. En este contexto, el glaciar se derrite de manera acelerada (Favier *et al.*, 2004). Sin embargo, en periodo La Niña, el glaciar se queda cubierto de nieve debido a bajas temperaturas y precipitaciones frecuentes. En Colombia, en el glaciar la Conejeras, que culmina a 4960 m solamente, el contraste de las dos situaciones es aún más claro: se pasa de una situación El Niño donde el balance es muy negativo en toda la superficie del glaciar, a una situación La Niña donde el balance del glaciar es positivo.

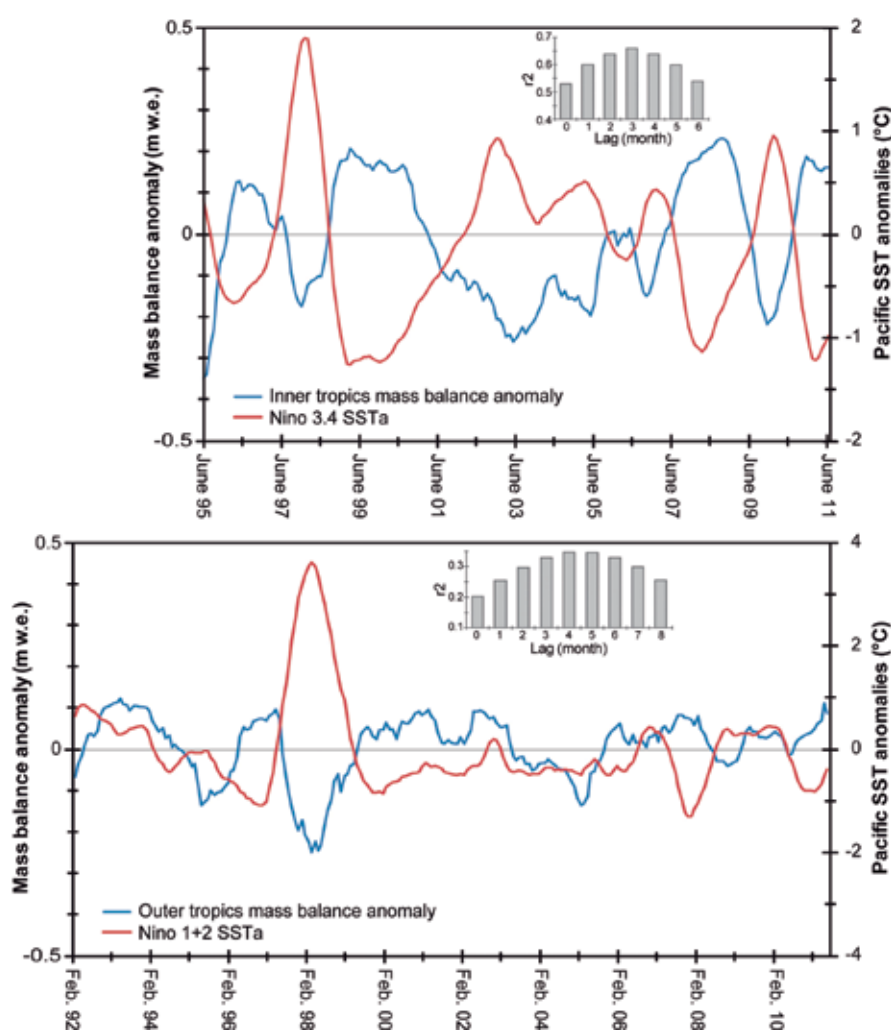


Figura 4.4: La figura superior muestra el balance de masa mensual a menos de 5000 m del glaciar del Antisana, Ecuador, y el balance del glaciar La Conejeras, Colombia (curva azul). En rojo aparece la anomalía de temperatura superficial del océano en el sector Niño3.4 (centro del Pacífico). Las series van de junio de 1995 a agosto de 2011. Las variables han sido lisadas con un promedio móvil de doce meses. Los valores del balance de masa están desfasados (atraso) de tres meses con la temperatura del océano. Las barras muestran la mejor correlación con el desfase de las dos variables.

En la parte baja, la misma representación, para el balance de masa del Zongo (zona de ablación), Chacaltaya y Charquini Sur en Bolivia, y la temperatura superficial del océano en el sector Niño1-2 (sector de la costa suramericana). Balance mensual con atraso de cuatro meses, conforme a la correlación óptima indicada por las barras arriba. Francou *et al.*, 2003; 2004; Vuille *et al.*, 2008; Rabatel *et al.*, 2013.

En **Bolivia**, la temperatura de la superficie del mar del Pacífico controla en gran medida el balance de los glaciares. En el periodo cálido del Pacífico (El Niño), la temperatura es de 0,7°C-1,3°C más alta que en el periodo frío (La Niña). Además, tiende a haber un déficit de precipitaciones con una disminución del 10 % al 30 % en comparación con la situación inversa. En el Recuadro N° 6, se ve que los años con un déficit de acumulación neta en el glaciar de Zongo son años El Niño, mientras que los años con acumulación neta por encima del promedio son años La Niña. El periodo de septiembre a diciembre se ve particularmente afectado con una disminución de la nubosidad, lo que lleva a una tasa de ablación muy alta. Se ha podido medir la pérdida de un metro de hielo en un mes a una altura de 5050-5150 m. A diferencia de Ecuador y de Colombia, la zona del Pacífico que está mejor correlacionada a los balances glaciares de Bolivia es el este del Pacífico, el sector Niño1+2, cerca de las costas sudamericanas. Sin embargo, hemos visto que durante el reciente periodo (2001-2005) la anomalía cálida del Pacífico, marcada en su parte central, no ha alcanzado las costas sudamericanas, una configuración que tiende a identificarse con la denominación de “*El Niño-Modoki*”. Es una de las razones por las cuales los glaciares del “trópico externo” responden de manera menos sistemática a las anomalías del Pacífico. Otra razón podría ser que la “ventana de respuesta” de los glaciares bolivianos, como lo hemos visto, se encuentra al comienzo de la temporada de las precipitaciones (septiembre-diciembre), mientras que el pico de la anomalía ocurre generalmente en el Pacífico durante el primer semestre del año. Además, es necesario mencionar que la anomalía cálida o fría del Pacífico tiene que ser larga, intensa y desplazarse hasta el lado sudamericano para que los glaciares bolivianos respondan de manera previsible.

RECUADRO N° 6: Acumulación neta en función del tiempo en la altura (~6000m): El caso del glaciar de Zongo (Bolivia)

De acuerdo a las leyes de la física, con el descenso de la temperatura atmosférica disminuye la cantidad de vapor de agua máxima contenida en un volumen de aire. A 10°C, 5°C, 0°C, -10°C y -20°C, la presión de vapor de saturación (en hPa) pasa de 12.3 a 8.72, 6.10, 2.6 y 1.03 respectivamente. Por esta razón las precipitaciones tienden a disminuir a mayor altitud, especialmente en los Trópicos. En la zona tropical, a medida que la masa de aire asciende la ladera de una montaña expuesta a flujos húmedos, como el de la cuenca amazónica en el caso del valle de Zongo, las precipitaciones llegan a un máximo entre 1500 m y 3000 m, luego disminuyen más arriba para alcanzar una base aproximada de 1000 mm/año a la altura de los glaciares a 4800 m. El efecto mecánico del viento y la **sublimación*** acentúan aún más la disminución de la **acumulación neta*** a gran altura, pero también aumenta la variabilidad en función de la topografía: las depresiones y bajos de vertientes aprovechan de fenómenos de sobrecarga (“sobreacumulación” de nieve) por la combinación de efectos de los vientos fuertes de invierno (“snow-drift”) y de las avalanchas, mientras que los montículos descubiertos son más susceptibles a la erosión mecánica y a la sublimación. En los perímetros planos de los sitios de extracción de muestras del Illimani (6340 m) y del Sajama (6540 m), los valores de acumulación anual encontrados en el siglo pasado son en promedio de 580 mm eq.agua/año y de 440 mm eq.agua/año respectivamente.

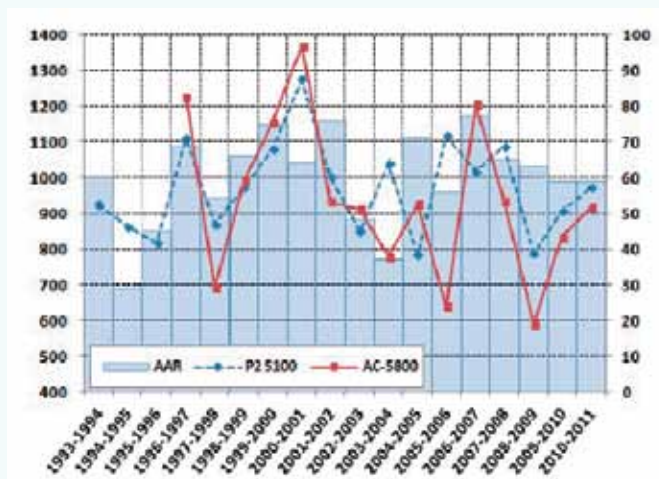
¿Qué es del glaciar de Zongo, el sitio de medición más alto, a 5800 m, donde cada año se repite la medición al final de la estación seca desde casi veinte años?

La siguiente figura muestra que las precipitaciones recogidas en un pluviómetro totalizador situado en la morrena de la derecha del glaciar a 5100 m (P2 5100) son en promedio de 1000±130 mm/año, pudiendo variar en los extremos entre 800 mm y 1300 mm. Aunque fue diseñado para recoger de manera óptima las precipitaciones sólidas, este tipo de pluviómetro tiende no obstante a subestimarlas.

En altura (5800 m), la **acumulación neta*** es en promedio de 940mm/año, con una variabilidad interanual más alta (de 1 a 2,3). La correlación es bastante buena entre P2 y AC5800 excepto en 2 años de 14. Las causas de estas diferencias son difíciles de explicar; pueden derivar de diferencias en las precipitaciones que caen en el suelo entre estas dos altitudes, de errores en la estimación de la capa anual acumulada en altitud, de la evolución de la capa en el suelo objeto de erosión mecánica y de sublimación, también el sitio de medición puede recibir diferentes contribuciones por el viento y las avalanchas.

La extensión de la zona de acumulación en el glaciar (AAR) está muy relacionada con las precipitaciones que recibe el glaciar, pero puede desviarse de esta variable notoriamente, como en 2004-2005 o en 2008-2009. Esto no es sorprendente ya que la AAR, así como el balance neto específico vinculado a esta, depende a nivel del glaciar no solamente de la acumulación neta sino también de la ablación.

Última observación, se puede comprobar que los años con altos valores de precipitación son años con anomalía fría en el Pacífico (La Niña), mientras que los años con bajos valores son años con anomalía cálida (El Niño).



Evolución de la acumulación neta medida a 5800 m sobre el glaciar de Zongo en septiembre de cada año (AC-5800: trazo lleno rojo, en mm de equivalente agua). Paralelamente, se ha agregado la precipitación acumulada medida cada mes en un pluviómetro la zona de ablación del glaciar a 5100 m (P2 5100: trazo punteado azul, en mm de agua). En barras, el ratio entre la superficie de la zona de acumulación y la superficie total del glaciar (AAR, en %).

En Perú (8°S), la situación es intermedia. Por lo general, los glaciares responden de manera similar a los de Bolivia, pero también podemos observar comportamientos análogos a los de Ecuador.

Las actuales investigaciones están lejos de haber agotado el tema. Otros “forzamientos” regionales pueden ocurrir en los glaciares de la región, sobre todo viniendo del Atlántico y de la Amazonía, los cuales aportan, recordémoslo, junto con el “monzón amazónico”, lo esencial de la cantidad de las precipitaciones en los glaciares de la región.

En conclusión, es indiscutible que los eventos cálidos del Pacífico, que tuvieron lugar entre 1976 y hasta mediados de 2000, generalmente intensos y muy largos, han contribuido a acelerar el repliegue de los glaciares de la región. Como se ve en la figura 4.5, al ENSO, que se reproduce con una frecuencia de 3-7 años, se superpone otro modo oscilatorio de frecuencia del orden de 20-25 años, que se denomina la Pacific Decadal Oscillation (**PDO***). Este modo complejo de baja frecuencia asocia forzamientos de diversos orígenes, algunos tropicales (ENSO), y otros extra-tropicales en el Pacífico norte. Así, el último periodo positivo de la PDO, de 1976 a 2007, se caracterizó por eventos cálidos (El Niño) frecuentes e intensos en el Pacífico ecuatorial, mientras que el periodo anterior de PDO negativo generó eventos fríos (La Niña) más frecuentes e intensos. Se observó que el periodo 1976-2007 estuvo acompañado por un repliegue acelerado de los glaciares en los Andes, mientras que durante el periodo anterior, 1948-1975, disminuyeron poco. Un estudio reciente por Seiler *et al.* (2013) confirma la fuerte dependencia del clima

en Bolivia (sierra y llanos) a ambas fases de la PDO. Como se produjo, al parecer, una evolución hacia una PDO negativa en 2007, se podría esperar fases frías del ENSO (La Niña) más marcadas y más intensas en el futuro. Pero, es poco probable que este cambio de fase del Pacífico pueda atenuar significativamente el retroceso de los glaciares andinos, mientras que sigue marcada la tendencia al recalentamiento de la región andina.

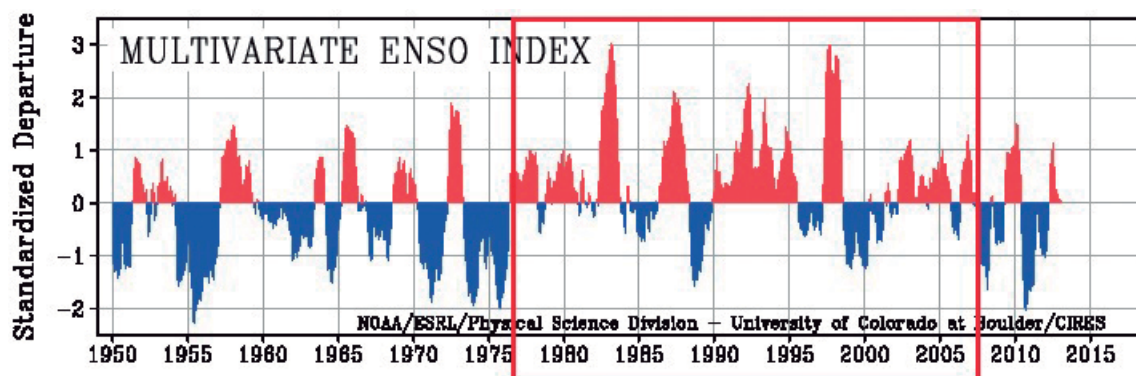


Figura 4.5: El índice multivariado del ENSO (MEI) indica las distintas fases (cálidas/frías) del Pacífico desde 1950. En rojo los eventos cálidos, los más marcados son fenómenos El Niño. El MEI es una combinación de seis variables del centro del Pacífico ecuatorial: presión a nivel del mar, velocidad y dirección del viento zonal y meridiano, temperatura superficial del mar, temperatura de superficie y nubosidad (Wolter y Timlin, 1993). En el recuadro rojo, el período con más frecuencia/intensidad de la fase cálida del ENSO, que corresponde a un modo positivo de la Pacific Decadal Oscillation (PDO).

En efecto, más allá de estas oscilaciones de alta/baja frecuencia del Pacífico, que marcan una gran parte de la variabilidad del balance de masa de los glaciares andinos, es importante ver cuál es la tendencia climática general que surge en la región andina desde los años 1950. Para ello, debemos recurrir a los registros clásicos efectuados en las estaciones meteorológicas y a los **datos reanalizados***.

c) La tendencia de las temperaturas y de las precipitaciones durante las últimas décadas

Vuille *et al.* (2008) y Seiler *et al.* (2013), así como anteriormente Vuille *et al.* (2003), han publicado síntesis sobre la evolución del clima tropical andino basada sobre el análisis de un gran número de estaciones. A esto nos referiremos aquí.

La temperatura es un parámetro medido en 279 estaciones entre 1°N y 23°S. La mayoría de estas estaciones están situadas debajo de los 4200 m por lo que, para los estudios glaciológicos, se hace necesario desplegar nuevas estaciones a 5000 m de altitud. Sus datos podrían compararse con los de **reanálisis***. Vuille *et al.* (2008) han demostrado que las temperaturas cerca de la superficie en el conjunto andino tropical aumentaron 0,10°C por década durante los últimos 70 años, lo que da un incremento acumulado de 0,68°C desde 1939. Traducido en términos de elevación de la isoterma 0°C, corresponde a un movimiento positivo de un centenar de metros en promedio en la región. Generalmente, las temperaturas mínimas (las que se miden al final de la noche) aumentaron más que las temperaturas máximas, lo que es coherente con una atmósfera más húmeda. Del mismo modo, las temperaturas de la temporada seca en Bolivia-Perú tendieron a aumentar más que las de la temporada húmeda. El aumento de las temperaturas en los Andes se correlaciona bien con la temperatura superficial del Pacífico, siguiendo de cerca la variabilidad asociada con el ENSO (Bradley *et al.*, 2009).

Sobre los 4200 m y 5000 m de altitud, hay muy pocas estaciones climáticas que proporcionen series largas de datos. Una estación instalada en la cima del casquete de Quelccaya (Perú) a 5680 m por el equipo de Thompson (Thompson, 2000) registró frecuentes temperaturas positivas ($+0,5^{\circ}\text{C}$ a $+2,5^{\circ}\text{C}$) de noviembre a mayo, en captores ventilados (esto muestra que los valores altos no son artefactos de medición). De 1976 a 1991, el agua de deshielo se filtró desde la superficie hasta 130 metros de profundidad, lo que demuestra la permanencia de condiciones de fusión a esta altitud durante periodos de varios meses (Thompson *et al.*, 1993).

En 1999, cerca de la cumbre del Illimani, a 6340 m, más arriba de La Paz Bolivia, el equipo Great Ice y un equipo suizo han efectuado una extracción de testigos de 139 m hasta el bedrock que fue capaz de poner de relieve el calentamiento del siglo 20 a esta altitud.

Una cadena de termistancia midió el perfil de temperaturas en los pozos de perforación y detectó un calentamiento de $1,1^{\circ}\text{C} \pm 0,2^{\circ}\text{C}$ en el siglo 20 (Gilbert *et al.*, 2010). Este calentamiento se produjo en dos fases: $+0,5 \pm 0,3^{\circ}\text{C}$ entre 1900 y 1960, el calentamiento empezando en 1920-1930 y $+0,6 \pm 0,2^{\circ}\text{C}$ durante el periodo 1985-1999 (ver capítulo 5).

Todo parece indicar que las condiciones a 6000 m en los Andes están cambiando y que las masas de hielo conservadas durante milenios en una temperatura negativa podrían volverse templadas en un futuro cercano, lo que dañaría para siempre la cantidad enorme de informaciones que contienen esos archivos sobre los climas del pasado (ver capítulo 5).

Rabatel *et al.* (2013) mostraron cómo la isoterma 0°C media en la atmósfera libre (fuera de la influencia del suelo) ha aumentado de altura durante los últimos cincuenta años y se ha posicionado en zonas de ablación de los glaciares en las tres regiones donde los glaciares son regularmente monitoreados, Antisana, Cordillera Blanca y Cordillera Real (figura 4.6).

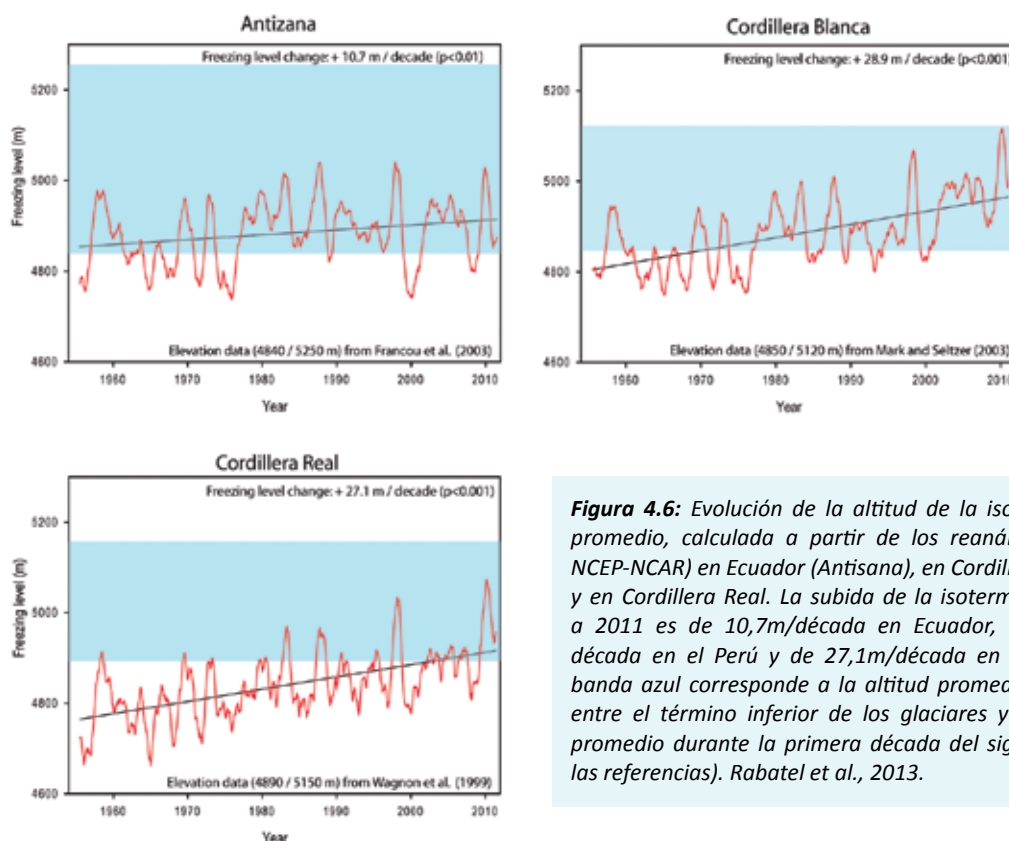


Figura 4.6: Evolución de la altitud de la isoterma 0°C promedio, calculada a partir de los reanálisis (datos NCEP-NCAR) en Ecuador (Antisana), en Cordillera Blanca y en Cordillera Real. La subida de la isoterma de 1955 a 2011 es de 10,7m/década en Ecuador, de 28,9m/década en el Perú y de 27,1m/década en Bolivia. La banda azul corresponde a la altitud promedio incluida entre el término inferior de los glaciares y su altitud promedio durante la primera década del siglo 21 (con las referencias). Rabatel *et al.*, 2013.

En el caso del Antisana, en el Ecuador, se observa que si las temperaturas aumentan menos que en otras partes, la isoterma 0°C se extiende sobre el glaciar desde varias décadas, lo que permite, entre otras cosas, que se produzcan allí precipitaciones líquidas con más frecuencia. En el Perú, esta posibilidad apareció desde el año 1980 pero la subida de la isoterma 0°C es más rápida. En Bolivia, la parte mas baja de los glaciares solo se ve afectada por esta línea isotérmica después de la mitad de la última década, por lo tanto pueden producirse allí temperaturas positivas y sin duda precipitaciones líquidas. En los tres casos, se ve claramente que son años El Niño que registran las temperaturas más elevadas en los glaciares, hasta la altura de su línea de equilibrio.

Este esquema es solo un indicador de una tendencia evidente, ya que la variabilidad de las temperaturas es alta de un año a otro y los datos reanalizados no son idénticos a los que miden las estaciones cerca de los glaciares (estos son, por lo general, más elevados debido a la influencia del suelo). No obstante, este estudio refuerza la necesidad de obtener mediciones sobre la naturaleza de las precipitaciones cerca de las zonas de ablación de los glaciares, una necesidad a la que responden los más modernos equipos colocados en las estaciones permanentes instaladas a 5000 metros aproximadamente (ver capítulo 2).

El aumento de la humedad atmosférica, no está tan documentado como el de la temperatura. Vuille *et al.* (2003), fundamentándose en la base de datos CRU05, indican que la humedad relativa habría aumentado un 0,5 % por década de 1950 a 1995 en Bolivia y de 2,5 % por década en Ecuador.

La actividad convectiva, derivada indirectamente del flujo de longitud de onda larga emitido desde la parte superior de las nubes y captado por los satélites (*Outgoing Long-wave Radiation OLR*), aumentó en la parte interna del Trópico (Ecuador y Colombia) y disminuyó en la parte externa (sur de Perú y Bolivia). Este patrón parece aplicarse también a las precipitaciones. Vuille *et al.* (2003), como Haylock *et al.* (2006) muestran una tendencia a un aumento de las precipitaciones durante la segunda mitad del siglo 20 al norte del 11°S (Ecuador y Perú central), y una tendencia a la disminución al sur de Perú y en el Altiplano boliviano. No obstante, hay que ser prudente en la estimación de estas tendencias, ya que la variabilidad a escala decenal es importante y en gran medida está asociada al ENSO y a la PDO. Ahora bien, esto tiene consecuencias generalmente opuestas según las regiones andinas. Así, en su fase cálida (El Niño), el ENSO da precipitaciones a menudo deficitarias en los Andes al sur de Colombia, al norte de Ecuador, y también en el Altiplano peruano-boliviano, mientras que está asociado a precipitaciones excedentes en la costa del Pacífico, en Ecuador y al norte de Perú. La Niña tiende a reproducir el mismo esquema pero con la configuración opuesta.

Cuando establecemos un paralelo entre la tendencia climática y el retroceso rápido de los glaciares en los Andes tropicales desde 1976, observamos que las únicas variables atmosféricas que evolucionan en el mismo sentido en toda la región son las temperaturas y en cierta medida la humedad relativa. Las precipitaciones tienen un papel más complejo que merece ser estudiado con mayor profundidad en función de factores geográficos y criterios estacionales. Así, mientras que el proceso de desglaciación es bastante homogéneo en la región, tanto por su amplitud como por su cronología -en gran medida marcado por eventos ENSO-, se constata que la única variable que muestra esa coherencia en su desarrollo en varias décadas es la temperatura atmosférica.

Teniendo en cuenta esta variable, podemos trazar algunas previsiones sobre el futuro de los glaciares de la región haciendo simulaciones a escala de una cadena montañosa como los Andes, utilizando los modelos del clima que son forzados por los escenarios climáticos que consideran escenarios de emisión de gases de efecto invernadero. Los progresos realizados por los modelos de circulación general en el futuro podrían proporcionarnos simulaciones más robustas sobre las precipitaciones y sus regímenes que hasta ahora son insuficientes a escala de la cadena andina.

d) Previsiones de calentamiento atmosférico antes del final del siglo 21 y la posible respuesta de los glaciares

Según Bradley *et al.* (2004), que combinan ocho modelos climáticos diferentes para las cordilleras americanas entre Alaska y la Tierra del Fuego, los Andes tropicales por encima de los 4000 m podrían experimentar, en un escenario de emisiones severo de tipo A2 (SRES A2), un aumento de las temperaturas en la atmósfera libre de +4°C a +5°C entre 1990 y 2090-2099 (figura 4.7). Urrutia y Vuille (2009) llegan a resultados parecidos sobre temperaturas cerca de la superficie.

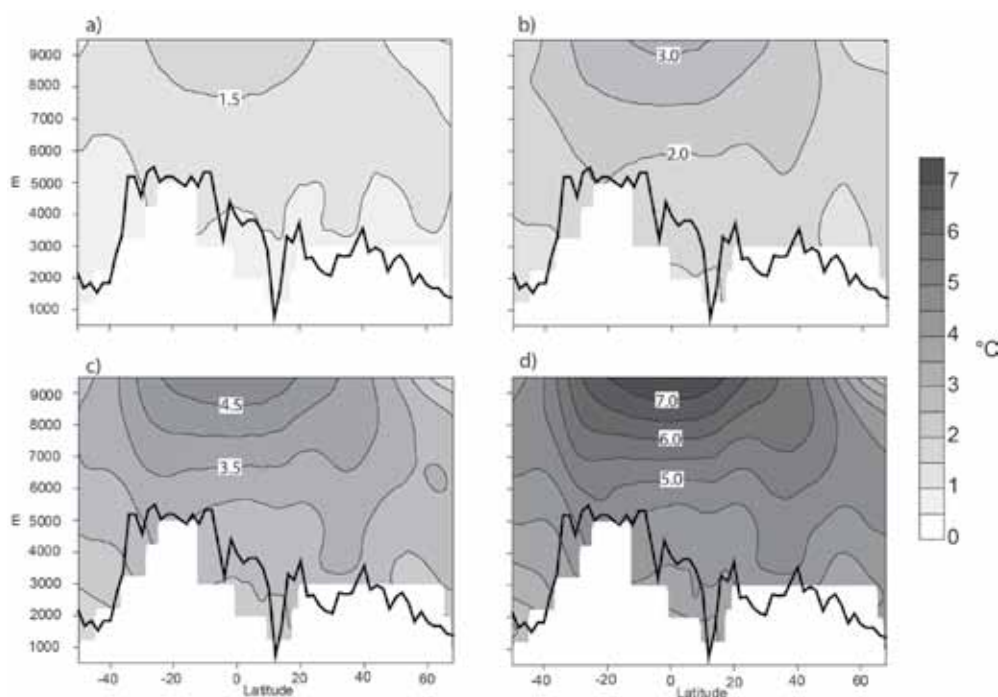


Figura 4.7: Corte de las cordilleras americanas entre el +68°N (Alaska, derecha) y el -50°S (Tierra del Fuego, izquierda) y temperaturas simuladas para: a) 2026-2035, b) 2046-2055, c) 2066-2075, d) 2090-2099. Los valores representan las desviaciones a partir del promedio de temperatura de 1990-1999. Se ha utilizado un promedio de ocho modelos de circulación general del IPCC basados sobre emisiones de CO₂ previstas por el escenario SRES A2*. Bradley *et al.*, 2004, in Vuille *et al.*, 2008.

Se han realizado pocas simulaciones sobre los glaciares tropicales utilizando modelos físicos que consideren los aumentos de temperatura y las variaciones de las precipitaciones, con el objetivo de mostrar la sensibilidad de los glaciares a estas variaciones. CROCUS es un modelo físico que funciona en varios niveles a partir del suelo y originalmente fue diseñado para simular la fusión de la nieve en los Alpes. Adaptado en el glaciar Zongo por dos años de prueba 2004-2005 y 2005-2006, este modelo permitió a Lejeune (2009) simular el balance de masa y la línea de equilibrio haciendo variar temperaturas y precipitaciones. Así, con un aumento de la temperatura de 1°C, el ascenso de la línea de equilibrio sería en este glaciar de 150±30 m con precipitaciones constantes. Suponiendo que la relación entre la temperatura y la línea de equilibrio es lineal, para un aumento de 4°C a 5°C proyectado de aquí a fin de siglo, tendríamos un ascenso de 480 m a 900 m de la línea de equilibrio. En este glaciar de Zongo, que en estos últimos años muestra una línea de equilibrio a 5150 m con un balance de masa equilibrado, un calentamiento de esta naturaleza implicaría un posicionamiento de la línea de equilibrio respectivamente a 5630 m y a 6050 m (altitud máxima de este glaciar: 6000 m). El glaciar de Zongo, al igual que todos los glaciares, mantiene una relación casi constante de ambos lados de la línea de equilibrio media entre la zona de acumulación y la zona de ablación, que

representa en este caso el tercio de la superficie total del glaciar. Adaptándose a estas nuevas condiciones, el glaciar se reduciría mucho con $+4^{\circ}\text{C}$ y habría desaparecido completamente con $+5^{\circ}\text{C}$.

Las simulaciones hechas con $+20\%$ y -20% de precipitaciones dan por resultado una variación de la línea de equilibrio de un centenar de metros. Es muy improbable que las precipitaciones varíen más en el futuro. Se puede entonces estimar que el glaciar, claramente más sensible a las condiciones de temperatura que a variaciones en las precipitaciones, podría verse muy afectado si las predicciones hechas por los modelos se hicieran realidad.

No obstante, estos ejercicios de simulación son básicos ; en efecto, las temperaturas y las precipitaciones no se combinan, así como la estacionalidad y los posibles cambios de temperatura y precipitación no son tomados en cuenta, pero tienen el mérito de mostrar la gran sensibilidad de los glaciares de la región a las variaciones de las temperaturas, lo que ya está comprobado con datos colectados durante estos dos últimos decenios. Suponiendo que la prueba en Zongo pudiera extrapolarse a otros glaciares andinos tropicales, está claro que con el posible aumento de la temperatura previsto con los peores escenarios de emisión considerados, los glaciares de la región prácticamente desaparecerían a finales de siglo.

En el capítulo 6 se determinará el impacto que esta fuerte reducción podría tener en los regímenes de las corrientes de agua en las altas cuencas andinas con importantes superficies cubiertas de hielo.

Foto: Corte de un serac, en la Cordillera de Apolomba (glaciar del Chaupi Urco), mostrando la irregularidad de la acumulación neta en función de los años en este sitio, acentuado por la fuerte pendiente. La parte superior, perteneciendo a los ciclos 2012-13, 2011-12, y 2010-11, indica una acumulación superior a los dos ciclos anteriores 2008-09 y 2009-10. Este rasgo se encuentra también en el glaciar de Zongo, confirmando que esos dos ciclos fueron deficitarios a nivel de todas las cordilleras de Bolivia. Foto B.Francou



Capítulo 5

Los testigos de hielo andinos de gran altitud: un archivo climático único

Según el último informe del IPCC (*Intergovernmental Panel on Climate Change*), uno de los principales factores del cambio climático actual es la elevación de la temperatura atmosférica relacionada a un aumento, desde la década de 1950, de las emisiones de gases de efecto invernadero de origen antrópico (CO_2 , CH_4 , N_2O) en la atmósfera. Tomando en cuenta diferentes escenarios de emisión de gases de efecto invernadero relacionados, entre otros, a la evolución de la utilización de energía fósil y al desarrollo económico durante el siglo 21, los modelos simulan un aumento de la temperatura media global entre $+2^\circ\text{C}$ y $+4^\circ\text{C}$ para el año 2100.

Un enfoque del problema consiste en buscar en el pasado si esta modificación del clima ya ocurrió de manera natural y cuál fue la reacción del planeta. Lamentablemente, las mediciones meteorológicas fiables solo cubren poco o más de cien años y hay que recurrir a información indirecta para reconstruir los climas del pasado. Para buscar esta información, una de las mejores soluciones es examinar los registros climáticos contenidos en el hielo. Por lo tanto, hay que extraer testigos de hielo y analizarlos en el laboratorio. ¿Cómo procedemos?

Un glaciar está formado por la superposición de capas de nieve; cada capa representa un evento, una estación, un año o un periodo más largo. Si se dan determinadas condiciones durante la deposición de capas de nieve sucesivas y durante su enterramiento profundo, extrayendo un testigo de hielo, es posible reconstruir la evolución del clima y del medio ambiente durante periodos de hasta 800.000 años como en la Antártica (EPICA, 2004). Estos archivos, presentes solo en los casquetes polares, han permitido estudiar las variaciones climáticas durante varios ciclos glaciares-interglaciares. Para perfeccionar estos estudios y comprender las interacciones entre las altas y bajas latitudes, particularmente el papel que juegan las regiones tropicales -regiones que por la cantidad de energía solar que reciben son el “motor climático” del planeta-, hubo que buscar archivos glaciares distribuidos a lo largo de un perfil conectando el ecuador con el polo. Los Andes son la única cadena montañosa que ofrece esta posibilidad.

a) Particularidades climáticas de la Cordillera Andina

Los Andes se extienden de Norte a Sur entre Colombia y la Patagonia en más de 5000 km. Los glaciares de gran altura están situados en cumbres de diferente morfología, volcanes aislados como el Chimborazo, el Sajama, el Coropuna, cordilleras extensas como la Cordillera Blanca (Huascarán), el Nevado Quelccaya, el Illimani, el Cerro Tapado, o cimas de vastos casquetes continentales como el San Valentín. Estos diferentes macizos reciben la influencia del clima y de sistemas de circulación atmosféricas diferentes. Al norte, bajo el ecuador, el paso de la zona de convergencia intertropical (ZCIT) en su migración hacia el sur, y luego su

segundo paso, cuando se desplaza hacia el norte durante el año, provoca la sucesión de dos estaciones secas y dos estaciones húmedas, cada estación húmeda recibe los flujos provenientes del Pacífico y del Atlántico. Más al sur, en Perú y Bolivia, las masas de aire húmedas llegan del océano Atlántico a través de la cuenca amazónica por el “monzón amazónico” y el régimen de precipitaciones alterna una estación seca durante el invierno austral y una estación húmeda durante el verano. Al sur de 20°S, los “westerlies” y las depresiones de los frentes polares sur, son los que aportan directamente las precipitaciones desde el océano Pacífico, con una estacionalidad inversa en comparación al norte de los Andes. Entre ambos sistemas climáticos, la “diagonal árida” de una y otra parte del trópico sur es una de las regiones más secas de nuestro planeta, con pocos glaciares y muchos glaciares de escombros.

Los Andes también reciben la influencia de los eventos climáticos relacionados al modo oscilatorio ENSO cuyo centro es el Pacífico ecuatorial. Según su fase, sus efectos serán diferentes en el clima regional. En la fase positiva -El Niño-, los Andes bolivianos, peruanos y una parte de los Andes Colombianos sufren un déficit de precipitaciones y un aumento de la temperatura, mientras que en el sur los Andes centrales (20°S-30°S) son más húmedos. Lo contrario ocurre en fase negativa (La Niña).

b) Del sitio de perforación a los análisis

Para cubrir estos diferentes sistemas climáticos, varios glaciares fueron seleccionados por los equipos internacionales que participan en las operaciones de extracción de muestras (la Ohio State University, el IRD con el LGGE y el OSUG, el PSI y la Universidad de Berna). Para que el hielo pueda ser analizado es necesario que esté a una temperatura inferior a -5°C, sin periodo de fusión en superficie durante el verano, que la topografía de superficie y del fondo del glaciar limiten el flujo del hielo, lo cual favorece las cimas planas, los cráteres o los pasos donde los estratos sucesivos de nieve pueden preservarse. Estas condiciones limitan los posibles sitios a las cumbres andinas más altas de Ecuador (Chimborazo), Perú (Huascarán, Coropuna, Quelccaya), Bolivia (Illimani y Sajama), Chile (Cerro Tapado, Pascua Lama, San Valentín, Pío XI) y Argentina (Mercedario) (Vimeux *et al.*, 2009) (figura 5.1).

Las muestras de hielo se extraen generalmente con un aparato electro-mecánico (Ginot *et al.*, 2002; Zagorodnov *et al.*, 2005) que llega hasta el lecho rocoso. Todas las muestras se transportan congeladas a los laboratorios donde comienza el corte y los análisis. En los



Figura 5.1: Perforaciones profundas, con su fecha, efectuadas para la reconstrucción climática a cargo del IRD y sus asociados andinos a lo largo de la Cordillera de los Andes. Total de precipitaciones y principales flujos húmedos.

últimos años, se desarrolló un amplio espectro de análisis; los principales son los **isótopos estables*** del agua ($\delta^{18}\text{O}$, δD), la química soluble de iones importantes (por ejemplo, Na^+ , NH_4^+ , Ca^{2+} , Cl^- , SO_4^{2-} , NO_3^- , etc.), las partículas (número y tamaño) y los trazadores radioactivos (^{210}Pb , ^3H , ^{14}C).



Perforación test en 1999 en la cumbre Veintimilla del Chimborazo (6230 m) para evaluar la calidad del hielo con intención de hacer luego una perforación profunda. Este tipo de prueba es necesaria para analizar el archivo climático que contiene (izquierda). Perforación al bedrock en 2000, desgraciadamente perturbada por la erupción del Tungurahua (derecha). Los testigos son cortados en cilindros de ~70 cm y almacenados en la cumbre, antes de ser descendidos al pie de la montaña para ser conservados en un camión refrigerado. Fotos B.Francou

c) Técnicas de datación del hielo

La primera etapa consiste en datar los diferentes estratos de hielo cada vez más antiguos de acuerdo a la profundidad. Se utilizan varias técnicas con una resolución variable. Debido a una estacionalidad bien marcada del régimen de precipitación o de circulación atmosférica en algunos sitios, ciertos trazadores isotópicos y químicos registran estas variaciones que luego bastaría con identificarlas y contarlas para obtener una resolución temporal estacional. La identificación de algunos horizontes de referencia como **erupciones volcánicas*** (De Angelis *et al.*, 2003) o los test de armas nucleares (Knüsel *et al.*, 2003) permiten fijar la datación. El decrecimiento radioactivo del ^{210}Pb , utilizado por un periodo de 200 años aproximadamente, ofrece otra posibilidad. A veces se encuentra material orgánico (plantas e insectos) que permiten una datación con el ^{14}C .

d) Identificación de los trazadores

Una vez validada la datación, se reconstruye la altura neta de la nieve acumulada anualmente. Sin embargo, estos valores deben ser corregidos utilizando modelos de compactación del material (nieve y hielo) y de flujo. La altura corregida resulta de procesos de acumulación (nevadas, avalancha, removilización por el viento) y de ablación (sublimación, erosión eólica) y no puede utilizarse como indicador de la cantidad de precipitación sino en ciertas condiciones (Ginot *et al.*, 2006).

Los isótopos estables del agua ($\delta^{18}\text{O}$, δD) reflejan, según los sitios, información sobre temperatura de condensación, cantidad de precipitaciones entre la fuente y el sitio, reciclaje (fases sucesivas de evaporación, condensación y precipitación), o transporte relacionado a la circulación atmosférica. La

utilización de los isótopos estables para las reconstrucciones paleoclimáticas requiere de programas de calibración y validación, tales como una red regional de muestreo de las precipitaciones y la utilización de modelos de circulación atmosférica acoplados a un modelo isotópico (Vimeux *et al.*, 2005).

Los trazadores químicos proporcionan información sobre el clima y el medio ambiente en el pasado. La circulación de masa de aire de origen marino y la actividad biogénica marina son re-trazados por medio de los aerosoles de origen marino [Na^+ , Cl^- , MSA (ácido sulfónico metano)]. Los aerosoles característicos de la quema de biomasa (NO_3^- , NH_4^+) nos previenen acerca de la frecuencia y la intensidad de las quemaduras en relación con periodos de sequía o la variación de la circulación atmosférica. El polvo puede estar correlacionado a las condiciones climáticas (un clima seco favorece la suspensión de polvo) y su composición permite re-trazar su origen. La influencia antrópica se identifica por la quema de biomasa, el desarrollo de la agricultura y la emisión de contaminantes que se encuentran en la composición de la nieve (combustibles fósiles, por ejemplo).

Algunos experimentos en los Andes han demostrado que es imprescindible validar cada trazador pero también su modo de integración y conservación en los estratos de hielo (Schotterer *et al.*, 2004). En el caso del Chimborazo, pudimos observar el impacto de la erupción de un volcán cercano, el Tunguragua a fines de 1999, gracias a dos testigos extraídos en 1999 y 2000 (antes y después del evento). La erupción derritió la nieve, tras el cambio de albedo provocado por la caída de ceniza, y provocó una intensa infiltración de agua líquida en el perfil en varios metros. Solo la composición isotópica se mantiene correctamente bajo la influencia de la fusión de superficie, mientras que la mayoría de los trazadores químicos fueron alterados a varios metros de profundidad.

En la región más árida de los Andes centrales, en Cerro Tapado, durante la larga estación seca caracterizada por altas tasas de sublimación de la nieve de superficie, las composiciones químicas e isotópicas cambian siguiendo procesos post-depósito y ya no reflejan la composición original de la precipitación (Ginot *et al.*, 2001; Stichler *et al.*, 2001).

e) Del último siglo al “último máximo glaciar”

Se detectó una “señal ENSO” de más de 100 años en el registro isotópico ($\delta^{18}\text{O}$) de los testigos del Sajama (Thompson *et al.*, 1998), de Quelccaya (Thompson *et al.*, 1999), del Cerro Tapado (Ginot *et al.*, 2006). Esto se refleja en *Índice Isotópico Andino* que representa una señal isotópica regional común a partir de varios sitios de la zona norte de los Andes (Hoffmann *et al.*, 2003). En estos sitios, la composición isotópica ($\delta^{18}\text{O}$) se enriquece durante los eventos El Niño (menos precipitación, aumento relativo del ^{18}O), y se empobrece durante La Niña (más precipitación asociada a eventos convectivos más intensos durante los cuales el ^{18}O , más pesado, tiende a precipitar). Esta relación puede parecer incoherente cuando se sabe que estos sitios reciben sobre todo sus precipitaciones de la circulación tropical, particularmente del océano Atlántico. Sin embargo, la variabilidad interanual de las precipitaciones y la circulación atmosférica regional se ven influenciadas por el océano Pacífico tropical, centro de la variabilidad ENSO. En el caso del Cerro Tapado, bajo la influencia de los *westerlies* del Pacífico, la relación es directa entre el ENSO y la composición isotópica correlacionada con la cantidad de precipitación entre la fuente y el sitio.

Los análisis químicos de alta resolución de la muestra del Illimani destacaron en el periodo 1830-1999 un aumento de la actividad antrópica de esta región boliviana. La concentración media anual de sulfato, por ejemplo, es relativamente estable entre 1830 y 1950, y luego aumenta regularmente hasta alcanzar valores 4 veces más altos en 1999. Este aumento está relacionado con el desarrollo industrial de la región

asociado con un incremento de la emisión de contaminantes y al aumento de la quema de biomasa por las prácticas agrícolas. El análisis de algunos metales trazas permite también reconstruir la historia de la explotación minera del país (Correia *et al.*, 2003).

La Pequeña Edad de Hielo representa un periodo frío en el último milenio, entre los siglos 13 y 19. Según las informaciones isotópicas y químicas del Quelccaya, el Huascarán y el Illimani, este evento alcanzó su punto máximo entre 1600-1650 para terminar hacia 1880. En los Andes, la Pequeña Edad de Hielo fue un periodo más frío y húmedo que reflejó una intensificación del monzón de verano sudamericano y una reorganización de la circulación atmosférica y actividad convectiva (Vimeux *et al.*, 2009).

Varias muestras andinas cubren un periodo todavía mucho más largo de hasta 25.000 años como en el Sajama (Thompson *et al.*, 1998). Los registros del Sajama, Illimani, Huascarán y Coropuna alcanzan el “último máximo glaciar” a 18.000 años BP. Los valores de este estadio, cuya correlación isotópica pasa por un mínimo, aumentan hasta un grado óptimo en el comienzo del Holoceno (11.000 años BP) y luego disminuye hasta nuestros días. Esta historia isotópica común se interpreta como un cambio entre condiciones húmedas/frías durante el periodo glaciar hacia condiciones secas/frías al comienzo del Holoceno (Ramírez *et al.*, 2003). Esta interpretación deja abierta la pregunta de por qué los registros no son todavía más antiguos.

f) Perfil de temperatura dentro del hielo

En el hueco que quedó al extraer las muestras, se puede hacer mediciones de la temperatura de los diferentes estratos de hielo entre la superficie y el lecho rocoso. Este perfil de temperatura es esencial para reconstruir la historia de las variaciones de temperatura del sitio ya que es generado únicamente por el calor del suelo (el flujo geotérmico, constante en esta escala de tiempo), la temperatura del aire (variable) y el eventual **calor latente*** de fusión/congelación en la superficie. Si la temperatura media interanual del aire no variara y fuera permanentemente negativa, el perfil estaría en equilibrio y sería representado por una línea mostrando un calentamiento en dirección del lecho rocoso. Sin embargo, los perfiles medidos en el Illimani y en el Coropuna, por encima de los 6.300 m de altitud, no están en equilibrio y muestran una inflexión positiva en la mitad superior del glaciar. Esta inflexión está relacionada, en el caso del Illimani, a un aumento de la temperatura de +0,5°C entre 1960 y 1990, una estabilización entre 1960 y 1985 y después un fuerte calentamiento de +0,6°C hasta 1999 (Gilbert *et al.*, 2010). De esta manera, las mediciones de temperatura llevadas a cabo en las masas glaciares frías que se conservan en la altura permiten paliar la ausencia de estaciones meteorológicas en estas alturas.

g) Necesidad de realizar nuevas perforaciones

Las muestras de hielo son reconocidas por ser el mejor archivo de alta resolución del clima y del medio ambiente en el pasado. Ya sea en las regiones polares o tropicales, estos archivos indirectos registran, entre otros, datos climáticos (temperatura, circulaciones atmosféricas), la composición atmosférica (gas y aerosoles), el estado del medio ambiente regional y global, eventos particulares naturales o artificiales (erupciones volcánicas, pruebas termonucleares) y algunos muestran la presión antropica sobre el medio ambiente. La interpretación de estos registros es compleja y exige la instalación y el mantenimiento durante varios años de programas de validación para cada parámetro medido: una red regional de muestreo de las lluvias para la interpretación de la composición isotópica del hielo (ejemplos en la cuenca

amazónica y el valle de Zongo en Bolivia), una red de muestreo de los aerosoles y de los gases a gran altura para la interpretación y la calibración de algunos compuestos químicos (como por ejemplo la estación del Global Atmosphere Watch (GAW) en Chacaltaya, en Bolivia, instalada en 2012). Aunque dispongamos hoy de muchos registros de buena calidad en los Andes, todavía hay mucha información que explotar en sitios que ya conocemos, lo que requerirá en los próximos años hacer nuevas campañas de extracción de muestras.

Se espera, por añadidura, un calentamiento global muy elevado a gran altura en los Andes tropicales, con valores que podrían llegar a $+5,5^{\circ}\text{C}$ para el año 2100, según algunos escenarios (Bradley *et al.*, 2006). Para monitorear este calentamiento *in situ*, tenemos la intención de establecer una red de mediciones de temperaturas en el hielo en lugares muy elevados. Si se produce un aumento promedio de la temperatura, agravado además por eventos extremos de El Niño, se multiplicarían a gran altura episodios de derretimiento masivo de nieve de superficie, lo que podría provocar una importante percolación de las aguas de fusión en profundidad. Si esto se produce, los registros glacioquímicos quedarán irremediablemente alterados e inútiles para los estudios paleoclimáticos. Estos archivos se mantienen intactos desde hace 25.000 años, pero ahora sabemos que podrían desaparecer



Perforación hasta el bedrock (139 m) del col del Illimani (6340 m) en julio 1999, organizada por el IRD y el Paul Scherer Institute (Suiza), que requiso una permanencia de 17 días sobre esta montaña. Además de ofrecer un archivo casi completo del clima de ~18 000 años, esta perforación puso en evidencia un calentamiento de $\sim 1^{\circ}\text{C}$ durante el siglo 20 a esta altura. Foto B.Francou

en las próximas décadas. Por lo tanto, es importante extraer muestras de un máximo de sitios en los próximos años para almacenarlas y conservarlas en un lugar seguro a fin de que estén disponibles para las futuras generaciones y nuevas técnicas de análisis. Los glaciares de gran altura representan una mina de informaciones sobre los climas del pasado y por lo tanto son un patrimonio climático mundial que es necesario conservar, antes de que sea tarde.

Capítulo 6

Pérdida de glaciares, disponibilidad del agua a partir de las altas cuencas e impacto sobre los ecosistemas: ¿consecuencias visibles?

Frente al cambio climático, la cobertura de hielo de las cuencas altas causantes del drenaje en los Andes Centrales disminuye y consigo viene acompañada de cambios en los regímenes hidrológicos aguas más abajo. Por lo tanto, los métodos de gestión del agua, tanto en términos de agua potable o de irrigación, como en términos de consumo de energía por hidroelectricidad, deben tener en cuenta estos cambios pues es uno de los retos de futuro para las poblaciones andinas. De hecho, el agua proveniente de los glaciares es esencial para las poblaciones que viven al oeste de la cordillera andina aguas abajo, particularmente durante la estación seca en Bolivia y Perú.

a) Importancia de los glaciares en el uso del agua en la región andina tropical

Cerca del 70 % de las superficies glaciares de los Andes tropicales se encuentran en Perú y la mayor parte (35 %) se encuentran en la Cordillera Blanca. Debido a su ubicación en el entorno tropical sur, la ablación de estos glaciares (pérdidas de masa por derretimiento del hielo y sublimación) ocurre durante todo el año, mientras que se alimentan de nevadas solo durante la estación húmeda (ver Recuadro N° 7). Aunque el retroceso de los glaciares de los Andes tropicales comenzó hace siglos, en los años setenta se ha incrementado significativamente (Rabatel *et al.*, 2013). Este retroceso es el resultado de una ablación anual superior a la acumulación. El aumento de las temperaturas en los Andes tropicales parece mayor del que se observa en el promedio global (Chevallier *et al.*, 2010, Mark et Seltzer 2003, Villacís 2008). Los cambios de las precipitaciones en los Andes son perceptibles, a nivel decadal como



Estación limnimétrica « Humboldt » construida en 1999 por el IRD y la Empresa Municipal del Agua de Quito (EMAAP-Q) para el monitoreo hidrológica de la cuenca del glaciar 12 Los Crespos del Antisana. Foto B.Francou

parte de la variabilidad climática, pero aún no se ha precisado a nivel regional una tendencia clara sobre los últimos 100 años (Vimeux *et al.*, 2009, Zambrano *et al.*, 2012). Las mediciones realizadas en los Andes tropicales en las últimas décadas muestran que el flujo de la lámina de agua de los glaciares aumenta debido a la acentuación de la ablación y, por lo tanto, también se incrementa el vaciado gradual de estos reservorios naturales que son los glaciares. Sin embargo, a partir de un máximo, ya alcanzado por los glaciares más pequeños, la lámina de agua disminuirá progresivamente en todas las cuencas como consecuencia de una reducción de la capacidad del embalse glaciar. Esta tendencia es previsible bajo la hipótesis de una ausencia de aumento significativo de la precipitación (Pouyaud *et al.*, 2005).

En las zonas montañosas se encuentran varios reservorios hídricos conectados unos con otros (compartimento atmosférico, criósfera, lagos, ríos, aguas del suelo y del subsuelo). Para comprender la dinámica del agua en las cuencas altas como drenaje, es necesario considerar las transferencias de agua como un flujo continuo. Para entender las transferencias de drenaje de las cuencas altas, es necesario cuantificar, con el uso de datos hidrometeorológicos: 1) la cantidad de agua presente en los diferentes embalses; 2) el tiempo de permanencia del agua en los embalses; y 3) el intercambio entre los embalses.

En definitiva, a causa del cambio climático actual, que se expresa por una elevación de la temperatura, el ciclo del agua se modifica y la repartición en los diferentes embalses induce a una redistribución del agua que probablemente genere modificaciones en los tiempos de residencia. Estos cambios de regímenes hidrológicos causados por variaciones de los balances hidroglaciológicos a gran altura tienen repercusiones aguas abajo (Kaser *et al.*, 2010).

RECUADRO N° 7: El rol regularizador de los glaciares en la hidrología de las cuencas de alta montaña: Ejemplo del glaciar de Zongo

El efecto regulador de los glaciares ("buffer effect", "effet-tampon") en el régimen de los ríos es bien conocido. En el trópico, debido a la coincidencia entre la estación de precipitación y el periodo del máximo de fusión, se podría pensar que este efecto es despreciable. Sin embargo, en el glaciar de Zongo (trópico externo, 16°S), se observa un desfase marcado entre el caudal máximo del torrente saliendo del glaciar (noviembre-diciembre), y el pico de precipitación (enero-marzo). De la misma manera, a partir del mes de abril, el glaciar sigue alimentando el caudal, mientras que los eventos lluviosos se vuelven muy episódicos. Como lo hemos notado en el capítulo 4, la degradación continua del albedo durante el periodo seco y frío (mayo-agosto), permite a la fusión producirse, aunque de manera limitada. En consecuencia, en caso de desaparición de la fuente glaciar, el régimen de los ríos de altura se volvería más contrastado, parecido al patrón de precipitaciones.

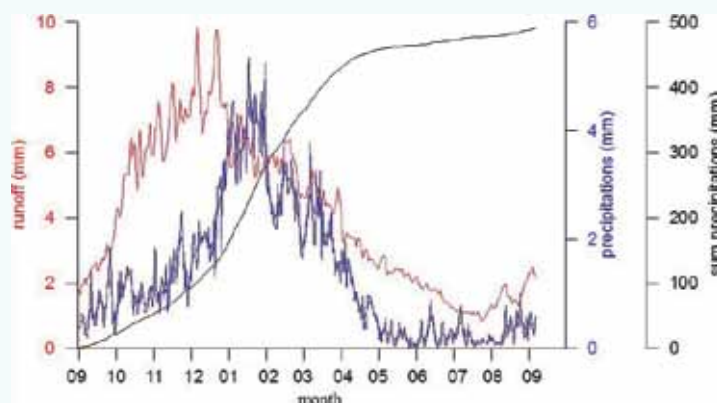


Figura 6.7: Variación temporal diaria del pluviómetro Plataforma (4770 m), en azul, y de los caudales de la estación Tubo-4830m (en rojo). Media de los últimos 19 años (1992-2010). En negro el acumulado de la precipitación de Plataforma (Ramallo C., 2013, en prensa).



Estación limnimétrica "Humboldt" ubicada a 4000 m de altura y a 6 km en línea recta del frente del glaciar Los Crespos del Antisana. Las aguas de este glaciar pasan por esta estación, cuyo hidrograma muestra una crecida en la tarde asociada a la fusión del hielo. Pero a esta distancia, existen otras contribuciones a los volúmenes escurridos que no vienen del glaciar, pero que son asociadas a las precipitaciones de lluvia y de nieve sobre las morrenas y el páramo. El funcionamiento de esos acuíferos todavía es poco conocido. La segunda estación, instalada río arriba a 4500 m y a menos de un kilómetro del glaciar, drena una alta cuenca cubierta a 70 % de glaciares. Foto B.Francou

b) El rol observado de los glaciares en el funcionamiento hidrológico de las cuencas andinas a partir de casos documentados

Frente al contexto real del funcionamiento del ciclo hidrológico, el objetivo es utilizar técnicas de modelización que reflejen el impacto del cambio climático en el recurso hídrico disponible para las poblaciones de los grandes valles andinos, ejemplo, el Río Santa. El primer paso, consiste en validar las modelizaciones hidrológicas con datos hidroclimáticos medidos in-situ, considerando series temporales de las últimas décadas. El segundo paso es la utilización de los modelos calibrados, para realizar previsiones a corto y mediano plazo. Para esto, las salidas de los modelos climáticos permiten estimar el futuro del recurso hídrico de las cuencas en función de la disminución de los orígenes glaciares. En esta sección, se presentan dos casos de estudio en Perú y Ecuador.

La cuenca de drenaje del río Santa - Perú

La Unidad de Glaciología y Recursos Hídricos UGRH, de la Autoridad Nacional del Agua (ANA), el Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología de Perú, SENAMHI y varios equipos internacionales, tales como las Universidades de Ohio en Estados Unidos, de McGill en Canadá, de Zurich en Suiza, el Instituto de Geografía de la Universidad de Innsbruck en Austria y el IRD en Francia, desde hace varios años, vienen realizando en el Perú actividades de monitoreo de los glaciares pilotos en la Cordillera Blanca y en la Cordillera Central para cuantificar el retroceso glaciar y su impacto en el recurso hídrico de las cabecera de cuenca recubiertas de glaciares, frente al cambio global. Algunos resultados relacionados con la cuenca de drenaje del río Santa en Perú, que comprende un área glaciar importante en la Cordillera Blanca, son presentados en este libro. La cuenca de drenaje del río Santa está situada en la vertiente del Pacífico, al Norte de Perú, entre los paralelos 07°57' y 10°15' de latitud Sur, y los meridianos 77°12' y 78°41' de longitud Oeste. La cuenca está rodeada al este por la Cordillera Blanca y al oeste por la Cordillera Negra. Esta cuenca, es la segunda más grande en extensión, 11 900 km², cuya salida está ubicada en la costa peruana del Pacífico, permite la producción de energía eléctrica gracias a la central hidroeléctrica del Cañón del Pato (aproximadamente el 10 % de la energía eléctrica de Perú). Es fuente de alimentación de agua potable para las ciudades de Santa, Chimbote, Trujillo y otras ciudades pequeñas alrededor. También permite el riego de cultivos de hortalizas y frutas del Callejón de Huaylas y de todos los grandes perímetros agroindustriales de Chavimochic y Chincas, situados entre Chimbote y Trujillo en la costa. En los últimos

años, la expansión de las tierras de cultivo, de las comunidades aguas arriba del río Santa y de las regiones costeras, se ha incrementado notablemente. El aumento del recurso hídrico ligado al retroceso de los glaciares de las cuencas de la parte alta probablemente ha contribuido al desarrollo de estos programas.

Los resultados, aún no han llegado a cuantificar con precisión el aumento de los caudales, lo que es un reto actual y, al mismo tiempo, la evaluación de su disminución previsible asociada a los cambios del clima y de las condiciones de la alta cuenca (retroceso de los glaciares, evolución de la vegetación) aún no realizados son parte de los desafíos hidrológicos en cuencas glaciares. Con la disminución de los glaciares, la parte glaciar del régimen del río Santa irá disminuyendo y en ese sentido, se espera que los estiajes serán cada vez más largos y severos, principalmente durante la estación seca, cambio que se debe tomar en cuenta para implementar medidas de adaptación principalmente en relación a la producción energética y agrícola. Las modificaciones en curso, no solo afectan la cantidad de agua producida aguas arriba de la cuenca, sino a toda la cuenca que esta sometida a estos cambios de gran magnitud. Por otro lado, principalmente en

la zona costera, el nivel del agua de las capas subterráneas esta aumentado, lo que significa que estas zonas serian inundadas; esto podría ser considerado como un impacto positivo del cambio climático pues facilitaría la excavación de pozos para aumentar el recurso hídrico en la zona, pero al mismo tiempo, sería un impacto negativo, pues existiría la posibilidad de la salinización del agua y de los suelo. La figura 6.1 presenta la cuenca de drenaje del río Santa y 17 subcuencas. La extensión de los glaciares 1987, era de 400 km². En la parte de abajo, se indican las dos tomas de agua de los programas de riego Chivimochic y Chinacas.

Para esta cuenca, se realizó una modelización hidroglaciológica a nivel mensual para representar tanto las escorrentías como las extensiones glaciares gracias a un módulo "glaciar". Este modelo semidistribuido considera unas bandas de altitud y requiere como datos de entrada: 1) crónicas meteorológicas de precipitaciones y temperatura, 2) información sobre el tipo de suelos, cobertura vegetal, altitud y pendiente, 3) una inicialización de la superficie de los glaciares al comenzar las simulaciones (en nuestro caso 1970).

La figura 6.2 indica la variación mensual del caudal en las cuencas de Chuquicara y de la Balsa. Las curvas continuas representan las simulaciones y las observaciones de los caudales mensuales medios del periodo 1970-1999. Además, el modelo permite diferenciar las distintas fuentes de agua con las aguas de

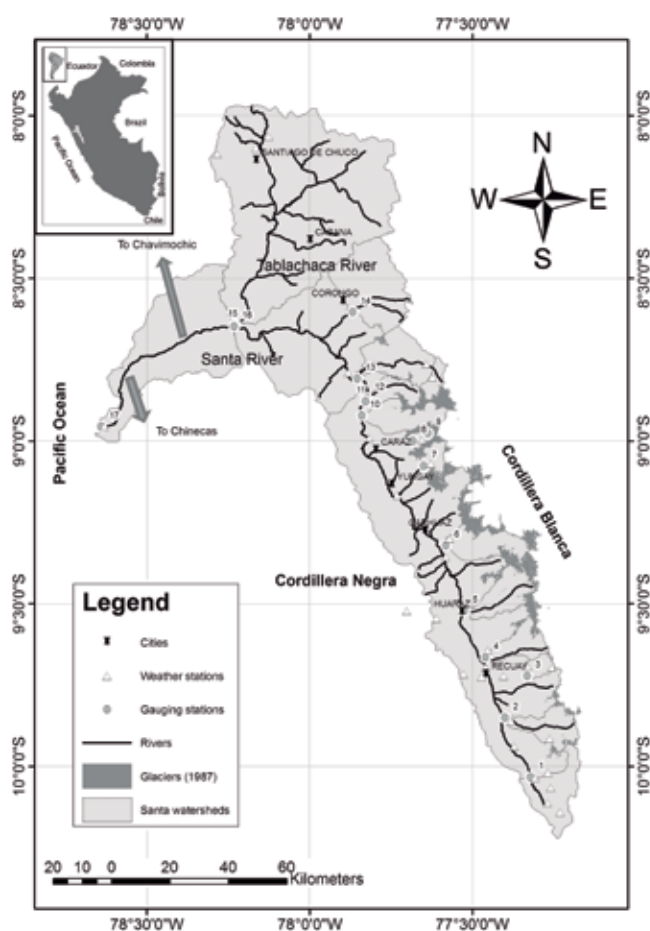


Figura 6.1: Cuenca de drenaje del río Santa con las diferentes subcuencas numeradas del 1 al 17. 1. La Recreta; 2. Pachacoto; 3. Querococha; 4. Olleros; 5. Quillcay; 6. Chancos; 7. Llanganuco; 8. Paron; 9. Artesoncocha; 10. Colcas; 11. Los Cedros; 12. Quitarasca; 13. La Balsa; 14. Corongo (Manta); 15. Chuquicara; 16. Condorcerro (Tablachaca); 17. Puente Carretera). Ubicación de las ciudades principales, los glaciares (extensión en 1987), las estaciones hidrométricas y estaciones meteorológicas. Condom et al. 2012.

fusión provenientes de los glaciares (hielo y nieve), las aguas subterráneas y las aguas superficiales (curvas de trazos). El ciclo estacional está bien representado por el máximo de aporte en agua durante el verano y la temporada de lluvias (de diciembre a abril). En el periodo 1970-1999 en Balsa, el 38 % del agua proviene del aporte de los glaciares. Durante la temporada de lluvias (diciembre-enero-febrero), el glaciar aporta el 30 % del agua, mientras que los flujos subterráneos y superficiales son respectivamente de 34 % y 28 %. Durante la temporada seca, los aportes del glaciar son del 40 % y el resto proviene de aguas subterráneas. Estos resultados muestran la importancia de la reserva de agua almacenada en los glaciares y los efectos que tendría la presunta desaparición de los glaciares en la repartición del recurso de agua en esta región.

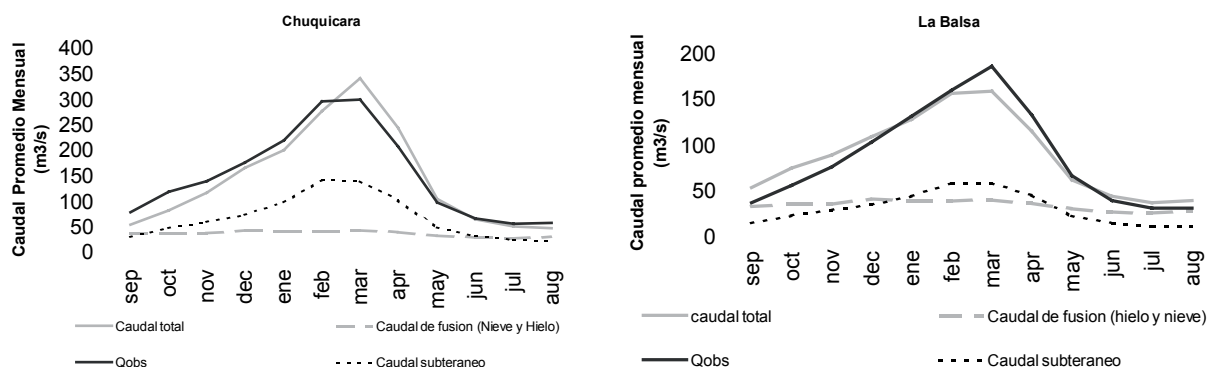


Figura 6.2: Caudales medio mensuales observados y simulados de 2 sub-cuencas (izquierda: Chuquicara y derecha: La Balsa) durante el periodo 1969-1998 (curvas continuas).

La figura 6.3 indica las superficies glaciares simuladas y medidas en 1987 (rombos) y 1998 (cuadrados) y cada punto representa una subcuenca. El modelo representa bastante bien el retroceso observado durante este periodo, sobre todo en las subcuencas con una superficie glaciar importante. En efecto, para las superficies glaciares superiores a 10 km², las superficies modeladas y observadas se alinean correctamente a la recta 1:1, mientras que para las superficies glaciares inferiores las superficies o bien se sobrestimaron o se subestimaron. Existen otros enfoques de modelización, por ejemplo el de Suarez *et al.* (2008), que utilizan un modelo hidrogliaciológico con reservorio a paso de tiempo mensual y también permite simular correctamente los caudales en la cuenca de drenaje de la subcuenca de Parón.

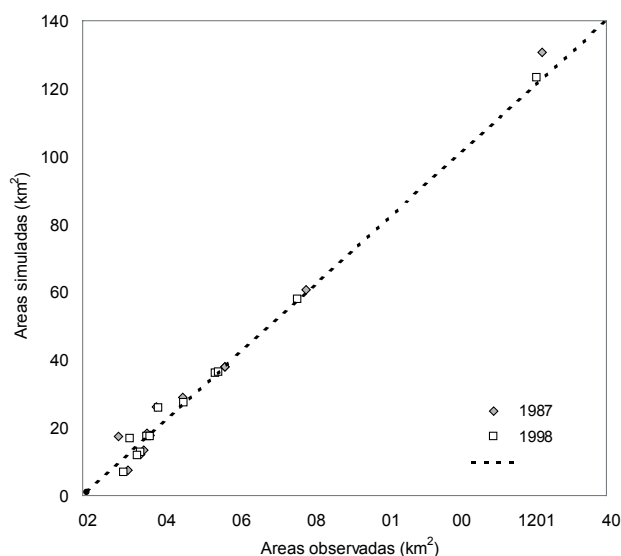


Figure 6.3: Gráfico mostrando las áreas glaciares observadas (x) versus las áreas glaciares simuladas (y) para 1987 y 1998.

Hidrología de la región del Antisana en Ecuador considerando el papel que juegan las zonas de páramo y los glaciares

Los recursos hídricos en la región del Distrito Metropolitano de Quito (DMQ) provienen en gran parte de las cuencas de montañas de los macizos volcánicos situados alrededor de la ciudad. En estas cuencas, los recursos de agua dependen de la presencia de glaciares, de las aguas subterráneas y superficiales. En el caso de las aguas subterráneas, los páramos juegan un papel en la regulación y el almacenamiento de agua. Los páramos, según Buytaert *et al.* (2006), se definen como ecosistemas desarrollados en los valles y sus vertientes, planicies y en zonas húmedas de los Andes tropicales entre 3500 m hasta 5000 m entre las latitudes 8°N y 11°S. Los humedales tienen una gran capacidad de regulación del régimen hidrológico como consecuencia de los siguientes factores: 1) climáticos, principalmente debido a la continuidad de las precipitaciones a lo largo del año con baja intensidad y gran volumen anual (entre 700 y 3000 mm/año), 2) características del suelo, una porosidad, alta conductividad hidráulica, y gran capacidad de almacenamiento, 3) un bajo consumo de agua por parte de la vegetación, y 4) configuración topográfica que contribuye a la concentración del escurrimiento hacia el centro de valle y permite a veces la saturación del suelo.



Vista de la cumbre del Chimborazo (6267 m) hacia la cumbre Veintimilla en diciembre del 2000, donde el IRD hizo una perforación hasta el bedrock (~54 m). El casquete del volcán aparece completamente cubierto de penitentes. Esos penitentes se formaron consecutivamente a la erupción del Tungurahua, un volcán que precipitó grandes cantidades de cenizas sobre el Chimborazo. El albedo de la nieve bajó fuertemente, lo que provocó una fusión intensa de la parte superior del casquete. La circulación de agua que resultó a través del perfil del casquete perturbó los niveles anuales sobre por lo menos 30 metros de espesor, deteriorando la calidad de la muestra extraída. Foto B.Francou

Área de estudio y datos disponibles

Se estudian tres cuencas del volcán Antisana (figura 6.4) usando como control de las siguientes estaciones limnimétricas: Limni 15, Los Crespos y Humboldt, mostradas en la tabla 6.1. El régimen hidrológico de las cuencas Limni 15 y Los Crespos son de tipo glacio-nival. La cuenca de Los Crespos se encuentra anidada en la cuenca Humboldt la cual cuenta con un régimen glacio-pluvio-nival. El cierre de la cuenca Humboldt se encuentra a una altura de 4000 m.s.n.m. aproximadamente, tanto de las actuales y de las futuras captaciones de la Empresa Metropolitana de Alcantarillado y Agua Potable (EMAAP-Q) del Distrito Metropolitano de Quito.

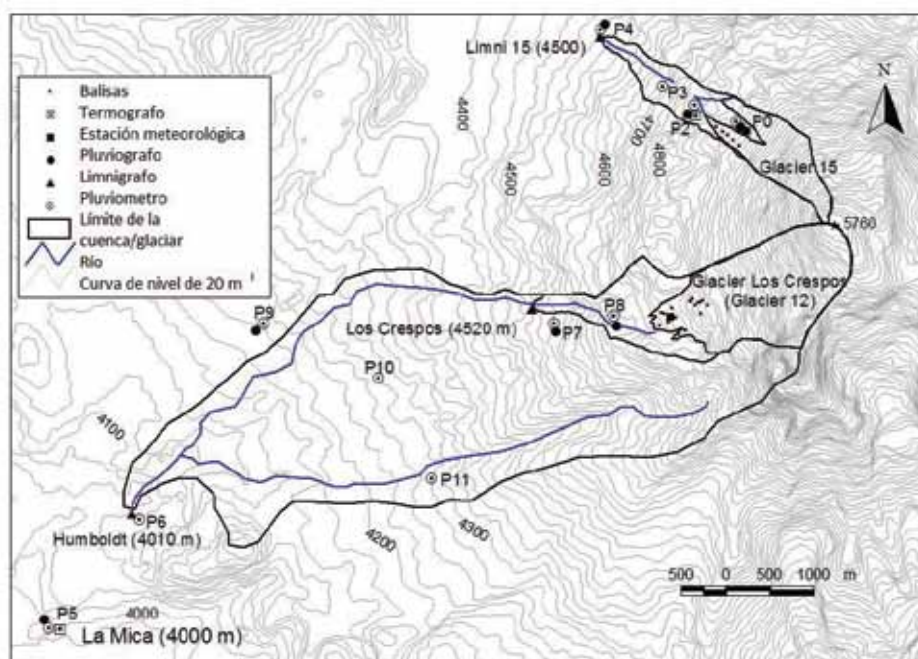


Figura 6.4: Mapa del dispositivo de medición en las cuencas Limni 15, Los Crespos y Humboldt. MED del IGM.

Se utilizaron datos glaciológicos mensuales del balance de masa en la zona de ablación de los glaciares 15 y 12 y medidas de acumulación anuales en la parte alta. Los datos de precipitación son obtenidos por pluviógrafos y pluviómetros, y para los caudales se utilizan los limnógrafos con resoluciones de 0.5 cm a cada 15 minutos. Datos meteorológicos como temperatura, humedad, viento, presión, y radiación, son medidos en la estación SOERE-GLACIOCLIM. La tasa de sublimación mensual fue estimada a partir de los datos de reanálisis de temperatura, viento y humedad relativa a 500 hPa, y calibrados con mediciones obtenidas con lisímetros y a partir de un cálculo de balance de energía sobre el glaciar (tabla 6.1) (ver publicaciones de Francou *et al.* 2004, Favier *et al.* 2004 y 2008, Villacis 2008).

Cuenca	Área	Área Glaciar	Rango Altitudinal	Bn	Q	P	Le	Sb
	Km ²	Km ²	m	mm	Ls ⁻¹	mm	mm	mm
Glaciar 15 (periodo 1997-2002 según Favier et al (2008))	0.7	0.7	4850-5760	-319	25	1124	1079	365
Glaciar 12 (año 2005)	1.6	1.6	4750-5760	-1082	87	953	1715	320
Limni 15 (año 2005)	1.4	0.7	4520-5760		17	1124	368	
Los Crespos (año 2005)	2.4	1.6	4510-5760		56	953	736	
Humboldt (año 2005)	2.4	2.2	4010-4750		236	855	492	

Tabla 6.1: Características de las cuencas y recursos hídricos de las cuencas estudiadas del volcán Antisana. Bn: balance neto específico interanual; Q: caudal interanual; P: precipitación interanual promedio sobre la cuenca; Le: Lámina escurrida interanual; Sb: sublimación promedio interanual.

Funcionamiento de los hidrosistemas de altitud

Haciendo un balance hidrológico se puede estimar el caudal glaciar potencial. El balance de masa específico anual es igual a la diferencia entre la precipitación anual y las láminas de fusión anual y de sublimación. Para el caso de la cuenca del glaciar 12, se obtiene una lámina de fusión de 1715 mm/año para el año 2005. Esta lámina expresada en caudal es equivalente a 87 l/s. Comparando los caudales de la salida del glaciar y de la estación de Los Crespos más abajo, se ha puesto en evidencia la existencia de infiltraciones a nivel del glaciar 12. Esta transferencia subterránea también habría sido observada en el glaciar 15 (Favier *et al.*, 2008). El caudal observado en la estación Los Crespos representa el 24 % del total anual de lo observado en la estación Humboldt, mientras que el caudal glaciar potencial representa el 37 %. El cambio



Los glaciares son reservorios naturales que tienen un rol en el abastecimiento de agua potable de las grandes ciudades andinas. En el caso de La Paz y El Alto en Bolivia, una aglomeración de casi dos millones de habitantes, se estima que ~15 % del agua disponible a nivel anual viene de los glaciares. Un valor que sube durante la temporada seca para alcanzar unos 30 %. Foto B.Francou

de 24 % a 37 % implicaría que todo el caudal glaciar que se infiltra al nivel de glaciar resurge antes del cierre de la cuenca Humboldt. Este aporte adicional, propio de las resurgencias (13 %) podría contribuir a alimentar tanto a los acuíferos de la cuenca, como a las zonas potencialmente saturables de la cuenca. La existencia de acuíferos en la cuenca Humboldt se justifica por la presencia de un caudal promedio mínimo diario (sin los días con precipitación mayor a 2 mm para evitar la sobreestimación del caudal de base) de 140 l/s. Mientras que las resurgencias al nivel de las zonas de saturación fueron identificadas durante el reconocimiento de campo (Villacís, 2008).

Aporte glaciar respecto al consumo potencial de agua en la ciudad del DM de Quito

Se estima que el consumo potencial de agua potable por los ~2'500.000 habitantes del DM de Quito para el año 2008 sería alrededor de $5.6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. Ponderando y extrapolando la capacidad potencial promedio de producción de agua de los glaciares 15 y 12 del volcán Antisana ($0.056 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) por el área de los glaciares del Antisana (1, 9, 10, 11, 13, 14, 16 y 17, sea 4.9 km^2 en Vallejo *et al.*, 2008) y del Cotopaxi (1, 2, 3, 4, 5 y 6, 3.4 km^2 en Cadier *et al.*, 2007), que potencialmente podrían contribuir a las captaciones de la EMAAP-Q, llegamos a estimar que la contribución potencial sería del 4 %. Si extrapolamos las mediciones del caudal medido en las estaciones hidrológicas ($0.036 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$), la contribución sería de 2 %. Mientras que la estimación del aporte glaciar respecto al sistema La Mica-Quito Sur ($1.7 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, con tres captaciones, ver Vergara *et al.*, 2007) sería de entre 3 % y 6 %. Estos valores son inferiores al 35 % propuesto para La Mica-Quito Sur por Vergara *et al.* (2007) a través de otra metodología más conservadora.

Finalmente, la reducción del aporte glaciar, como consecuencia del cambio climático en el tipo de cuenca analizada, podría perjudicar negativamente no solo al volumen anual producido y a la capacidad de regulación, sino que indirectamente podría afectar la alimentación hacia los acuíferos de la cuenca y perturbar la capacidad de producción de las zonas de saturación. Esto en detrimento de la disponibilidad de recursos hídricos y respecto al estado de los ecosistemas, situación que podría darse también en los alrededores de los volcanes Cayambe, Cotopaxi y Chimborazo.

c) Ejemplos de simulaciones con modelos hechos en cuencas documentadas: ¿cómo van a evolucionar las reservas hídricas en un escenario de disminución/desaparición de los glaciares? Caso documentado del río Santa - Perú

Aplicación de un modelo de tendencias en las series temporales de caudales

Esta subsección se basa en el artículo de Baraer *et al*, (2012).

Principio del análisis de las series temporales

Este análisis se basa en una conceptualización de los cambios de los caudales y sus características durante un retroceso glaciar de una cuenca de drenaje de altura. La figura 6.5 presenta los cambios y las diferentes fases temporales asociadas al retroceso glaciar. Se utilizaron 3 características de los caudales para cuantificar los cambios: 1) el caudal medio anual Q , 2) el caudal de la temporada seca Q_d y Q_{min} , y 3) el coeficiente de variación de los caudales diarios.

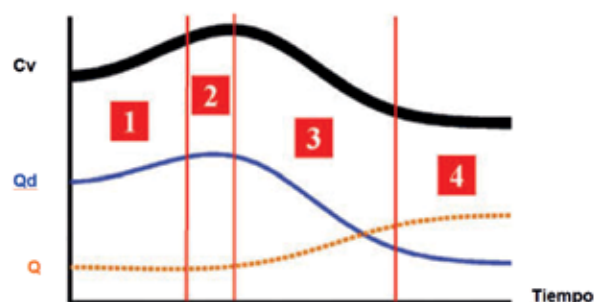


Figura 6.5: Fases “típicas” del impacto hidrológico de un retroceso glaciar (delimitadas y numeradas en rojo). La línea negra gruesa y la línea azul representan el promedio anual de descarga, y el de la temporada seca, respectivamente. La línea de puntos naranja es el coeficiente de variación de la descarga anual. Todas las fases son conceptuales y los ejes no tienen unidades.

Como la estación seca puede variar ligeramente de un año a otro, hemos utilizado dos valores para la descarga de la temporada seca Q_d (julio-agosto) y el promedio de diez días consecutivos que tengan los caudales más bajos en un año dado Q_{min} .



Laguna superior de Safuna, en Cordillera Blanca. Muchas lagunas en esta cordillera constituyen un peligro constante, cuando los riesgos de desbordamiento, consecutivos a derrumbes de hielo o de roca, son importantes, lo que es el caso de esta laguna. Sin embargo, son también embalses naturales que podrían ser utilizados para regular los sistemas hidrológicos río abajo, una función todavía poco aprovechada. Foto B.Francou



El equipo de los glaciólogos del IDEAM de Bogotá al pie del glaciar la Conejeras en el Parque Los Nevados. Este equipo maneja desde 2006 un programa ambicioso de monitoreo de glaciares en Colombia, con recursos principalmente nacionales. Foto B.Francou



Los nevados tienen un gran relevancia en la cosmovisión de los pueblos tradicionales en los Andes, como lo atestigua la fiesta del Qoyllur Rit'i en el Cusco. Este tipo de ritual congrega cada año miles de indígenas al pie del glaciar Qullqipunku, un glaciar sufriendo un fuerte retroceso esos últimos años. Foto B.Francou

La prueba de Mann-Kendall (Mann, 1945) es un método no paramétrico que fue utilizado para identificar las tendencias significativas y hacer la diferencia entre una evolución significativa de los parámetros anuales y las variaciones aleatorias. Esta prueba se utilizó en muchos estudios hidrológicos (Hirsch y Slack, 1984; Marengo, 1995; Kundzewics *et al.*, 2005; Xu *et al.*, 2010), y se justifica por su gran eficacia, aún con series temporales no normales e incompletas (Yue y Pilon, 2004). El signo de la estadística normal estándar (por ejemplo Xu *et al.*, 2010) indica la inclinación de la tendencia. Una inclinación positiva representa un aumento con el tiempo, mientras que una inclinación negativa indica una disminución y los niveles de significancia

estadística puestos a prueba son 0,001, 0,05 y 0,1. Solo las crónicas de caudales diarios suficientemente largas se tomaron en cuenta. Las pruebas de Mann-Kendall se aplicaron en dos niveles. En el **primero**, la tendencia general de las series cronológicas se evaluó considerando el periodo completo de las series. Para las estaciones que tuvo un cambio en la tendencia, una caracterización de tendencia lineal habría alterado la tasa real de cambio de parámetro con el tiempo. En consecuencia, se analizaron tendencias en los subconjuntos de los segmentos cronológicos completos. Las posibles mínima y máxima en la serie temporal completa se identificaron donde la derivada de la ecuación de regresión cuadrática se anuló. Un **segundo nivel** de análisis de tendencia lineal Mann-Kendall se aplicó posteriormente en dos subperiodos correspondientes al periodo antes y después del año del cambio de tendencia.

Resultados de las subcuencas de drenaje del río Santa

Cada cuenca se interpreta de manera individual comparando las tendencias significativas del caudal medido con la definición de la fase de impacto (tabla 6.2). Esta interpretación se aplica al último año de observaciones utilizadas en el análisis de las tendencias. Los resultados de la determinación de la fase sugieren que siete de las nueve cuencas de drenaje estudiadas están en la fase tres. Una cuenca de drenaje, la Recreta, presenta características de la fase cuatro y Parón todavía está en la fase uno. La Balsa presenta características de las cuencas de drenaje de la fase tres. El paso de la fase dos a la fase tres habría ocurrido en 1970, el año en que el aumento de Cv se vuelve significativo. El hecho de que en el segundo sub-periodo un aumento en Cv se midió paralelamente con una reducción de los caudales de temporada seca, indica que los factores glaciares son, al menos en parte, la causa de la disminución en el caudal medido.



Oraciones al pie del glaciar Qullqipunku, durante la fiesta del Señor Qoyllur Rit'i en 2001. El ritual de la toma de hielo por los peregrinos ha sido abandonado, "para no deteriorar más el estado de este glaciar". Foto B.Francou

Ninguna de las 38 tendencias significativas medidas se contradice en la repartición de fase, confirmando la capacidad que tiene el modelo de simular el impacto del retroceso del glaciar a largo plazo en las tendencias regionales de los caudales de las corrientes de agua en esta región. Se confirma entonces, según este análisis, que en la mayoría de los casos, hemos pasado el máximo de volumen de agua. Hay que tener en cuenta que, independientemente de la fase actual, los recursos hídricos futuros en esta cuenta serán altamente dependientes de las precipitaciones venideras.

		Q	Q_d	Q_{min}	Cv	Potencial influencia de la precipitación	N° de Fase
Fases	1	+	+	+	-		
	2	+	> +, -	+ , -	+		
	3	-	-	-	+		
	4	-, 0	-, 0	-, 0	+, 0		
Chancos, 1996	lineal						2 hasta 1980 y 3 después
	cuadrático 1	+(1980)					
	cuadrático 2	-(1980)		-(1974)			
Colcas, 1996	lineal						1 hasta 1959 y 3 después 1972
	cuadrático 1				-(1959)		
	cuadrático 2	-(1972)		-(1971)			
La Balsa, 2008	lineal		-		+	Cv Huaraz	3 desde 1970
	cuadrático 1		-(1994)	-(1992)			
	cuadrático 2		-(1994)		+(1970)		
La Recreata, 1995	lineal	-	-	-			3 o 4 desde 1982
	cuadrático 1		-(1980)	-(1984)	+(1976)	Q_d La Recreata	
	cuadrático 2		-(1980)	-(1984)			
Llanganuco, 2009	lineal						2 hasta 1988 y 3 después
	cuadrático 1	+(1988)					
	cuadrático 2	-(1988)					
Los Cedros, 1999	lineal			-			3 desde 1962
	cuadrático 1			+(1962)			
	cuadrático 2			-(1962)			
Pachacoto, 1996	lineal						Posiblemente 3 desde 1962
	cuadrático 1	+(1962)					
	cuadrático 2						
Paron, 1983	lineal	+	+	+	-		1
	cuadrático 1						
	cuadrático 2	+(1962)	+(1958)	+(1958)			
Querococha	lineal						2 hasta 1976 y 3 después
	cuadrático 1	+(1975)		+(1975)		Q/Querococha	
	cuadrático 2		-(1976)	-(1976)			

Tabla 6.2: Tendencias asociadas con el típico modelo de retroceso glaciar comparadas con las tendencias medidas. Los símbolos usados para describir una tendencia son '+' (aumento), '-' (disminución), '+,-' un aumento seguido por una disminución y '-,0', para una disminución seguida por una estabilización. Las cuatro primeras líneas resumen las definiciones de las fases. Los datos de las cuencas reproducidos son indicados únicamente por las tendencias que son significativas estadísticamente. En caso de tendencias que han sido divididas por la regresión cuadrática, el año, separando los dos sub-periodos, son indicados entre paréntesis. Las tendencias excluidas de una atribución de fase debido a una posible influencia de las precipitaciones son indicadas. La causa del rechazo se la presenta en la potencial influencia de precipitación. Los nombres de las cuencas son seguidos del año por lo cual la interpretación se aplica.

Aplicación de un modelo hidroglaciológico con escenarios climáticos futuros

El estudio de Juen *et al.*, (2007) sobre el análisis de los flujos en el río Santa y sus afluentes se basó en la utilización del modelo ITGG-2.0-R que calcula los aportes de agua de deshielo glaciar a través de un modelo de balance de masa que se calculó a partir de un modelo de perfil vertical de balance de masa (Kaser, 2001). Con ayuda de este modelo y después de haberlo calibrado en el reciente periodo, los autores proponen simulaciones sobre la base de cambios anuales de temperatura y precipitación para los años 2050 y 2080 propuestos por el IPCC, considerando los esquemas de emisión B1, B2, A1 y A2 del IPCC (véase tabla 6.3) para los escenarios climáticos futuros propuestos. Todos los escenarios indican un aumento de la temperatura y un aumento de las precipitaciones para 2050 y 2080.

	2050		2080	
	Dt_a	Dp	Dt_a	Dp
	(°C)	(%)	(°C)	(%)
b1 - débil	+1.1	+2.5	+1.45	+3.5
b2 - medio	+1.75	+4.2	+2.3	+6.25
a1 - medio	+2.1	+5.5	+2.65	+7
a2 - fuerte	+3	+8.5	+4.67	+13

Cuadro 6.3: Cambios anuales de la temperatura del aire T_a y de la precipitación para cuatro escenarios del IPCC en relación a los valores climatológicos de medios de 1961-1990 (Hulme and Sheard, 1999). Valores tomados por cuatro puntos de casillas alrededor de la Cordillera Blanca (fuente: Juen *et al.*, 2007).

El modelo permite calcular las variaciones de extensión glaciar y los caudales simultáneamente. Las áreas glaciares son simuladas para estados de equilibrio y no tienen en cuenta dinámicas glaciares y tiempo de respuestas que pueden ser diferentes según los glaciares considerados. La figura 6.6 presenta cambios de flujos para la subcuenca de Llanganuco (subcuenca N° 7 de la figura 6.2). Según los escenarios climáticos y las simulaciones del modelo, el área glaciar se reduciría de 38 % a 60 % para 2050 y de 49 % a 75 % para 2080. Para este año, el caudal de fusión glaciar se reduciría de 44 % a 69 % y, paralelamente al mismo tiempo, la parte de escorrentía superficial directa aumentaría de 31 % a 56 % a causa, por una parte, del aumento de la superficie no glaciar y, por otra parte, del aumento de las precipitaciones dadas por los escenarios climáticos futuros. El caudal total casi no cambiaría, sin embargo el régimen hidrológico sería totalmente diferente al observado actualmente. Durante la estación de lluvias, un aumento de 10 % a 26 % podría tener lugar (aumento de la escorrentía superficial directa), mientras que una disminución de 11 % a 23 % de escorrentía durante



Medida del caudal en la salida de la laguna Palcacocha, en Cordillera Blanca. El dique morrenico natural de esta laguna ha sido reforzado a fin de canalizar los posibles desbordes. Foto M. Baraer

el estiaje sería posible (disminución de los aportes de deshielo). Estos cambios en el régimen hidrológico repercutirán en el uso del agua y en la gestión del recurso.

Para concluir este apartado, uno de los principales retos para el establecimiento de estos escenarios futuros de las escorrentías en las cuencas glaciares será la evaluación detallada de la modificación reciente y a futuro de las precipitaciones en términos de cantidad, intensidad y régimen estacional.

Por otra parte, el retroceso de los glaciares se acompaña de modificaciones substanciales en los ecosistemas de altura, las cuales tendrán repercusiones más o menos importantes sobre los procesos de escorrentía. En el Recuadro N° 8 se presenta un programa del IRD, conexo al programa GREAT ICE, que desarrolla una investigación sobre el impacto del proceso de desglaciación sobre los ecosistemas de altura.

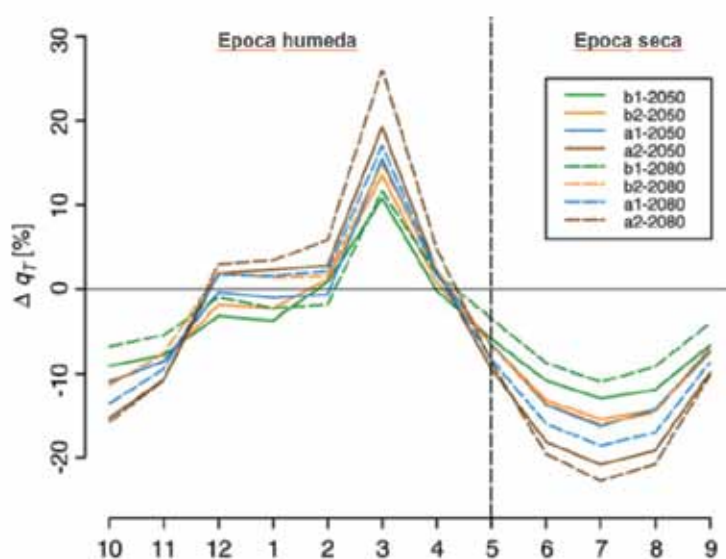


Figura 6.6: Cambio en los caudales estacionales [Δq_T] en cuatro escenarios de cambio climático del IPCC, en comparación con los caudales mensuales del periodo 1961-1990, mes 10: Octubre. Juen et al., 2007.

**RECUADRO N° 8: Aceleración del retroceso glaciar en los trópicos:
Sus impactos sobre la biodiversidad y los recursos naturales alto-andinos**
Fabien Anthelme & Olivier Dangles, BIO-ICE

Los ecosistemas alpinos en los Andes tropicales son el hogar de una biodiversidad excepcional. La riqueza de esta biodiversidad se expresa tanto por el número considerable de especies -más que en cualquier otro ecosistema alpino en el mundo- y por un marcado endemismo: muchas especies -animales o vegetales- se encuentran únicamente en los Andes (Anthelme *et al.* en prensa). Estos ecosistemas son también proveedores de servicios ambientales esenciales para el ser humano. Regulan los recursos hídricos, estabilizan los suelos, permiten el pastoreo extensivo de herbívoros y tienen una alta capacidad de retención de carbono orgánico. Por estas razones y porque probablemente el calentamiento climático actual y futuro tendrá un impacto más fuerte en la zona tropical andina que en la zona extratropical alpina, para los biólogos y los ecólogos es una prioridad predecir el comportamiento de la biodiversidad altoandina tropical frente al cambio climático reciente.

El retroceso de los glaciares es un indicador sintético de los cambios climáticos recientes y pasados. La única base de datos del retroceso glaciar reciente en los Andes tropicales puesta a disposición por la red GLACIOCLIM, hace de los Andes tropicales una región modelo en términos de conocimiento de la dinámica glaciar, sobre todo en los trópicos. Esta base de datos es una herramienta valiosa para trazar las respuestas de la biodiversidad bajo el efecto del calentamiento. Además, los glaciares modifican significativamente el medio ambiente físico (por ejemplo, la físico-química del agua de los arroyos que se generan) y por lo tanto representan una variable ambiental en sí misma que puede influir significativamente la dinámica de la biodiversidad (Jacobsen & Dangles, 2012).

El objetivo de BIO-ICE, proyecto multidisciplinario que incluye ecólogos, glaciólogos e hidrólogos, es predecir la respuesta de la biodiversidad alpina frente a los cambios climáticos recientes. Para esto, uno de los enfoques preferidos es utilizar el retroceso glaciar como marcador de los cambios. Instalando dispositivos de seguimiento de la biodiversidad en los principales sitios de la red GLACIOCLIM y del LMI Great Ice (sobre todo el Antisana en Ecuador y Zongo en Bolivia), los investigadores del grupo BIO-ICE pusieron en evidencia una dinámica de la biodiversidad y las estrategias de supervivencia de las especies en zonas tropicales, que no era predecible con los modelos desarrollados en las regiones alpinas extratropicales.

1. Valiéndose de los glaciares como variables ambientales, investigadores del IRD y sus colegas daneses y ecuatorianos mostraron que la variabilidad de los aportes de agua glaciares en los arroyos tropicales alpinos tenía una influencia importante en la composición de los invertebrados acuáticos (Jacobsen & Dangles, 2012; Foto 1). A pesar de la extensa literatura sobre este tema en los ecosistemas templados, los estudios sobre la comprensión de los patrones de distribución de las especies a lo largo de gradientes de retrocesos glaciares en los Andes ecuatorianos fueron pioneros en las zonas tropicales (Jacobsen *et al.*, 2010; Kuhn *et al.*, 2011). En un contexto de retroceso glaciar extremadamente rápido, como es el caso en el siglo 20 en los Andes tropicales, muchas especies de invertebrados acuáticos están en peligro de extinción pues dependen de una gran proporción de agua glaciar (Jacobsen *et al.*, 2012; Foto 2). Este estudio considera, en particular, que si los glaciares andinos se descongelaran completamente, de 11 % a 38 % de la riqueza regional de invertebrados acuáticos podría extinguirse, incluyendo especies endémicas. Si bien el papel ecológico de la mayoría de los invertebrados amenazados en los ríos glaciares todavía es desconocido, una reducción de diversidad específica de estas comunidades acuáticas podría tener importantes consecuencias funcionales, sobre todo en términos de reciclaje de la materia orgánica (Dangles *et al.*, 2011; Fugère *et al.*, 2012).



Fotos biodiversidad animal. Foto 1: flujos de agua de origen glaciar en una corriente del páramo ecuatoriano (volcán del Antisana); foto 2: larva de una especie de Díptera acuática (Podonominae) limitada a los arroyos glaciares.

2. Utilizando el retroceso glaciar reciente como una cronosecuencia (sustitución tiempo/espacio), investigadores del IRD y sus colegas andinos mostraron en el glaciar 15 del Antisana (Ecuador) que las comunidades de plantas alpinas se debilitan por la aceleración del calentamiento climático (Anthelme *et al.*, en revisión; figura 6.7). Una mayoría de especies se ve obligada a migrar a zonas altas para evitar desaparecer debido a una mayor competencia con las especies de zonas más bajas. Sin embargo, el calentamiento en los Andes tropicales es tan rápido que solo una minoría de especies es capaz de colonizar las zonas de desglaciación reciente. Estas especies tienen estrategias bien particulares, sobre todo una gran capacidad de dispersión de semillas, utilizando el viento como vector (“anemocoria”). Por lo tanto, las especies anemocorias están sobrerrepresentadas en nuevos sitios y las especies que no desarrollan estas estrategias están en peligro de extinción. Otros estudios sobre el Antisana muestran que las estrategias que desarrollan las especies tropicales alpinas para migrar en altura son distintas a las desarrolladas por las especies alpinas (Almeida *et al.*, 2013). Este resultado indica que no es pertinente predecir la dinámica de la biodiversidad tropical alpina basándose exclusivamente en modelos desarrollados fuera de los trópicos.

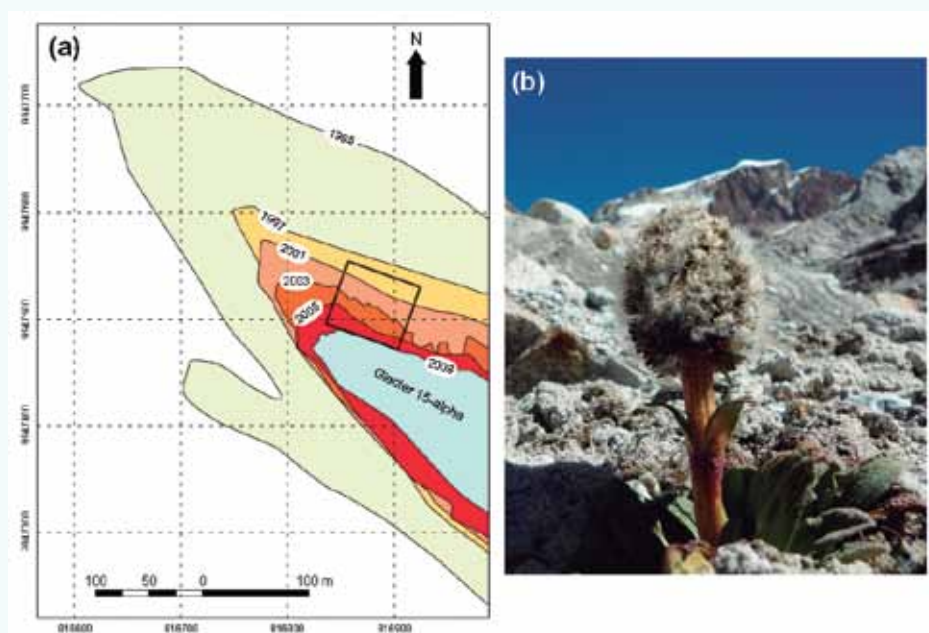


Figura 6.7: Colonización de la vegetación tropical alpina después de un rápido retroceso glaciar (método de cronosecuencia). (a) Mapa de desglaciación puesto a disposición por los glaciólogos del LMI Great Ice que permite cuantificar la colonización vegetal sobre una cronosecuencia precisa (glaciar 15, Antisana, Ecuador); (b) ejemplo de planta colonizadora de las zonas de desglaciación reciente con semillas dispersadas por el viento (*Valeriana nivalis*; glaciar Zongo, Bolivia).

Los resultados obtenidos por el proyecto BIO-ICE sugieren que la respuesta de la biodiversidad tropical alpina frente a los cambios climáticos recientes es muy sensible y puede llevar rápidamente a una pérdida significativa de la biodiversidad. Se considera que esta pérdida puede tener consecuencias negativas en el funcionamiento de los ecosistemas tropicales alpinos y en los servicios ambientales que generan. Los resultados producidos son exploratorios y uno de los objetivos de BIO-ICE en los próximos años es generalizarlos multiplicando los sitios de estudios a nivel regional (desde Colombia hasta Chile; <http://www.biothaw.ird.fr/>).

Conclusión

Esta publicación no ha pretendido aportar una visión exhaustiva y sintética de todos los avances científicos realizados por equipos de distintas nacionalidades sobre los glaciares de los Andes tropicales. Más bien, basada en artículos científicos destacados publicados por investigadores en revistas especializadas durante esos últimos 10 años, esta monografía ha presentado una compilación de forma para servir de referencia para profesionales en los ámbitos de la glaciología, de la hidrología y de la climatología, para los tomadores de decisión y para el público en general, con la finalidad de tomar consciencia y contar con los insumos que permitan tomar acciones eficientes en el futuro respecto al comportamiento de los glaciares de la región andina.

Muchos de los autores contribuyentes a este libro pertenecen a redes de investigación establecidas en los Andes tropicales como proyectos o laboratorios, tales como el LMI Great Ice, que desde hace poco más de 20 años, ha organizado a nivel regional andino un sistema integrado de observación de glaciares generado a partir de un patrón de cooperación científica internacional. Este sistema de observación ha podido anclarse en un conjunto de instituciones nacionales andinas, universidades, institutos de investigación, redes hidro-meteorológicas, responsables de la gerencia del agua, lo que le ha permitido una coherencia a nivel regional y una buena perspectiva de durabilidad. Hasta la actualidad, varias otras iniciativas están promoviendo la investigación sobre las temáticas relacionadas al clima en los Andes tropicales, tales como el Proyecto ACCION (La Red Interamericana de Observatorios del Cambio Climático en los Andes). Algunos de esos actores están involucrados directamente en el Proyecto de Adaptación al retroceso Acelerado de glaciares (PRAA), que es una de las primeras iniciativas en contribuir al monitoreo glaciar con estaciones hidro-meteorológicas permanentes a nivel de la región andina. Los conceptos de durabilidad, permanencia e integración, son claves cuando hablamos de glaciología, de recurso agua y de cambio climático, pues sabemos que lo que está en juego – el retroceso glaciar como parte del cambio climático global y su impacto sobre el recurso agua de la región –, no puede limitarse a estudios aislados y puntuales, cualquiera que sea su calidad. En ese sentido, se requiere la implementación de un ente conductor permanente en la región andina, que incluya la necesidad de contar con instrumentación compleja para la generación de información de alta calidad, y un grupo de científicos y técnicos especializados. Esto implica disponer de recursos económicos recurrentes, a fin de generar investigaciones de calidad, las cuales pueden lograr un reconocimiento internacional, generando conocimiento y apoyando en la toma de decisiones los países de la Comunidad Andina. De esta capacidad de proporcionar una información de alta resolución de la situación actual/futura de los glaciares y de su disponibilidad hídrica, depende la pertinencia de las medidas de mitigación y de adaptación que los estados de la región tendrán que tomar necesariamente durante las próximas décadas en caso, muy probable, de que muchos de esos glaciares desaparezcan y que el recurso agua se vea afectado de manera significativa.

Este ente permanente, tiene que evolucionar como un verdadero observatorio, con toda la lógica de organización que supone este tipo de herramienta científica, la cual implica: a) una constancia de las observaciones de rutina sobre un conjunto de glaciares instrumentados y bien repartidos sobre este segmento de la Cordillera, b) un análisis de la representatividad de los resultados - lo que exige tomar también en consideración macizos más amplios, utilizando para esto técnicas integrativas, cómo la fotogrametría y el análisis de imágenes satelitales -, c) el análisis cruzado de informaciones derivadas de distintos « proxies », cuando se trata de reconstruir con precisión la variabilidad de los climas del pasado, d) el aporte del potencial de la modelización como herramienta permitiendo una comprensión global de los forzamientos climáticos a distintas escalas de tiempo y espacio, y la construcción de simulaciones robustas para el futuro. En efecto, no se puede razonablemente establecer

escenarios para el futuro via la modelización, sin disponer de esta base de conocimiento que solo un estudio de terreno minucioso y paciente puede proporcionar.

Se consolida el observatorio generando bases de datos abiertas (accesibles a la comunidad científica), las cuales permitirán proponer análisis pertinentes sobre la evolución del clima de la región que podrán luego contribuir a los informes sintéticos a nivel mundial, por ejemplo los del IPCC. Se hace permanente el observatorio, con un plan de capacitación a largo plazo que permita a las distintas instituciones andinas involucradas promover, desarrollar y hacerse cargo de su organización y de su permanencia a largo plazo.

Finalmente, la restitución de los resultados a la sociedad en general es una necesidad, no solamente porque el futuro del clima y de los recursos naturales son el asunto de todos, si no también porque los cambios económicos y de modo de vida que implica la evolución del clima tienen que ser explicados a partir de indicadores como los glaciares. Los glaciares, como objetos geofísicos, son suficientemente simples, y como elementos de la cosmovisión andina, suficientemente impactantes, para que constituyan un hito importante para nuestra toma de conciencia. Esta publicación, persigue ésta perspectiva como un pequeño paso en el presente, frente a los grandes retos del futuro.

Elizabeth Silvestre y Bernard Francou

Glosario

Ablación: Proceso por el cual un glaciar pierde masa. Las pérdidas en la superficie están relacionadas a un aporte de energía de la atmósfera. La *zona de ablación*, región donde la ablación predomina frente a la *acumulación* durante el año, forma la parte baja de un glaciar. Su extensión varía de un año al otro en función del balance de masa.

Acumulación: Proceso por el cual el glaciar gana masa, principalmente por las precipitaciones sólidas retenidas en la superficie. Se habla generalmente de “*acumulación neta*”, considerando que una parte del depósito desaparece por erosión del viento, fusión y sublimación. La zona de *acumulación* de un glaciar es la región donde el depósito de nieve/granizo resiste la ablación durante un año. La extensión de la zona de acumulación sobre un glaciar varía de un año al otro en función del balance de masa.

Aerosoles: Son gotas microscópicas de agua suspendidas en el aire (las nubes son aerosoles), partículas minerales microscópicas de origen natural (aerosoles volcánicos, polvo mineral, aportes del desierto, etc.) y compuestos de origen antrópico resultantes de la combustión (humo, hollín) o de la erosión del suelo.

Albedo: Designa el poder que tiene un cuerpo para reflejar la radiación de onda corta que recibe. El albedo llega a 1 cuando toda la radiación se refleja, o al valor de 0 cuando se absorbe toda la radiación, que es el caso de los cuerpos negros perfectos (cuerpo negro de Planck). En la superficie de un glaciar, el albedo se sitúa generalmente entre 0,8 (el de la nieve fresca en el Trópico) y 0,4 (el del hielo no cubierto de residuos). El albedo juega un papel importante en el balance de energía de un glaciar.

Año hidrológico: Corte del año tomando en cuenta la distribución de las precipitaciones y las escorrentías de los ríos. El año hidrológico comienza cuando las reservas de agua de la cuenca de drenaje alcanzan su más bajo nivel. El año hidrológico en las cuencas glaciares comienza normalmente cuando empieza el ciclo de acumulación en la parte alta del glaciar; sin embargo en los glaciares tropicales, el principio del ciclo de acumulación puede coexistir con el periodo de más intensa ablación en los glaciares (septiembre-noviembre en el glaciar de Zongo).

Balance de energía del suelo: Establecer este balance consiste en cuantificar el conjunto de los aportes y pérdidas energéticas. Estos flujos pueden ser de origen radiativo (relacionados a la radiación de longitudes de ondas cortas o largas), de origen turbulento (relacionados al movimiento de la atmósfera y los cambios de fase del agua) o de origen conductivo (conducción del calor en el suelo). Un balance de energía positivo en la superficie de un glaciar alimenta el proceso de fusión de nieve o de hielo.

Balance de masa: Se define como la diferencia entre la *acumulación* (precipitaciones sólidas, escarcha, aportes de nieve por el viento) y la *ablación* (fusión, sublimación, exportación de nieve por el viento) durante un año, una estación (*balance estival*, *balance invernal*) o de un mes (*balance mensual*). Se expresa en m³ o en toneladas de hielo o de equivalente agua, estimando la densidad de la nieve, neviza o hielo. El balance de masa puede ser, durante el periodo considerado, positivo (aumento de masa), negativo (pérdida de masa) o equilibrado.

Balance neto específico (de un glaciar): Variación de masa de un glaciar dividido por su superficie. Se expresa en metros, centímetros o milímetros en equivalente agua por unidad de tiempo, por lo general un *año hidrológico*. Corresponde a la variación de espesor medio, en equivalente agua, observada en toda la superficie del glaciar durante este periodo. A menudo se expresa en forma acumulada (*balance acumulado*) y se obtiene sumando los

balances anuales durante un periodo dado.

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

Críosfera: Se refiere a las regiones de la Tierra donde el agua se encuentra sobre todo en forma sólida, como en los glaciares, el permafrost, la banquisa, los mantos nevosos perennes y estacionales.

Dendrocronología: Técnica que consiste en datar los árboles a partir de sus anillos de crecimiento anual. Algunas características de los anillos (espesor, densidad) pueden ser correlacionadas con variables climáticas actuales (temperatura o precipitación), lo que permite luego reconstruir los climas del pasado con una alta resolución (año). En el Altiplano de Bolivia, se ha utilizado *Polylepis Tarapacana* para reconstruir las precipitaciones de los últimos siglos.

El Niño Southern Oscillation (ENSO por sus siglas): El Niño es la expresión de una inestabilidad entre el océano y la atmósfera en el Pacífico ecuatorial. Es la fase cálida de un modo oscilatorio natural cuya contraparte, la fase fría, es la Niña. Ambas fases forman el ENSO, que es una oscilación del campo de presión atmosférica entre el este y el oeste del Pacífico ecuatorial acompañada de una transferencia masiva de aguas y energía a nivel del ecuador. Tanto El Niño como La Niña tienen una recurrencia de alrededor de 3 a 7 años. Existe un modo de baja frecuencia que hace que se sucedan fases en las cuales los Niño son más intensos y más frecuentes y fases en que las Niña dominan a su vez. Estas oscilaciones tienen una frecuencia pluridecenal y son asociadas a la Pacific Decadal Oscillation (PDO).

Erupciones volcánicas estratosféricas: Grandes erupciones explosivas cuyos productos (sulfatos) alcanzan la estratósfera (capa de la atmósfera situada a más de 7-15 km de altura) y se combinan con el vapor de agua para formar un aerosol compuesto por gotas minúsculas de ácido sulfúrico. El velo formado por este aerosol aumenta la opacidad de la atmósfera a la radiación solar (y su albedo) durante uno o varios años, causando un enfriamiento temporal del clima, antes de disiparse. Esos productos retornan al suelo, y se los pueden identificar en los núcleos de hielo extractos de los casquetes polares o de alta montaña, donde sirven de señales cronológicas (ejemplos: explosión del Tambora en 1815, o del Pinatubo en 1991).

Escenarios climáticos: El IPCC (*Intergovernmental Panel on Climate Change*) determinó en el *Special Report on Emissions Scenarios* (SRES) cuatro escenarios de emisiones de gas de efecto invernadero para el futuro. Entre ellos, el escenario A2, donde las emisiones se mantendrán fuertes debido a un desarrollo económico poco preocupado en limitar el uso de las energías contaminantes.

Espeleotemas: Depósitos minerales precipitados en una gruta. La calcita conserva la memoria de los caracteres isotópicos del agua que se ha filtrado desde la superficie y ha permitido la formación de estos depósitos. Las combinaciones de ciertos radioelementos (U/Th) permiten las dataciones y las combinaciones isotópicas del oxígeno ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$) y del carbono ($^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$) dan indicaciones sobre el clima y la vegetación de superficie cuando las aguas han formado las concreciones.

Estación limnimétrica (o liminigráfica): Estación que mide el caudal de un río. Distintos equipos y técnicas son posibles, en función de las características del río (velocidad, turbulencia, profundidad, carga sedimentaria).

Flujo de calor latente: Flujo de energía asociado a los cambios de fase del agua (sólido/líquido/gaseoso). Estos cambios de fase requieren una gran cantidad de energía: por ejemplo, se necesitan 334.000 joules para fundir un kilogramo de hielo y de 2.834.000 joules para sublimar un kilogramo de hielo (cerca de 8,5 veces más).

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

Flujo geotérmico: Flujo de calor dirigido desde el interior hacia el exterior de la Tierra. Este flujo corresponde a un gradiente geotérmico por el cual la temperatura se eleva cuando se introduce en el suelo, y que puede ser muy elevado en las zonas volcánicas. Este flujo se evalúa en promedio en $0,05 \text{ W/m}^2$, es decir un valor casi 10.000 veces más bajo que el de la radiación solar.

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

Frente (de un glaciar): Límite aguas abajo del glaciar sujeto a los avances o retrocesos según el balance de masa de superficie de esta sección y sobre todo al aporte de hielo de río arriba.

Fusión (o derretimiento): Transformación de hielo o nieve en agua. Este proceso requiere una energía de 334.000 joules por kg. La fusión es un proceso de ablación que domina cuando la temperatura es positiva y la atmósfera es húmeda.

Glaciar: Masa de hielo de amplitud hectométrica y más, permanente a escala humana, que se deforma bajo el efecto de su propio peso. Esta masa fluye a una velocidad anual de orden métrico a kilométrico en la superficie. Los glaciares varían constantemente en superficie, volumen y velocidad, en respuesta a su *balance de masa* de superficie y a otros factores locales.

Glaciar rocoso o glaciar de escombros (en inglés *rock glacier*): Lengua de bloques que termina en un frente muy escarpado ($35\text{--}40^\circ$ de inclinación) y que contiene hielo en diversas formas, masivo o difuso entre los bloques, y de temperatura negativa. Los glaciares rocosos son interpretados en general como un permafrost saturado de hielo (suelo con temperatura negativa rico en hielo que fluye bajo su propio peso). Los glaciares rocosos alcanzan su mayor frecuencia en los climas secos y fríos, donde la *línea de equilibrio glaciar* se sitúa unos cientos de metros más arriba que la altura de la isoterma 0°C anual.

GPS (DGPS): Sistema de geolocalización a nivel mundial que utiliza un receptor analizando las señales emitidas por una constelación de satélites. En los estudios glaciológicos, se usa más frecuentemente un GPS diferencial o DGPS. En este caso, un receptor fijo se ubica sobre un punto cuya posición es conocida con precisión, mientras que un receptor móvil mide distintos objetos de interés. Las posiciones del receptor móvil se corrigen luego a partir de las medidas efectuadas por el receptor fijo, para lograr una precisión de la orden de 0,1 metro o mejor.

Holoceno: Periodo interglaciar en el cual nos encontramos desde hace 11.000 años.

Isótopo: Átomos de un mismo elemento, cuyos núcleos tienen un número de protones idéntico, pero un número de neutrones diferente, por lo cual no tienen la misma masa. Los *isótopos estables* se utilizan sobre la base de su relación con otros isótopos del mismo elemento para reconstruir la temperatura o las precipitaciones del pasado (por ejemplo, el $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ o $\delta^{18}\text{O}$). Los *isótopos radiactivos*, a partir de su tiempo de desintegración, son utilizados como herramientas de datación (ejemplos: ^{14}C , ^{10}Be , ^{210}Pb).

Línea de equilibrio de un glaciar (en inglés *equilibrium line*): Línea que une los puntos del glaciar donde el *balance de masa* es nulo, por lo tanto limita la *zona de acumulación* y la *zona de ablación* de un glaciar. La posición en altura de la línea de equilibrio (ELA, por sus siglas en inglés) está correlacionada (negativamente) con el balance de masa del glaciar.

Liquenometría: Método de datación de morrenas u otros soportes que utilizan una curva de crecimiento de ciertas especies de líquenes, como por ejemplo la familia del *Rhizocarpon Geographicum*. Esta curva debe ser calibrada con otros soportes cuyas fechas son conocidas de manera independiente (fuentes documentales o isótopos). Los datos obtenidos de las mediciones del diámetro de los líquenes son objeto de tratamientos estadísticos más o menos complejos.

Modelos “grados-día” (*degree-day models* o *positive degree-day models*): Modelos que utilizan la suma de los valores positivos de la temperatura ($T > 0^{\circ}\text{C}$) durante un día para establecer una relación estadística entre la temperatura atmosférica y la ablación del hielo en la superficie de un glaciar.

Morrena (morrénico): Término de origen saboyano (“moraine”) que designa a la masa detrítica transportada por el glaciar y depositada en los bordes y al frente del glaciar, así como al contacto del lecho rocoso. Las morrenas forman en la superficie del glaciar depósitos como cintas alargadas continuas que se denominan, según su posición, *morrenas medianas*, *laterales* o *frontales*. Dentro del hielo, se dan las *morrenas internas* y, bajo del hielo, las *morrenas de fondo*. Las morrenas sirven, en sus diversas expresiones, para reconstruir las superficies, y posiblemente los volúmenes, ocupados por los glaciares después de su repliegue.

Neviza (*firn* en alemán y en inglés, *névé* en francés): La neviza se define generalmente como el material cuya densidad supera 0.55 g/cm^3 , pero esta definición no es universal y algunos autores llaman “neviza” a la nieve que tiene más de un año. En una gama de densidad de $0.8\text{-}0.84 \text{ g/cm}^3$, la neviza se transforma en hielo.

Penitentes: Irregularidades que aparecen en un campo de nieve o un glaciar, o en los periodos secos y fríos. Estos huecos y agujas pueden estar separados por una altura de un metro o más. Se reconoce que los huecos se profundizan por fusión, mientras que las crestas evolucionan más lentamente por sublimación.

Pequeña Edad de Hielo (*Little Ice Age*, *Petit Âge Glaciaire*): Periodo situado entre el siglo 13 y el siglo 20 de nuestra era, marcado por un avance generalizado de los glaciares a nivel mundial. El descenso de la temperatura global ($\sim -0.6^{\circ}\text{C}$ comparado con el promedio del siglo 20, con breves periodos más fríos), acompañado localmente por un aumento de las precipitaciones, explica esta serie de crecidas notables que han conocido los glaciares. El origen más probable de este enfriamiento del clima durante esos ~ 6 siglos se relaciona con una disminución de la intensidad del sol. La disminución de la temperatura ha podido ser amplificada durante breves periodos de tiempo por explosiones volcánicas “estratosféricas” generadores de “velos volcánicos”, que aumentaron la opacidad de la alta atmósfera (ver *aerosoles* y *erupciones volcánicas estratosféricas*).

Permafrost: Suelo que permanece congelado más de un año, descongelándose en superficie (de algunos decímetros a algunos metros) durante la estación cálida. Cuando contiene una cierta cantidad de hielo, una masa de escombros puede deformarse en masa y fluir formando un *glaciar rocoso* o *glaciar de escombros*.

Radar a penetración de suelo: Los equipos de radar envían impulsos cortos de energía electromagnética de radio-frecuencia determinada (por ejemplo, 50 MHz o menos) al substrato glaciar mediante una antena transmisora. Cuando la onda encuentra heterogeneidades en las propiedades eléctricas de los materiales del hielo, una parte de la energía rebota a la superficie y otra parte se transmite hacia profundidades mayores. La onda en retorno es captada por una antena receptora y el equipo registra los tiempos dobles de transmisión del pulso. El espesor (del hielo, por ejemplo) se determina a partir del tiempo empleado por la onda, entre su salida desde un transmisor ubicado en la superficie del glaciar y su a un receptor ubicado en la misma superficie pero a una distancia horizontal del transmisor.

Reanálisis (datos reanalizados): Los reanálisis son observaciones meteorológicas recogidas durante las últimas décadas que alimentan los sistemas actuales de previsión. Las condiciones atmosféricas y de superficie son

reconstruidas para cada día del periodo para el cual existen observaciones apropiadas. El reanálisis difiere del enfoque climático clásico (análisis de series de observaciones) que consiste en tratar al mismo tiempo informaciones muy diversas, utilizando leyes físicas incorporadas al modelo y el conocimiento de los errores tachando el pronóstico de las observaciones para interpretar las observaciones discordantes o indirectas y llenar las lagunas de la cobertura de la observación.

Sublimación: Pérdida de hielo en la fase vapor. Este proceso requiere una gran cantidad de energía equivalente a 2.834.000 joules por kg, es decir, alrededor de 8,5 veces más que la *fusión*. La sublimación es elevada en ambientes donde la atmósfera es seca y ventosa. Entra en la formación de los penitentes de nieve y de hielo.

Teoría de los valores extremos: Rama de las estadísticas que estudia las desviaciones extremas en relación a la probabilidad media de una distribución. Por ejemplo en hidrología, sirve para estimar valores de caudales raramente alcanzados que tengan una probabilidad de repetirse en cien años. Es aconsejable utilizar esta teoría para el tratamiento de datos de líquenes en *liquenometría*, ya que su distribución no responde a la ley normal (Gauss).

Zona de convergencia intertropical: Zona ubicada entre los dos trópicos hacia la cual convergen los vientos alisios de ambos hemisferios y que es el centro de los movimientos convectivos a raíz de una espesa capa de nubes (nubes convectivas), lluvias torrenciales y vientos débiles. Esta zona oscila según las estaciones desde ambos lados del ecuador siguiendo el movimiento aparente del sol.

Bibliografía

- Almeida JP, Montúfar R & Anthelme F.: Intraspecific trait variability reveals the specificities of successful altitudinal migration in a tropical alpine plant. *Plant Ecology & Diversity*: doi:10.1080/17550874.2012.702137, 2013.
- Ames, A., & Francou, B.: Cordillera Blanca. Glaciares en la historia, *Bull. Inst. fr. étud. andin.*, 24(1), 37-64, 1995.
- Ames, A., & Hastenrath, S.: Diagnosing the imbalance of Glaciar Santa Rosa, Peru, *J. Glaciol.*, 42(141), 212-218, 1996.
- Anthelme, F., Cauvy-Fraunié, S., Francou, B., Cáceres, B., & Dangles, O.: Plant community reorganization following rapid glacial recession in the tropical Andes. *En revisión*.
- Anthelme F, Jacobsen D, Macek P, Meneses RI, Moret P, Beck S & Dangles O.: Biodiversity patterns and continental insularity in the high tropical Andes. *Arctic, Antarctic and Alpine Research*, in prensa.
- Arnaud, Y., Muller, F., Vuille, M., & Ribstein, P.: El Niño-Southern Oscillation (ENSO) influence on a Sajama volcano glacier (Bolivia) from 1963 to 1998 as seen from Landsat data and aerial photography, *J. Geophys. Res.*, 106(D16), 17773-17784, 2001.
- Baraer, M., Mark, B.G., McKenzie E, J.M., Condom, T., Bury, J., Huh, K.I., Portocarrero, C., & Gomez, J., & Rathay, S.: Glacier recession and water resources in Peru's Cordillera Blanca, *Journal of Glaciology*, Vol. 58, No. 207, 2012 doi: 10.3189/2012JoG11J186, 2012.
- Basantes, R.: Análisis espacio-temporal de comportamiento geométrico de los glaciares del Volcán Antisana y su relación con la variabilidad climática. Master Thesis, Univ. Nice, France, 71p., 2010.
- Blard, P.H., Wagnon, P., Lavé, J., Soruco, A., Sicart, J-E, & Francou, B.: Degree-day melt models for paleoclimate reconstruction from tropical glaciers: calibration from mass balance and meteorological data of the Zongo glacier (Bolivia, 16°S), *Climate of the Past Discussions*, Vol. 7, Issue 3:2119-2158, 2011.
- Bradley, R.S., Keimig, F.T., & Diaz, H.F.: Projected temperature changes along the American cordillera and the planned GCOS network. *Geophysical Research Letters* 31, L16210. doi:10.1029/2004GL020229, 2004.
- Bradley, R.S., Keimig, F.T., Diaz, H.F., & Hardy, D.R.: Recent changes in freezing level heights in the Tropics with implications for the deglaciation of high mountain regions, *Geophys. Res. Lett.*, 36, L17701, doi:10.1029/2009GL037712, 2009.
- Bradley, R.S., Vuille, M., Diaz, H.F., & Vergara, W.: Threats to water supplies in the Tropical Andes, *Science*, 312, 1755-1756, doi: 10.1126/science.1128087, 2006.
- Braun, C., & Bezada, M.: The history and disappearance of glaciers in Venezuela. *Journal of Latin American Geography*, vol. 12, N°2, 85-124, 2013.
- Brecher, H.H., & Thompson, L.G.: Measurement of the retreat of Qori Kalis glacier in the tropical Andes of Peru by terrestrial photogrammetry, *Photogramm. Eng. Rem. Sens.*, 59(6), 1017-1022, 1993.
- Broggi, J.A.: La desglaciación actual de los Andes del Perú, *Bol. Mus. Hist. Nat. "Javier Prado"*, 9(34-35), 222-248, 1945.
- Bury, J.T., Mark, B.G., McKenzie, J.M., French, A., Baraer, M., Huh, K.I., Zapata Luyo, M.A., & Gómez López, R.J.: Glacier recession and human vulnerability in the Yanamarey watershed of the Cordillera Blanca, Peru, *Clim. Change*, DOI 10.1007/

s10584–010–9870–1, 2011.

Buytaert, W., Céleri, R., De Bièvre, B., Cisneros, F., Wyseure, G., Deckers, J., Hofstede, R. : Human impact on the hydrology of the andean paramos. *Earth-Science Reviews*, 79(1-2) : 53-72, 2006.

Caceres, B.: Actualización del inventario de tres casquetes glaciares del Ecuador. Master Thesis, Univ. Nice, France, 84p., 2010.

Cadier, E., Maisincho, L., Ulloa, D., Mella, R., Mothes, P., Schaeffer, M., Francou, B., Rivero, D., Ekkehard, J., Ungerechts, L.; Barba, D., Emmanuel, D.; Samaniego, P: Segunda campaña de mediciones de los glaciares del volcán Cotopaxi; Informa provisional; INAMHI; IRD-LGGE; IG-EPN; CECS ; 37 p. 2007.

Carey, M.: Living and dying with glaciers: people's historical vulnerability to avalanches and outburst floods in Peru, *Glob. Planet. Change*, 47(2-4), 122-134, 2005.

Ceballos, J.L., Euscategui, C., Ramirez, J., Cañon, M., Huggel, C., Haeberli, W., & Machguth, H.: Fast shrinkage of tropical glaciers in Colombia, *Ann. Glaciol.*, 43, 194-201, 2006.

Chevallier, P., Pouyaud, B., Suarez, W., & Condom, T.: Climate change threats to environment in the tropical Andes: glaciers and water resources. *Reg. Environ. Change*, 11, Suppl. 1, 179–187, 2010.

Clapperton, C.M.: The glaciations of the Andes, *Quat. Sci. Rev.*, 2, 83-155, 1983.

Collet, M.: Suivi spatio-temporel des calottes glaciaires de l'Antisana et du Cotopaxi (Equateur). Analyse par télédétection dans un contexte de changement climatique. Master Thesis, Univ. Rennes, France, 102p., 2010.

Comunidad Andina (CAN), Programa de Naciones Unidas para el Medio Ambiente (PNUMA), Institut de Recherche pour le Développement (IRD), Ministerio de Asuntos Exteriores y de Cooperación & Agencia Española de Cooperación Internacional: ¿El fin de las cumbres nevadas? Glaciares y Cambio Climático en la Comunidad Andina. Is it the end of the snowy heights? Glaciers and Climate Change in the Andean Community. Autores principales (Main Authors): Bernard Francou & Bernard Pouyaud. Secretaria General de la Comunidad Andina, Lima, 2 x 103 p., 2007.

Condom, T., Escobar, M., Purkey, D., Pouget, J.C., Suarez, W., Ramos, C., Apaestegui, J., Tacsí, A., & Gomez, J.: Simulating the implications of glaciers' retreat for water management: a case study in the Rio Santa basin, Peru, *Water International*, 37:4, 442-459, 2012. <http://dx.doi.org/10.1080/02508060.2012.706773>.

Consoli, G.: Reconstruction des bilans de masse annuels de 11 glaciers de la Cordillère Royale de Bolivie à partir de l'observation de la ligne de neige. Master Thesis, Univ. Grenoble, France, 90p., 2011.

Cooley, D., Naveau, P., Jomelli, V., Rabatel, A., and Grancher, D.: A Bayesian Hierarchical Extreme Value Model for Lichenometry, *Environmetrics*, 17(6), 555-574. doi: 10.1002/env.764, 2006.

Correia, A., Freydier, R., Delmas, R. J., Simões, J. C., Taupin, J.-D., Dupré, B., & Artaxo, P.: 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, 2003.

Dangles, O., Crespo-Pérez V., Andino P., Espinosa R., Calvez R, and Jacobsen D.: Predicting richness effects on ecosystem function in natural communities: insights from high elevation streams. *Ecology* 92, 733-743, 2011.

Favier, V., Coudrain A., Cadier, E., Francou B., Ayabaca, E., Maisincho, L., Praderio, E., Villacis M., & Wagnon, P.: Evidences of underground flow on Antizana ice covered volcano, Ecuador. *Hydrological Sciences-Journal des Sciences Hydrologiques*, 53(1), 278-294, 2008.

- Favier, V., Wagnon, P., Chazarin, J.-P., Maisincho, L., & Coudrain, A.: One-year measurements of surface heat budget on the ablation zone of Antizana glacier 15, Ecuadorian Andes, *J. Geophys. Res.*, 109, D18105, doi: 10.1029/2003JD004359, 2004b.
- Favier, V., Wagnon, P., & Ribstein, P.: Glaciers of the outer and inner tropics: a different behavior but a common response to climatic forcing, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L16403, doi: 10.1029/2004GL020654, 2004a.
- Florez, A.: La Sierra Nevada del Cocuy, Chita o Güicán, *EPG-Geografía*, 1(2), 7-18. 1991.
- Francou, B.: Andes del Ecuador: Los glaciares en la época de los viajeros (siglos XVIII a XX), In *Los Andes el reto del espacio mundo andino: homenaje a Olivier Dollfus*, J.P. Deler & E. Mesclier Eds, Inst. Fr. Et. And., Lima, 137-152. 2004.
- Francou, B., Cáceres, B., Gomez, J., & Soruco, A.: Coherence of the glacier signal throughout the tropical Andes over the last decades, *Proceedings of the First International Conference on the Impact of Climate Change on High-Mountain System*, IDEAM, Bogota, 87-97. 2007.
- Francou, B., & Coudrain, A.: Glacier shrinkage and water resources in the Andes. Meeting report of Huaraz (2004). *EOS*, 86, 43, Octubre 2005: 414, 2005.
- Francou, B., Fabre, D., Pouyaud, B., Jomelli, V. & Arnaud Y.: Symptoms of degradation in a tropical rock glacier, Bolivian Andes. *Permafrost and Periglacial Processes*, 10 : 91-100, 1998.
- Francou, B., & Pizarro, F.: El Niño y la Sequía en los Altos Andes Centrales (Perú y Bolivia), *Bull. Inst. Fr. Et. And.*, 14(1-2), 1-18, 1985.
- Francou, B. & Pouyaud, B. (con 13 otros autores): Método de observación de glaciares en los Andes tropicales. Mediciones de terreno y procesamiento de datos. Documento GREATICE (en CD), 240 p., 2004.
- Francou, B., Ramirez, E., Caceres, B., & Mendoza, J.: Glacier evolution in the tropical Andes during the last decades of the 20th century: Chacaltaya, Bolivia and Antizana, Ecuador, *Ambio*, 29(7), 416-422, 2000.
- Francou, B., Ribstein, P., Saravia, R., & Tiriau, E.: Monthly balance and water discharge of an inter-tropical glacier: Zongo Glacier, Cordillera Real, Bolivia, 16°S, *J. Glaciol.*, 41(137), 61-67, 1995.
- Francou, B., Ribstein, P., Wagnon, P., Ramirez, E. & Pouyaud, B.: 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, 197-204, 2005.
- Francou, B., & Vincent, C.: *Les glaciers à l'épreuve du climat*, IRD, Belin. Paris. 274p., 2007.
- Francou, B., Vuille, M., Favier, V., & Cáceres, B.: New evidence for an ENSO impact on low-latitude glaciers: Antizana 15, Andes of Ecuador, 0°28'S, *J. Geophys. Res.*, 109, D18106, doi: 10.1029/2003JD004484, 2004.
- Francou, B., Vuille, M., Wagnon, P., Mendoza, J., & Sicart, J.E.: Tropical climate change recorded by a glacier in the central Andes during the last decades of the twentieth century: Chacaltaya, Bolivia, 16°S, *J. Geophys. Res.*, 108(D5), 4154, doi: 10.1029/2002JD002959, 2003.
- Fugère V, Andino P, Espinosa R, Anthelme F, Jacobsen D, Dangles O.: Testing the stress-gradient hypothesis with aquatic detritivorous invertebrates: Insights for biodiversity-ecosystem functioning research. *Journal of Animal Ecology*, 81, 1259-1267, 2012.
- Garreaud, R., & Aceituno, P.: Interannual rainfall variability over the South American Altiplano, *J. Clim.*, 14, 2779-2789, 2001.
- Garreaud, R., M. Vuille, R. Compagnucci, & J. Marengo: Present-day South American climate. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol.*

Palaeoecol., 281, 180-195, 2009.

Garreaud, R., Vuille, M., & Clement, A.: The climate of the Altiplano: observed current conditions and mechanisms of past changes, *Palaeogeogr. Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 194, 5-22, doi:10.1016/S0031-0182(03)00269-4, 2003.

Georges, C.: The 20th century glacier fluctuations in the tropical Cordillera Blanca, Peru, *Arct. Antarct. Alp. Res.*, 36(1), 100-107, 2004.

Gilbert, A., Wagnon, P., Vincent, C., Ginot, P., & Funk, M.: Atmospheric warming at a high-elevation tropical site revealed by englacial temperatures at Illimani, Bolivia (6340 m above sea level, 16°S, 67°W), *J. Geophys. Res.*, 115, D10109, doi:10.1029/2009JD012961, 2010.

Ginot, P., Kull, C., Schotterer, U., Schwikowski, M., & Gäggeler, H. W.: Glacier masse balance reconstruction by sublimation induced enrichment of chemical species on Cerro Tapado (Chilean Andes). *Climate of the Past* 2, 21-30, 2006.

Ginot, P., Kull, C., Schwikowski, M., Schotterer, U., & Gäggeler, H. W.: Effects of post-depositional processes on snow composition of a subtropical glacier (Cerro Tapado, Chilean Andes). *Journal of Geophysical Research* 106, 32375-32386, 2001.

Ginot, P., Schotterer, U., Stichler, W., Godoi, M.A., Francou, B., & Schwikowski, M.: Influence of the Tungurahua eruption on the ice core records of Chimborazo, Ecuador. *The Cryosphere*, 4, 561-568, doi:10.5194/tc-4-561-2010, 2010.

Gouze, P., Argollo, J., Saliège, J.F., & Servant, M.: Interprétation paléoclimatique des oscillations des glaciers au cours des 20 derniers millénaires dans les régions tropicales; exemple des Andes boliviennes, *C.R. Acad. Sci.*, 303, 219-224, 1986.

Hardy, D.R., Vuille, M., & Bradley, R.S.: Variability of snow accumulation and isotopic composition on Nevado Sajama, Bolivia. *J. Geophys. Res.*, 108, D22, 4693, doi: 10.1029/2003JD003623, 2003.

Hardy, D.R., Vuille, M., Braun, C., Keimig, F., & Bradley, R.S.: Annual and daily meteorological cycles at high altitude on a tropical mountain, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 79, 1899-1913, 1998.

Hastenrath, S.: Heat-budget measurements on the Quelccaya Ice Cap, Peruvian Andes, *J. Glaciol.*, 20, 85-97, 1978.

Hastenrath, S.: The glaciation of the Ecuadorian Andes, A.A. Balkema Publishers, Rotterdam, 1981.

Hastenrath, S.: Recession of tropical glaciers, *Science*, 265, 1790-1791, 1994.

Hastenrath, S.: Recession of equatorial glaciers: a photo documentation. Sundog Publishing, Madison, Wisconsin, 2008.

Hastenrath, S., & Ames, A.: Recession of Yanamarey Glacier in Cordillera Blanca, Peru, during the 20th century, *J. Glaciol.*, 41(137), 191-196, 1995a.

Hastenrath, S., & Ames, A.: Diagnosing the imbalance of Yanamarey Glacier in the Cordillera Blanca of Peru, *J. Geophys. Res.*, 100(D3), 5105-5112, 1995b.

Hastenrath, S., Pollzin, D. & Francou B.: Circulation variability reflected in ice core and lake records of the southern tropical Andes. *Climatic Change*, 64, 3: 361-375, 2004.

Haylock, M.R., Peterson, T.C., Alves, L.M., Ambrizzi, T., Anunciacao, M.T., Baez, J., Barros, V.R., Berlato, M.A., Bidegain, M., Coronel, G., Corradi, V., Garcia, V.J., Grimm, A.M., Karoly, D., Marengo, J.A., Marino, M.B., Moncunill, D.F., Nechet, D., Quintana, J., Rebello, E., Rusticucci, M., Santos, J.L., Trebejo, I., & Vincent, L.A.: Trends in total and extreme South American rainfall in 1960-2000 and links with sea surface temperature, *J. Clim.*, 19, 1490-1512, 2006.

Herrera, G., & Ruiz, J.: Retroceso glaciar en la Sierra Nevada del Cocuy, Boyacá-Colombia, 1986-2007, *Perspectiva Geográfica*, 13, 27-36, 2009.

Hidrandina S.A.: Glacier inventory of Peru. Part 1. Unit of Glaciology and Hydrology, Huaraz, Peru, 105p., 1989.

Hirsch RM and Slack JR : A nonparametric trend test for seasonal data with serial dependence. *Water Resources Research*, 20(6), 727-732, 1984.

Hoffmann, G., Ramirez, E., Taupin, J.D., Francou, B., Ribstein, P., Delmas, R., Dürr, H., Gallaire, R., Simões, J., Schotterer, U., Stievenard, M. & Werner, M.: Coherent isotope history of Andean ice cores over the last century, *Geophysical Research Letters*, 30 (4): 1179-1182, 2003.

Hostetler, S.W., & Clark, P.U.: Tropical Climate at the Last Glacial Maximum inferred from glacier mass-balance modeling, *Science*, 290(1), 1747-1750, 2000.

Huggel, C., Ceballos, J.L., Pulgarin, B., Ramirez, J., & Thouret, J.: Review and reassessment of hazards owing to volcano-glacier interactions in Colombia, *Ann. Glaciol.*, 45, 128-136, 2007.

Hulme, M., & Sheard, N.: Escenarios de Cambio Climático para Países de los Andes del Norte. Unidad de Investigación Climática, Norwich, Reino Unido, pp. 6, 1999.

IDEAM, Glaciares de Colombia, más que montañas con hielo. Bogotá, D.C., 344 pp., 2012.

Jacobsen D., Dangles O., Andino P., Espinosa R., Hamerlík L. & Cadier, E.: Longitudinal zonation of macroinvertebrates in an Ecuadorian glacier-fed stream: do tropical glacial systems fit the model? *Freshwater Biology* 55, 1234-1248, 2010.

Jacobsen, D. & Dangles, O.: Environmental harshness and global richness patterns in glacier-fed streams. *Global Ecology and Biogeography*, 21, 647-656, 2012.

Jacobsen, D., Milner, A.M., Brown, L.E., Dangles, O.: Biodiversity under threat in glacier-fed river systems. *Nature Climate Change*, 2, 361-364, 2012.

Jomelli, V., Favier, V., Braucher, R., Vuille, M., Blard, P.-H., Khodri, M., Colose, C., Brunstein, D., Bourlès, D., Leanni, L., Rinterknecht, V., Grancher, D., Francou, B., He, F., Ceballos, J.L., Francesca, H., Liu, Z. & Otto-Bliesner, B. : Synchronous cross-equatorial deglaciation in the tropical Andes despite different forcings. En revisión.

Jomelli, V., Favier, V., Rabatel, A., Brunstein, D., Hoffmann, G., & Francou, B.: Fluctuations of glaciers in the tropical Andes over the last millennium and palaeoclimatic implications: A review, *Palaeogeogr. Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 281, 269-282, doi:10.1016/j.palaeo.2008.10.033, 2009.

Jomelli, V., Grancher, D., Brunstein, D., & Solomina, O.: Recalibration of the yellow *Rhizocarpon* growth curve in Cordillera Blanca (Peru) and implications for LIA chronology, *Geomorphology*, 93, 201-212, doi:10.1016/j.geomorph.2007.02.021, 2008.

Jomelli, V., Khodri, M., Favier, V., Brunstein, D., Ledru, M.P., Wagnon, P., Blard, P.H., Sicart, J.E., Braucher, R., Grancher, D., Bourle, D.L., Braconnot, P., & Vuille, M.: Irregular tropical glacier retreat over the Holocene epoch driven by progressive warming, *Nature*, 494, doi:10.1038/nature10150, 2011.

Jomelli, V., Naveau, P., Cooley, D., Grancher, D., Brunstein, D., & Rabatel, A.: A response to Bradwell's commentary on recent statistical studies in lichenometry, *Geog. Ann.*, 92A(4), 487-489, 2010.

Jordan, E.: Die Gletscher der Bolivianischen Anden: eine photogrammetrisch-kartographische Bestandsaufnahme der Gletscher Boliviens als Grundlage für klimatische Deutungen und Potential für die wirtschaftliche Nutzung. Stuttgart, Franz

Steiner Verlag. (Erdwissenschaftliche Forschung 23.), 1991.

Jordan, E., Ungerechts, L., Caceres, B., Penafiel, A., & Francou, B.: Estimation by photogrammetry of the glacier recession on the Cotopaxi Volcano (Ecuador) between 1956 and 1997, *Hydrol. Sci. J.*, 50(6), 949-961, 2005.

Juen, I., Kaser, G., & Georges, C.: Modeling observed and future runoff from a glacierized tropical catchment (Cordillera Blanca, Perú), *Glob. Planet. Change*, 59(1-4), 37-48, 2007.

Kaser, G.: A review of the modern fluctuations of tropical glaciers, *Glob. Planet. Change*, 22, 93-103, 1999.

Kaser, G.: Glacier-climate interaction at low latitudes, *J. Glaciol.*, 47(157), 195-204, 2001.

Kaser, G., Ames, A., & Zamora, M.: Glacier fluctuations and climate in the Cordillera Blanca, Peru, *Ann. Glaciol.*, 14, 136-140, 1990.

Kaser, G., & Georges, C.: Changes of the equilibrium-line altitude in the tropical Cordillera Blanca, Peru, 1930-50, and their spatial variations, *Ann. Glaciol.*, 24, 344-349, 1997.

Kaser, G., Grosshauser, M., & Marzeion, B.: Contribution potential of glaciers to water availability in different climate regimes. *Proc. Natl. Acad. Sci. USA (PNAS)*, 107(47), 20 223–20 227, 2010.

Kaser, G., Hastenrath, S., & Ames, A.: Mass balance profiles on tropical glaciers, *Z. Gletscherkd. Glazialgeol.*, 32, 75-81, 1996.

Kaser, G., & Osmaston, H.A.: *Tropical Glaciers*. Cambridge University Press, New York, 209p., 2002.

Kinzl, H.: La glaciación actual y pleistocénica en los Andes centrales, *Bol. Soc. Geog. Lima*, 89, 89-100, 1969.

Knüsel S., Ginot P., Schotterer U., Schwikowski M., Gäggeler H.W., Francou B., Petit J.R., Simoes J.C., & Taupin J.D.: Dating of two nearby cores from the Illimani, Bolivia. *Journal of Geophysical Research*. 108(D6): 3.1-3.10, 2003.

Kuhn, J., Andino, P., Calvez, R., Espinosa, R., Hamerlik, L., Vie, S., Dangles, O., & Jacobsen, J.: Spatial variability in macroinvertebrate assemblages along and among neighbouring equatorial glacier-fed streams. *Freshwater biology* 56, 2226-2244, 2011.

Kundzewicz ZW, Graczyk, D., Maurer, T., Pińskwar, I., Radziejewski, M., Svensson, C., Szwed, M.: Trend detection in river flow series: 1. Annual maximum flow. *Hydrological Science Journal*, 50(5), 797-810, 2005.

La Condamine, Charles Marie de: *Journal du voyage fait par ordre du Roi à l'Equateur, servant d'introduction historique à la mesure des trois premiers degrés du méridien*, Paris, 1751.

Lejeune, Y.: Apports des modèles de neige CROCUS et de sol ISBA à l'étude du bilan glaciologique d'un glacier tropical et du bilan hydrologique de son bassin versant. Ph.D. Thesis. University of Grenoble, France, 358p., 2009.

Liu, K., Reese, C.A., & Thompson, L.G.: Ice-core pollen record of climatic changes in the central Andes during the last 400 yr, *Quat. Res.*, 64, 272-278, 2005.

Lliboutry, L., Morales Arnao, B., Pautre, A., & Schneider, B.: Glaciological problems set by the control of dangerous lakes in Cordillera Blanca, Peru. I. Historical failure of morainic dams, their causes and prevention. *J. Glaciol.*, 18(79), 239-254, 1977.

Lliboutry, L., Morales Arnao, B. & Schneider, B.: 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(79), 275-290, 1977.

Lopez A., C.D., & Ramirez C., J. (Eds.): *Glaciares, nieves y hielos de América Latina: cambio climático y amenazas*.

INGOEMINAS, Bogota, 2010.

Mann H.B.: Nonparametric tests against trend. *Econometrica*, 13(3), 245–259, 1945.

Marengo JA: Variations and change in South American streamflow. *Climatic Change*, 31(1), 99-117, 1995.

Mark, B.G., & Seltzer, G.O.: Tropical glacier meltwater contribution to stream discharge: a case study in the Cordillera Blanca, Peru. *J. Glaciol.*, 49(165), 271-282, 2003.

Mark, B.G., & Seltzer, G.O.: Evaluation of recent glacier recession in the Cordillera Blanca, Peru (AD 1962-1999): spatial distribution of mass loss and climatic forcing, *Quat. Sci. Rev.*, 24, 2265-2280, 2005.

Meyer, H.: In den Hoch-Anden von Ecuador, 2 vol., Dietrich Reimer-Ernst Vohsen, Berlin, vol.1, 522 p., vol.2, Atlas, 1907.

Morris, J.N., Poole, A.J., & Klein, A.G.: Retreat of tropical glaciers in Colombia and Venezuela from 1984 to 2004 as measured from ASTER and Landsat images, In: *Proc. 63rd Eastern Snow Conference*, Newark, Delaware, USA, 181-191, 2006.

Polissar, P.J., Abbott, M.B., Wolfe, A.P., Bezada, M., Rull, V., & Bradley, R.S.: Solar modulation of Little Ice Age climate in the tropical Andes, *P. Natl. Acad. Sci. USA*, 103(24), 8937-8942, doi:10.1073/pnas.0603118103, 2006.

Pouyaud, B., Zapata, M., Yerren, J., Gomez, J., Rosas, G., Suarez, W., & Ribstein, P.: On the future of the water resources from glacier melting in the Cordillera Blanca, Peru, *Hydrol. Sci. J.*, 50(6), 999-1022, 2005.

Poveda, G., & Pineda, K.: Reassessment of Colombia's tropical glaciers retreat rates: are they bound to disappear during the 2010-2020 decade? *Adv. Geosci.*, 22, 107-116, 2009.

Quintana-Gomez, R.A.: Trends of maximum and minimum temperatures in Ecuador and homogeneity evaluation during 1961–90. *6th International Conference on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography*, 3-7 April 2000, Santiago, Chile, 292-293, 2000.

Rabatel, A., Bermejo, A., Loarte, E., Soruco, A., Gomez, J., Leonardini, G., Vincent, C., & Sicart, J.E.: Relationship between snowline altitude, equilibrium-line altitude and mass balance on outer tropical glaciers: Glaciar Zongo-Bolivia, 16°S and Glaciar Artesonraju-Peru, 9°S, *J. Glaciol.*, 58(212), 1027-1036, doi: 10.3189/2012JoG12J027, 2012.

Rabatel, A., Castebrunet, H., Favier, V., Nicholson, L., & Kinnard, C.: Glacier changes in the Pascua-Lama region, Chilean Andes (29°S): recent mass-balance and 50-year surface area variations. *The Cryosphere*, 5, 1029-1041, doi:10.5194/tc-5-1029-2011, 2011.

Rabatel, A., Francou, B., Jomelli, V., Naveau, P., & Grancher, D.: A chronology of the Little Ice Age in the tropical Andes of Bolivia (16°S) and its implications for climate reconstruction, *Quat. Res.*, 70, 198-212, doi:10.1016/j.yqres.2008.02.012, 2008a.

Rabatel, A., Francou, B., Soruco, A., Gomez, J., Cáceres, B., Ceballos, J.L., Basantes, R., Vuille, M., Sicart, J.E., Huggel, C., Scheel, M., Lejeune, Y., Arnaud, Y., Collet, M., Condom, T., Consoli, G., Favier, V., Jomelli, V., Galárraga, R., Ginot, P., Maisincho, L., Mendoza, J., Ménégot, M., Ramirez, E., Ribstein, P., Suarez, W., Villacis, M. & Wagnon, P.: Current state of glaciers in the tropical Andes: a multi-century perspective on glacier evolution and climate change. *The Cryosphere*, 7, 81-102, 2013, www.the-cryosphere.net/7/81/2013/doi/10.5194/tc7-81-2013.

Rabatel, A., Jomelli, V., Naveau, P., Francou, B., & Grancher, D.: Dating of Little Ice Age glacier fluctuations in the tropical Andes: Charquini glaciers, Bolivia, 16°S, *C.R. Geosci.*, 337, 1311-1322, doi:10.1016/j.crte.2005.07.009, 2005.

Rabatel, A., Machaca, A., Francou, B., & Jomelli, V.: Glacier recession on the Cerro Charquini (Bolivia 16°S) since the maximum of the Little Ice Age (17th century), *J. Glaciol.*, 52 (176), 110-118, doi: 10.3189/172756506781828917, 2006.

Racoviteanu, A.E., Arnaud, Y., Williams, M.W., & Ordoñez, J.: Decadal changes in glacier parameters in the Cordillera Blanca, Peru, derived from remote sensing, *J. Glaciol.*, 54(186), 499-510, 2008.

Racoviteanu, A.E., Manley, W., Arnaud, Y., & Williams, M.W.: Evaluating digital elevation models for glaciologic applications: an example from Nevado Coropuna, Peruvian Andes, *Glob. Planet. Change*, 59(1-4), 110-125, 2007.

Ramirez, E., Francou, B., Ribstein, P., Descloitres, M., Guerin, R., Mendoza, J., Gallaire, R., Pouyaud, B., & Jordan, E.: Small glaciers disappearing in the tropical Andes: a case-study in Bolivia: Glaciar Chacaltaya (16°S), *J. Glaciol.*, 47(157), 187-194, 2001.

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., Simoes J., Stievenard M. : A new andean deep ice core from the Illimani (6350 m), Bolivia. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 212(3-4): 337-350, 2003.

Ramirez, J., Francou, B., Cadier, E., Ramirez, E., Soruco, A., Gomez, J., Cáceres, B., Maisincho, L., Guarnizo, L.F., Vargas, C.A., & Naranjo, J.L.: Uso de un GPR (Ground Penetrating Radar) en glaciares tropicales: Colombia, Ecuador y Bolivia. *Glaciares, nieves y hielos de América Latina: cambio climático y amenazas*. Lopez Arenas, C.D., & Ramirez Cadena, J., Eds. INGOEMINAS, Bogota, 137-164, 2010.

Reiss, W. & Stübel, A.: Reisen im Südamerika. Das Hochgebirge der Republik Ecuador, Petrographische Untersuchungen, 2 vol., Asher and Co, Berlin, 358 y 356 p, 1896-1898.

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

Ribstein, P., Tiriau, E., Francou, B., & Saravia, R.: Tropical climate and glacier hydrology: A case study in Bolivia, *J. Hydrol.*, 165, 221-234, doi:10.1016/0022-1694(94)02572-S, 1995.

Rodbell, D.T.: Lichenometric and radiocarbon dating of Holocene glaciation, Cordillera Blanca, Peru, *Holocene*, 2, 19-29, 1992.

Ronchail, J.: Variabilidad interannual de las precipitaciones en Bolivia, *Bull. Inst. Fr. Et. And.*, 46, 13-33, 1995.

Ronchail, J. & Gallaire, R.: ENSO and rainfall along the Zongo Valley (Bolivia) from the Altiplano to the Amazon Basin. *Int.J.Climatol.*, 26, 1223-1236, 2006.

Salzmann, N., Huggel, C., Rohrer, M., Silverio, W., Mark, B.G., Burns, P., & Portocarrero, C.: Glacier changes and climate trends derived from multiple sources in the data scarce Cordillera Vilcanota region, Southern Peruvian Andes, *The Cryosphere*, 7, 103-118, doi:10.5194/tc-7-103-2013, 2013.

Schotterer, U., Grosjean, M., Stichler, W., Ginot, P., Kull, C., Francou, B., Gäggeler, H.W., Gallaire, R., Hoffmann, G., Pouyaud, B., & Schwikowski, M.: Glacier and climate in the Andes between the Equator and 30°S. What is recorded under extreme environment conditions? *Climatic Change*, 59 : 157-175, 2003.

Schotterer, U., Stichler, W., & Ginot, P.: The influence of post-depositional effects on ice core studies: examples from the Alps, Andes, and Altaï. In "Earth Paleoenvironments: Records preserved in Mid- and Low-Latitude Glaciers." (L. De Wayne Ceciel, J. R. Green, and L. G. Thompson, Eds.), pp. 39-60. *Developments in Paleoenvironmental Research Series*. Kluwer Academic Publishers, 2004.

Seiler, C.: Implementation and validation of a Regional Climate Model for Bolivia. Version 1.2. Fundación Amigos de la Naturaleza (FAN-Bolivia), 38pp., 2009.

Seiler, C., Hutjes, R.W.A., & Kabat, P.: Climate Variability and Trends in Bolivia. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, 52, 130-146. doi: <http://dx.doi.org/10.1175/JAMC-D-12-0105.1>, 2013.

Seltzer, G.O.: Late Quaternary Glaciation of the Cordillera Real, Bolivia, *J. Quat. Sci.*, 7(2), 87-98, 1992.

Sicart, J.-E., Hock, R., Ribstein, P., Litt, M., & Ramirez, E.: Analysis of seasonal variations in mass balance and meltwater discharge of the Tropical Zongo Glacier by application of a distributed energy balance model, *J. Geophys. Res.*, 116, D13105, doi:10.1029/2010JD015105, 2011.

Sicart, J.-E., Hock, R. & Six, D.: Glacier melt, air temperature, and energy balance in different climates: The Bolivian Tropics, the French Alps, and northern Sweden. *J. Geophys. Res.*, 113, D24113, doi:10.1029/2008JD010406, 2008.

Sicart J.-E., Ribstein, P., Francou B., Pouyaud B., & Condom T.: Glacier mass balance of tropical Zongo glacier, Bolivia, comparing hydrological and glaciological methods. *Global and Planetary Change*, 2007, 59 (1-4): 27-36, 2007.

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

Sievers, W.: *Reisen im Peru und Ecuador*. Ausgeführt 1909, Dunker & Humlot, Munchen-Leipzig, 411 p., 1914.

Silverio, W., & Jaquet, J.-M.: Glacial cover mapping (1987-1996) of the Cordillera Blanca (Peru) using satellite imagery, *Remote Sens. Environ.*, 95, 342-350, 2005.

Solomina, O., Jomelli, V., Kaser, G., Ames, A., Berger, B., & Pouyaud, B.: Lichenometry in the Cordillera Blanca, Peru: "Little Ice Age" moraine chronology, *Glob. Planet. Change*, 59(1-4), 225-235, 2007.

Soruco, A.: *Medio siglo de fluctuaciones glaciares en la Cordillera Real y sus efectos hidrológicos en la ciudad de La Paz*. IRD, La Paz, 2012.

Soruco, A., Vincent, C., Francou, B., & Gonzalez, J.F.: Glacier decline between 1963 and 2006 in the Cordillera Real, Bolivia, *Geophys. Res. Lett.*, 36, L03502, doi:10.1029/2008GL036238, 2009a.

Soruco, A., Vincent, C., Francou, B., Ribstein, P., Berger, T., Sicart, J.-E., Wagnon, P., Arnaud, Y., Favier, V., & Lejeune, Y.: Mass balance of Glacier Zongo, Bolivia, between 1956 and 2006, using glaciological, hydrological and geodetic methods, *Ann. Glaciol.*, 50, 1-8, 2009b.

Stichler, W., Schotterer, U., Fröhlich, K., Ginot, P., Kull, C., Gäggeler, H. W., & Pouyaud, B.: The influence of sublimation on stable isotopes records from high altitude glaciers in the tropical Andes. *Journal of Geophysical Research* 106, 22613-22621, 2001.

Suarez, W., Chevallier, P., Pouyaud, B. & Lopez, P.: Modelling the water balance in the glacierized Paron's Lake basin (White Cordillera, Peru). *Hydrol. Sci. J.*, 53(1), 266-277, 2008.

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., & Francou, B. A 25000-year tropical climate history from Bolivian ice cores. *Science* 282, 1858-1864, 1998.

Thompson, L. G., Henderson, K. A., Mosley-Thompson, E., & Lin, P. N. The tropical ice core record of ENSO. El Niño and the southern oscillation, *Multiscale variability and Global and Regional impacts*. Diaz H. and Markgraf V. Eds., 325-356, 1999.

Thompson, L.G., Mosley-Thompson, E., Dansgaard, W., & Grootes, P.M.: The LIA as recorded in the stratigraphy of the tropical Quelccaya Ice Cap, *Science*, 234, 361-364, 1986.

Thompson, L.G., Mosley-Thompson, E., & Koci, J.F.: A 1500-year record of tropical precipitation in ice cores from the Quelccaya ice cap, Peru, *Science*, 229, 971-973, 1985.

Troll, C.: Studien zur vergleichenden Geographie der Hochgebirge der Erde. Bonner Mitteilungen, Bonn, Germany, 1941.

Unidad de Glaciología y Recursos Hídricos (UGRH): Inventario de glaciares, Cordillera Blanca, Perú. Autoridad Nacional del Agua, Huaraz, 81p, 2010.

Urrutia, R., & Vuille, M.: Climate change projections for the tropical Andes using a regional climate model: Temperature and precipitation simulations for the end of the 21st century, *J. Geophys. Res.*, 114, D02108, doi:10.1029/2008JD011021, 2009.

Vallejos, M.D., Cadier, E., Caceres, B.: Estimación de la variación de la cobertura glaciar y de los recursos hídricos en los glaciares del Antisana. Comunicación Oral, Quito oct. 08, IRD-EMAAP-Q-INAMHI, 7p. 2008.

Vergara, W., Deeb, A.M., Valencia, A.M., Bradley, R.S., Francou, B., Zarzar, A., Grünwaldt, A., & Haeussling, S.M.: Economic impacts of rapid glacier retreat in the Andes, *Eos*, 88, 261-264, 2007.

Villacís, M.: Ressources en eau glaciaire dans les Andes d'Equateur en relation avec les variations du climat : le cas du volcan Antisana. Ph.D. Thesis, University of Montpellier II, France, 231p., 2008.

Vimeux, F., Ginot, P., Schwikowski, M., Vuille, M., Hoffmann, G., Thompson, L.G., & Schotterer, U.: Climate variability during the last 1000 years inferred from Andean ice cores: A review of methodology and recent results, *Palaeogeogr. Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 281, 229-241, doi:10.1016/j.palaeo.2008.03.054, 2009.

Vuille, M., & Bradley, R.S.: Mean annual temperature trends and their vertical structure in the tropical Andes, *Geophys. Res. Lett.*, 27, 3885-3888, 2000.

Vuille, M., Bradley, R.S., Francou, B., Kaser, G. & Mark, B.M.: Climate change in the tropical Andes-Impacts and consequences for glaciation and water resources. Part 1: The scientific basis. A report for the CONAM and the World Bank, 70 p, 2007.

Vuille, M., Bradley, R.S., & Keimig, F.: Interannual climate variability in the Central Andes and its relation to tropical Pacific and Atlantic forcing, *J. Geophys. Res.*, 105, 12447-12460, 2000.

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

Vuille, M., Francou, B., Wagnon, P., Juen, I., Kaser, G., Mark, B.G., & Bradley, R.S.: Climate change and tropical Andean glaciers: Past, present and future, *Earth-Sci. Rev.*, 89, 79-96, doi: 10.1016/j.earscirev.2008.04.002, 2008a.

Vuille, M., Kaser, G., & Juen, I.: Glacier mass balance variability in the Cordillera Blanca, Peru and its relationship with climate and the large-scale circulation, *Glob. Planet. Change*, 62, 14-28, 2008b.

Wagnon, P., Ribstein, P., Francou, B., & Pouyaud, B.: Annual cycle of energy balance of Zongo Glacier, Cordillera Real, Bolivia, *J. Geophys. Res.*, 104(D4), 3907-3923, 1999.

Wagnon, P., Ribstein, P., Francou, B. & Schuler, T.: Flow separation on Zongo Glacier, Cordillera Real, Bolivia. *Hydrological Processes*, 12, 1911-1926, 1998.

Wagnon, P., Ribstein, P., Francou, B., & Sicart, J.E.: Anomalous heat and mass balance budget of Glaciar Zongo, Bolivia, during the 1997/98, El Nino year, *J. Glaciol.*, 47 (156), 21-28, 2001.

WGMS: Glacier Mass Balance Bulletin #11 (2008-2009). Zemp, M., Nussbaumer, S.U., Gärtner-Roer, I., Hoelzle, M., Paul, F., and Haeberli, W. (eds.), ICSU(WDS)/IUGG(IACS)/UNEP/UNESCO/WMO, World Glacier Monitoring Service, Zurich,

Switzerland, 102p., 2011.

Xu, Z., Liu, Z., Fu, G., Chen, Y.: Trends of major hydroclimatic variables in the Tarim River basin during the past 50 years. *Journal of Arid Environment*, 74(2), 256-267, 2010.

Yue, S., Pilon, P.: A comparison of the power of the t test, Mann-Kendall and bootstrap tests for trend detection. *Hydrological Science Journal*, 49(1), 21–37, 2004.

Zambrano-Barragán, C., Zevallos, O., Villacís, M., & Enríquez, D.: Quito's Climate Change Strategy: A Response to Climate Change in the Metropolitan District of Quito, Ecuador. In K. Otto-Zimmermann (Ed.), *Resilient Cities* (Vol. 1, pp. 515–529). Springer Netherlands. doi:10.1007/978-94-007-0785-6_51, 2011.



Con el apoyo de:



BANCO MUNDIAL



GFDRL
Global Facility for Disaster Reduction and Recovery

