

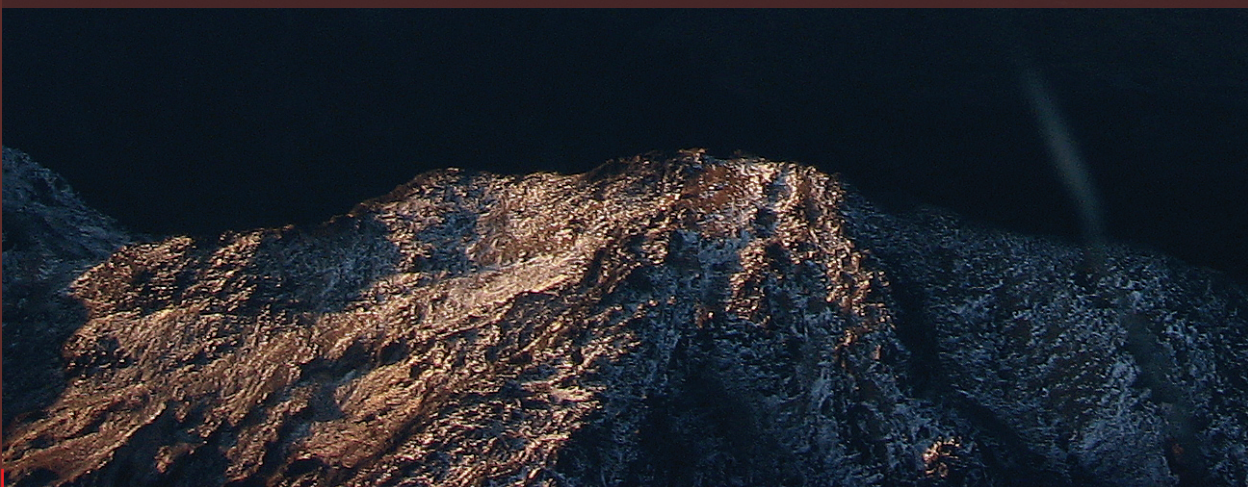


COLECCION
GLACIARES, NEVADOS
Y MEDIO AMBIENTE

Glaciares, nieves y hielos de América Latina

Cambio climático y amenazas

César David López Arenas
Jair Ramírez Cadena
Compiladores



COLECCIÓN GLACIARES, NEVADOS Y MEDIO AMBIENTE

**Glaciares, nieves y hielos de América Latina.
Cambio climático y amenazas**

**Glaciares, nieves y hielos de América Latina.
Cambio climático y amenazas**

Glaciares, nieves y hielos de América Latina. Cambio climático y amenazas

Parte 1
Glaciares y cambio climático

Parte 2
Glaciares y amenazas

César David López Arenas
Jair Ramírez Cadena
Compiladores



INGEOMINAS
INSTITUTO COLOMBIANO
DE GEOLOGÍA Y MINERÍA

República de Colombia

MINISTERIO DE MINAS Y ENERGÍA
Instituto Colombiano de Geología y Minería, INGEOMINAS

Hernán Martínez Torres
Ministro de Minas y energía

Mario Ballesteros Mejía
Director General

Edwin González Moreno
Secretario General

César David López Arenas
Director Técnico del Servicio Geológico

José Fernando Ceballos Arroyave
Director Técnico del Servicio Minero

Orlando Navas Camacho
Subdirector de Geología Básica

Marta Lucía Calvache
Subdirectora de Amenazas Geológicas y Entorno Ambiental

© Instituto Colombiano de Geología y Minería

© Cada autor de los artículos

ISBN: 978-958-97896-9-8

César David López Arenas
Jair Ramírez Cadena
Compiladores

Coordinación editorial
Luis Eduardo Vásquez Salamanca

Diseño y diagramación
Andrés Leonardo Cuéllar Velásquez

Imagen de carátula
Nevado del Huila, Colombia
Archivo INGEOMINAS

Impresión Digital

BOGOTÁ, COLOMBIA

2010

CONTENIDO

PRESENTACIÓN

II

DECLARACIÓN DE MANIZALES SOBRE “GLACIARES Y CAMBIO CLIMÁTICO”

13

PARTE 1 GLACIARES Y CAMBIO CLIMÁTICO

**El retroceso glaciar del volcán Nevado Santa Isabel
y su incidencia hídrica en la ciudad de Pereira**

Alejandro Llinás Tamayo
Félix Ignacio Meneses Arias

19

Análisis del retroceso del glaciar Vinciguerra en Tierra del Fuego

Rodolfo Iturraspe
Adriana Urciuolo
Jorge Strelin
Rodrigo Iturraspe
Sergio Camargo
José Pacheco

61

**Variaciones glaciares y disponibilidad de agua en la cordillera Blanca
del Perú desde hace 40 años**

Thomas Condom
Wilson Suárez
Alejo Cochachin Rapre
Jesús Gómez

77

**Glaciares Santa Isabel y el Cocuy (Colombia):
seguimiento a su dinámica durante el período 2006-2008**

Jorge Luis Ceballos
Eduardo Tobón
Milton Arias
Jorge Carvajal
Ómar López
Víctor Buitrago
Joaquín Valderrama
Jair Ramírez

91

**Cambio climático y glaciares:
de la alerta temprana a la comprensión de los ecosistemas de alta montaña**
Rodney Martínez Güingla

115

**Evolución de los glaciares en los Andes venezolanos:
glaciares de los picos Humboldt y Bonpland**
Eduardo Carrillo
Santiago Yépez

123

**Uso de un GPR (Ground Penetrating Radar) en glaciares tropicales:
Colombia, Ecuador y Bolivia**

Jair Ramírez Cadena
Bernard Francou
Eric Cadier
Édson Ramírez
Álvaro Soruco
Jesús Gómez
Bolívar Cáceres
Luis Maisincho
Luis Fernando Guarnizo
Carlos Alberto Vargas
José Luis Naranjo

137

**Potential of Cbers-2b High Resolution Camera (HRC)
in Snowcover Identification**

Rafael Ribeiro
Jorge Arigony-Neto
Ulisses Franz Bremer
Jefferson Cardia Simões
Edson Ramírez

165

**Acondicionamiento físico previo a la altitud
y la marcha en montañas con predominio de suelo volcánico inestable**

Elkin Porfirio González Morales
Santiago Ramos Bermúdez

171

**Desaparición de los glaciares en el Parque Nacional de los Nevados en Colombia.
Caso Santa Isabel y su investigación glaciografométrica**

Javier González
Ekkehard Jordan
Diana Blanco
Katty Castillo
Facundo Ponce de León
José Torres
Fabio Vélez

181

Reconstrucción climática en la Sierra Nevada del Cocuy desde la última edad de hielo mediante un MDT de alta resolución

José L. Torres
Javier González
Ekkehard Jordan
Luis N. Parra

193

PARTE 2
GLACIARES Y AMENAZAS

Monitoreo hidrometeorológico de los glaciares del Parque Nacional Natural Los Nevados

Fernando Mejía Fernández
Blanca A. Botero Hernández

211

Evaluación geométrica del casquete glaciar del volcán Cotopaxi usando fotogrametría digital

Bolívar Cáceres
Ekkehard Jordan
Lars Ungerechts
Bernard Francou
Arturo Peñafiel

225

Ortofotomapa del Chimborazo y su valor como diagnóstico para cambios climáticos en relación con otros glaciares tropicales

Ekkehard Jordan
Javier González
Katty Castillo
José Torres
Lars Ungerechts
Fabio Vélez
Diana Blanco
Marco Cruz

239

Aspectos relevantes de la actividad del Volcán Nevado del Ruiz. 1985-2008

John Makario Londoño B.

261

Erupciones del volcán Nevado del Huila (Colombia) en febrero y abril de 2007 y cambios en su masa glaciar

Bernardo Pulgarín
Carlos E. Cardona
Cristian C. Santacoloma
Adriana Agudelo
Marta Calvache
María L. Monsalve

279

Observaciones geodésicas satelitales GPS y monitoreo del cambio global

Héctor Mora Páez

Sergio López Isaza

307

Red de detectores de flujos de lodo en las cuencas de los ríos

Páez y Símbola, Nevado del Huila

Jaime Raigosa

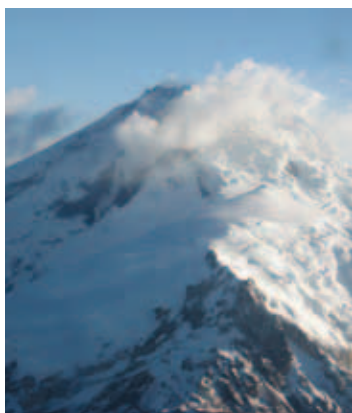
Fabiola Patricia Rodríguez

Alma Jimena Casas

Luis Eduardo Vélez

327

PRESENTACIÓN



El Programa Hidrológico Internacional de la Unesco ha venido apoyando año tras año, desde el 2004, los encuentros de investigadores del Grupo de Trabajo de Nieves y Hielos de América Latina. En este orden de ideas, y luego de haber realizado eventos sobre balance de masas, hidroglaciología, meteorología, prospección geofísica, sensores remotos y otros temas afines, el grupo GTNH coordinó el VII Encuentro de Investigadores del Grupo de Trabajo de Nieves y Hielos para

América Latina, realizado en la ciudad de Manizales (Colombia), del 28 al 30 de agosto de 2008, con la participación de representantes de Alemania, Argentina, Chile, Brasil, Bolivia, Colombia, Ecuador, Francia, México, Perú y Venezuela.

Para el desarrollo del evento se contó con el apoyo de instituciones de los ámbitos regional y nacional, tales como el Instituto Colombiano de Geología y Minería (INGEOMINAS), el Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales de Colombia (Ideam), la Corporación Regional de Caldas (Corpocaldas), la gobernación de Caldas, la alcaldía de Manizales, la Oficina de Parques Nacionales Naturales de Colombia, la Universidad de Caldas, Aguas de Manizales, y de entidades internacionales como la Unesco, el PHI-Unesco, el Instituto de Hidráulica y de Hidrología de la Universidad Mayor de San Andrés (IHH-Umsa), Bolivia, al igual que el Instituto de In-

investigación para el Desarrollo (IRD) y el Ministerio de Asuntos Extranjeros y Europeos, ambos de Francia.

Los investigadores y especialistas invitados hablaron en sus conferencias sobre temas de gran importancia y actualidad, como la identificación, evaluación, evolución y retroceso glaciar en cada uno de los nevados y volcanes de la región latinoamericana, en especial haciendo énfasis en cuanto que estos cuerpos glaciares son muy sensibles a la variabilidad climática y son los mayores indicadores de cambio climático; Igualmente, expusieron estudios para el diagnóstico, inventario, monitoreo e identificación de amenazas para el medio ambiente, entre los que se destacan flujos de lodo generados a partir de avalanchas de hielo o erupciones en los volcanes con capa glaciar.

Así mismo, describieron técnicas, métodos e instrumentos (fotogrametría digital, ortofotomapa, evaluación geométrica, *software*, radar, redes de estaciones permanentes con propósitos geodinámicos, entre otros) que permiten analizar los comportamientos y causas de la disminución de la masa glaciar, fundamentalmente a partir de la década de los cincuenta.

Todas estas ponencias se recogen en *Glaciares, nieves y hielos de América Latina. Cambio climático y amenazas*, que tenemos el gusto de presentar hoy a ustedes, en el que los autores de cada estudio dan recomendaciones y hacen llamados a instituciones, gobiernos y comunidad en general para crear programas de prevención y preservación de los glaciares latinoamericanos.

No proteger los glaciares significará que muchos pueblos y ciudades localizados al pie de la cordillera, que necesitan el agua de las montañas que proviene de los glaciares y de la nieve acumulada cada año, afrontarán problemas para desarrollar la agricultura y la ganadería, para generar energía y para el consumo humano; además, tendrán mayores dificultades para adaptarse a los efectos del cambio climático.

Como conclusión, y con el ánimo de contribuir a un mejor conocimiento de los efectos del cambio climático en nuestro entorno de alta montaña, el Grupo de Trabajo de Nieves y Hielos de la Unesco (GTNH-PHI-LAC Unesco), en reunión, al cierre del encuentro, emitió la declaración de Manizales sobre “Glaciares y cambio climático”, dirigida a los tomadores de decisiones y al público en general, para que reflexionemos sobre el uso que le estamos dando a nuestros recursos naturales. ■

DECLARACIÓN DE MANIZALES SOBRE “GLACIARES Y CAMBIO CLIMÁTICO”

VII Encuentro de Investigadores del
Grupo de Trabajo de Nieves y Hielos para
América Latina y el Caribe

Con fecha 28 de agosto de 2008 se ha reunido en Manizales, Colombia el Grupo de Trabajo de Nieves y Hielos del Programa Hidrológico Internacional de Unesco con la presencia de investigadores de Alemania, Argentina, Bolivia, Brasil, Colombia, Chile, Ecuador, Francia, México, Perú y Venezuela. Los participantes representan a instituciones de gobierno, universidades, centros de investigación y organizaciones internacionales. La reunión tuvo el apoyo de PHI-Unesco, Ingeominas, Ideam, Corpocaldas, Aguas de Manizales, Alcaldía de Manizales, Gobernación de Caldas, Oficina de Parques Nacionales de Colombia, la Universidad de Caldas, la Unidad GreatIce del Instituto de Investigación para el Desarrollo de Francia, el IHH de la Universidad Mayor de San Andrés y el Ministerio de Asuntos Extranjeros y Europeos de Francia.

Durante la reunión se presentó evidencia de todos los países andinos y de México del fuerte retroceso glaciar, que se manifiesta con especial intensidad desde las últimas tres décadas por consecuencia del calentamiento atmosférico, advirtiendo un aumento de las tasas de retroceso y pérdida de espesor, lo que ha llevado a la desaparición de numerosas unidades, en tanto que la mayoría de los remanentes más pequeños han reducido en este período su superficie en más del 50%, con proporciones aún mayores de pérdida de volumen.

Los glaciares de las zonas tropicales presentan especiales evidencias de vulnerabilidad al cambio climático y en particular a la ocurrencia del fenómeno El Niño. Al presente sólo dos montañas de México presentan glaciares con reducción mayor al 20% en 50 años; en Sudamérica numerosos glaciares tropicales andinos de pequeña magnitud han desaparecido: 145 casos registrados sólo en la cordillera Blanca del Perú entre 1970 y 2003 y una reducción total del 26% de la superficie glaciar. En Ecuador, los inventarios de 1997 y 2006 indican una

reducción del 27% ; en Colombia, en los últimos diez años la reducción es del 2 al 5 % anual, en tanto que en Venezuela sólo quedan relictos de los glaciares que ocuparon la cordillera de Mérida, luego de la pérdida del 87% de la superficie englasada en los últimos 50 años. En Bolivia desaparecieron pequeños glaciares como el Chacaltaya y hay preocupación ante la pérdida de masa de los que aportan a las fuentes de agua de la ciudad de La Paz y a la generación de energía hidroeléctrica. En la cordillera Norte y Central de Chile y Argentina los glaciares Echaurren y Piloto, monitoreados desde la década del 70 incrementaron sus pérdidas de masa desde 1980. En esta zona, los glaciares y la nieve estacional aportan a la irrigación, que es soporte de la economía regional.

En los Campos de Hielo Patagónico Norte y Sur (CHPN, CHPS), que conforman la mayor reserva de hielo de América Latina la tasa anual de contribución a la elevación del nivel del mar en 2000-2005 es más del doble de la de 1975-2000, observándose retroceso de más de 10 km en varios glaciares. Los pequeños glaciares del sector Argentino de Tierra del Fuego pierden entre 0,5 y 1,0 m de espesor al año, con reducción de superficie del 50% desde 1970, en tanto que en el sector chileno los más afectados han sido los situados en la vertiente Norte de Cordillera Darwin.

En base a los resultados presentados, los representantes del Grupo de Trabajo de Nieves y Hielos, y los participantes que se adhieren a este documento declaramos lo siguiente:

1. Concordamos en que existe evidencia inequívoca en todos los países andinos y en México del generalizado retroceso glaciar que está ocurriendo, magnificado en las últimas décadas, en las que se han acelerado las tasas de retroceso y de derretimiento de los hielos en prácticamente toda la región, lo que incluso ha resultado en la extinción de pequeños glaciares.
2. En escenarios futuros de cambio climático, se prevé que muchos de los pequeños glaciares de montaña ubicados en zonas de baja altitud desaparecerán en pocas décadas. La magnitud de los cambios en los glaciares es tal que el supuesto tradicional que los recursos hídricos provenientes de los hielos se mantendrán en el futuro ya no es válido sino que en muchos casos es preciso reevaluar dichas proyecciones en la planificación de obras de infraestructura hidráulica y del uso racional del los recursos hídricos.

3. Hacemos énfasis en la necesidad de mejorar el entendimiento de los glaciares latinoamericanos, ya que son fuente esencial de recursos hídricos; tienen un rol fundamental como testigos de los cambios climáticos del pasado y como sensibles indicadores del clima actual; el calentamiento climático provoca mayores riesgos asociados a glaciares, tal como inestabilidad en zonas de montaña y crecidas glaciales; cambios en los ecosistemas y el derretimiento de los hielos contribuye directamente al aumento del nivel del mar en forma global.
4. Los países en vías de desarrollo son más vulnerables a los efectos negativos del cambio climático debido a su menor capacidad de adaptación. Asimismo se presenta un notable desequilibrio geográfico en los datos y literatura científica sobre cambios observados, con marcada escasez en los países menos desarrollados, incluyendo Latinoamérica. Por lo tanto, es indispensable propiciar y fortalecer los estudios sobre nieves y hielos a nivel regional y nacional.
5. Frente a las consecuencias del cambio climático es necesaria una mayor toma de conciencia por parte de todos los actores y en todos los niveles para desarrollar una cultura de prevención, preservación, mitigación y adaptación, considerando que los gobiernos deben establecer estrategias de carácter inmediato.

Dado en Manizales a los 28 días del mes de agosto de 2008

Firmas:



Ing. Rodolfo Iturraspe
Representante Argentina



Dr. Gimno Casassa
Representante Chile



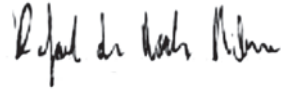
Dr. Edson Ramírez
Representante Bolivia



Ing. Marcos Zapata
Representante Perú



Ing. Bolívar Cáceres
Representate Ecuador



Ing. Rafael Riviero
Representante Brasil



Dr. Eduardo Carrillo
Representante Venezuela



Top. Jair Ramírez
Representante Colombia



Dr. Hugo Delgado
Representante México



Ing. Jorge Luis Ceballos
IDEAM, Colombia



Dr. Ekkehard Jordan
Universidad Henrich-Heine, Alemania

Parte 1

GLACIARES Y CAMBIO CLIMÁTICO

El retroceso glaciar del volcán Nevado Santa Isabel y su incidencia hídrica en la ciudad de Pereira

Análisis del retroceso del glaciar Vinciguerra en Tierra del Fuego

Variaciones glaciares y disponibilidad de agua en la cordillera Blanca del Perú desde hace 40 años

Glaciares Santa Isabel y el Cocuy (Colombia): seguimiento a su dinámica durante el período 2006-2008

Cambio climático y glaciares: de la alerta temprana a la comprensión de los ecosistemas de alta montaña

Evolución de los glaciares en los Andes venezolanos: glaciares de los picos Humboldt y Bonpland

Uso de un GPR (Ground Penetrating Radar) en glaciares tropicales: Colombia, Ecuador y Bolivia

Potential of Cbers-2b High Resolution Camera (HRC) in Snowcover Identification

Acondicionamiento físico previo a la altitud y la marcha en montañas con predominio de suelo volcánico inestable

Desaparición de los glaciares en el Parque Nacional de los Nevados en Colombia. Caso Santa Isabel y su investigación glaciofotogramétrica

Reconstrucción climática en la Sierra Nevada del Cocuy desde la última edad de hielo mediante un MDT de alta resolución

EL RETROCESO GLACIAR DEL VOLCÁN NEVADO SANTA ISABEL Y SU INCIDENCIA HÍDRICA EN LA CIUDAD DE PEREIRA¹

Alejandro Llinás Tamayo
Félix Ignacio Meneses Arias²

Resumen

Actualmente, las masas glaciares a nivel mundial presentan un marcado retroceso, causado por un proceso de cambio climático global.

En este proyecto de investigación se establece y desarrolla de manera integral una metodología, con el objetivo de aproximarse al análisis de la relación entre el retroceso glaciar del volcán Nevado Santa Isabel y el impacto hídrico que este fenómeno produce en el abastecimiento de agua en la ciudad de Pereira. Utilizando técnicas y herramientas fotogramétricas, imágenes de satélite, sistemas de información geográfica y trabajo de campo, se generaron mapas y modelos digitales de terreno en los cuales se obtuvieron productos que muestran la evolución del fenómeno de retroceso glaciar del Nevado Santa Isabel, tanto en área como en volumen. A partir de éstos se determina el margen de aporte hídrico de este glaciar a la capital del departamento de Risaralda.

El glaciar del Nevado Santa Isabel ha aportado entre 1959 y 1995 un 0,32% del caudal anual promedio que suministra el río Otún a la ciudad de Pereira, y actualmente una parte del caudal drenado por la laguna del Otún en dos meses equivale a un 0,07%. El conocimiento de los aportes hídricos para la ciudad de Pereira por parte del glaciar y la cuenca alta del río Otún permitirá tomar medidas y realizar acciones dirigidas al manejo adecuado y racional del recurso agua, vital para el funcionamiento de toda comunidad

¹ Este resumen forma parte del trabajo de grado presentado por los autores para optar al título de geógrafo en la Universidad Nacional de Colombia, en septiembre de 2004.

² Geógrafos.

Abstract

Actually, glacier masses around the world present an impressive recession caused by a process of climate change.

A methodology has been established and developed in this research, with the purpose to approximate and analyze the relation between the process of glacier recession of the volcán Nevado Santa Isabel and the hydrologic impact that this phenomenon produces in the Pereira city water supply. Using photogrammetric, satellite imaging, GIS and field work techniques, maps and digital models were generated to obtain results that showed the development of glacier recession at the Nevado Santa Isabel in area and volume. With these data, a margin of water contribution by this glacier to the city of Pereira was established

The Nevado Santa Isabel glacier supplied 0.32% from the total volume of water that the river Otún supplied to Pereira city between 1959 and 1995 and at the present, part of the volume of water that drained from the “laguna del Otún” equals to a 0.07% in two months. The knowledge of the hydrologic contribution to Pereira city from the Nevado Santa Isabel glacier and the high basin of Otún river may conduct to decisions and actions oriented to the rational and adequate management of the water resource, which is vital for the proper functioning of a particular community.

Introducción

Los glaciares de alta montaña son uno de los elementos constitutivos de las cuencas hidrográficas en la franja que comprende la alta montaña de los Andes sudamericanos.

Para el caso específico de las características hidrogeomorfológicas de la microcuenca de la laguna del Otún se identifican modelados glaciares y volcánicos, donde se presenta un fenómeno de retroceso glaciar del Nevado de Santa Isabel, al que se han referido autores como Euscátegui (2003), Flórez (1992), Linder (1990), entre otros.

Según los ciclos glacial-interglacial nos encontramos al final de un periodo interglacial, denominado Holoceno superior, con un incremento de la temperatura de la atmósfera terrestre en el contexto de un cambio climático global. Este fenómeno, según varios autores, se está reforzando con acciones

de tipo antrópico, como el incremento en las emisiones de CO₂ producto de la combustión y uso de diferentes hidrocarburos, y otras formas de energía; dichas actividades dilatan el efecto invernadero. Según Ludevid (1992), el IPCC (1992) y el Ideam (2000), entre otros, se estima que para la segunda mitad del siglo XXI la temperatura aumentaría aproximadamente 1 °C a nivel del mar y hasta 6 °C en la alta montaña y las latitudes altas; cabe anotar que registros de incremento en la temperatura global, regional y local, han venido presentando una pesquia constante y una difusión progresiva, a partir de la segunda mitad del siglo XIX.

Una de las evidencias más claras de los cambios climáticos son los procesos de conformación y desaparición de masas glaciares en la superficie continental. Para el territorio colombiano, el retroceso glaciar lo han registrado Flórez (1992) y Linder (1991), quienes argumentan que en los últimos 40 años el área cubierta por el glaciar del volcán Nevado de Santa Isabel se redujo a la cuarta parte y el volumen a un sexto.

Dentro del área circundante del nevado se ubica la laguna del Otún, y por ser éste el punto inicial de concentración de aguas de la cuenca del río Otún, actúa como parte de la regulación del balance hídrico de ésta. Así se podría afirmar que el caudal inicial del río Otún se compone de dos aportes de agua principales: la precipitación, ya sea de agua o nieve, y el fenómeno de ablación o deshielo del flanco suroccidental del glaciar del Nevado de Santa Isabel. Así, consideramos que el fenómeno de retroceso del glaciar Santa Isabel incide en la cantidad de agua drenada del río Otún, tanto en su nacimiento como en la ciudad de Pereira.

Objetivo general

Evidenciar los efectos que el retroceso del glaciar de Santa Isabel ha producido sobre el caudal que recoge la microcuenca de la laguna del Otún para unos periodos de tiempo determinados, y después observar la relevancia en porcentaje de agua que estos caudales tienen en el abastecimiento de agua por parte del río Otún a la ciudad de Pereira.

Objetivos específicos

Determinar el volumen de agua aportado por el casquete glaciar del Nevado Santa Isabel a la cuenca del río Otún entre 1959 y 1995, con base en análisis fotogramétricos.

Estimar la cantidad de agua que el glaciar del Nevado Santa Isabel aporta a la laguna del Otún entre el final de una temporada lluviosa y la parte media de la siguiente temporada seca, con base en información topográfica y climatológica de la microcuenca de la laguna del Otún

Evaluar y comparar los aportes glaciares producto del retroceso, frente a los caudales aforados en la estación limnigráfica o limnimétrica más próxima a la bocatoma del acueducto de la ciudad de Pereira, para observar y analizar la relevancia en porcentaje de agua que la microcuenca de la laguna del Otún aporta al total del caudal que recibe la ciudad.

Desarrollar información primaria sobre la dinámica glaciar, que permita establecer la relación entre el glaciar del Nevado Santa Isabel, la microcuenca de la laguna del Otún y la ciudad de Pereira, demandante del recurso hídrico.

Incrementar la información hídrica de la cuenca alta del río Otún, mínima o inexistente actualmente para alturas *in situ* mayores de 3000 metros.

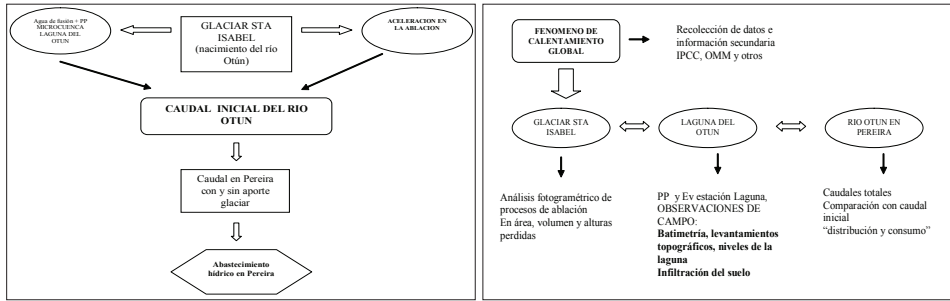
Metodología

El trabajo se basa conceptualmente en las relaciones e interacción de un cambio climático global, y su incidencia en uno de los elementos estructurantes de la cuenca del río Otún, el glaciar del Nevado Santa Isabel, el cual es determinante en la interacción del subsistema hidrológico sobre la sustentabilidad de una comunidad humana: la ciudad de Pereira. Se analizará y comprenderá la dinámica de algunos componentes de la microcuenca de la laguna del Otún para aproximarse a la relevancia hídrica de éstos sobre la ciudad de Pereira. A continuación se muestran los elementos y relaciones que componen metodológicamente el estudio:

Marco conceptual

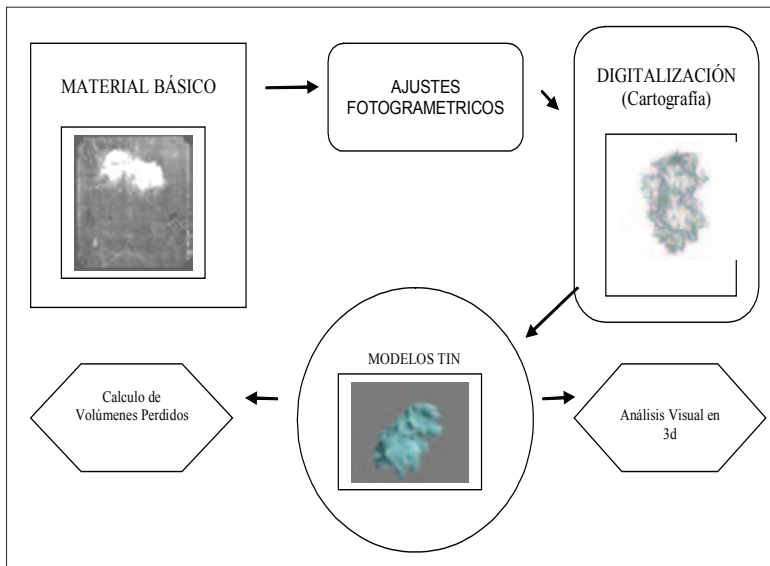
Según los objetivos planteados, el trabajo se enfocaría en las variables: ablación del casquete glaciar, balance hidrológico de la microcuenca de la laguna del Otún, y abastecimiento y oferta hídrica del río Otún a Pereira.

El enfoque temporal del trabajo se divide en dos partes principales: 1) El análisis del retroceso del casquete glaciar y su equivalente en volumen de agua, según dos épocas diferentes monitoreadas en fotografías aéreas (1959 y 1995), siendo un registro de dos momentos, en un rango de 36 años. 2) Determinación del aporte de agua del Nevado Santa Isabel a la laguna del



Otún (por lo tanto al caudal del río Otún) entre el final de la segunda temporada lluviosa de 2003 (finales de noviembre) y mediados de la primera temporada seca de 2004 (finales de enero). Paralelamente, se compararán los volúmenes de agua aportados por el glaciar con los volúmenes de agua que determinan la oferta hídrica del río Otún a la ciudad de Pereira. De manera complementaria, se actualizará la información sobre el estado del casquete glaciar del Nevado Santa Isabel para el 2004 con respecto a variables como el área y el comportamiento del agua de fusión en la microcuenca de la laguna del Otún, entre otros.

Esquema metodológico



Esquema operativo

Tabla 1. Puntos de control base para ajustes fotogramétricos.

Puntos	Norte	Este	Altitud
BASE	1.024.151,08	855.498.679	4.614.289
PCEN	1.023.004,55	855.094.283	4.560.158
PEST	1.022.859,17	856.783.114	4.694.528
PNOW	1.025.096,14	855.995.160	4.616.492
PSR	1.021.671,74	854.566.777	4.511,63

Ajustes fotogramétricos relativo y absoluto de los modelos estereoscópicos

A partir del material básico se procedió a realizar la restitución fotogramétrica de dos modelos estereoscópicos por cada año de toma de fotografías.

La restitución se hizo en la empresa FAL (Fotogrametría Analítica Ltda.), que cordialmente facilitó un instrumento analógico de marca Zeiss referencia PG 3 N.º 21453.

Es preciso aclarar que para la realización de los ajustes absolutos (ajustar las fotografías aéreas con respecto a unos orígenes de coordenadas planas, para que de esta manera todos los puntos del modelo estereoscópico queden georreferenciados en coordenadas norte, este y altitud), hubo que apoyarse en puntos de control obtenidos de la cartografía 1:25.000 Igac (puntos de control gráfico), de la zona ocupada por la fotografía. Esto se debió a que los puntos de control obtenidos por Ideam-INGEOMINAS, en primer lugar no abarcan la totalidad de los modelos estereoscópicos, lo cual hace que la triangulación quede desproporcionada. En segundo término, estos puntos de control se marcaron en la fotografía aérea de manera “aproximada” por las personas que los obtuvieron.

El ajuste de los modelos correspondientes a las fotografías aéreas de 1995 se hizo sobre la base de los puntos de control de Ideam-INGEOMINAS y los puntos de control gráfico con números 826 y 828.

Cabe precisar que con base en los ajustes con las fotografías de 1995 se obtuvieron nuevos puntos de control para las fotografías de 1959 y de esta manera complementar la triangulación de los modelos estereoscópicos.

Digitalización de isohipsas, límites glaciares y cuenca glaciar que drena a la laguna del Otún

Tomando como base los ajustes fotogramétricos nombrados anteriormente se realizó la cartografía a una escala de 1:15.000. Aunque según los ajustes absolutos los errores residuales obtenidos no permiten esta precisión, el objetivo principal de este trabajo era obtener los volúmenes y áreas perdidas de cobertura glaciar comparando los dos años de fotografías aéreas y no realizar la cartografía oficial de la zona en relación con unas coordenadas planas.

En primer lugar, la cartografía no puede tomarse como de alta precisión con respecto a coordenadas planas o geográficas, y en segundo término, según los ajustes relativos (aquel que elimina el paralaje del modelo estereoscópico), es posible realizar la cartografía a escala 1:15.000 con curvas de nivel cada diez metros, ya que la morfología del terreno no varía por ajustes absolutos, lo mismo que la diferenciación entre alturas tampoco es variable en relación con la distancia en la vertical, sino con respecto al nivel del mar. Finalmente, de acuerdo con los ajustes basados en la triangulación con los puntos disponibles fue posible realizar dos mapas con puntos en común para sus ajustes, lo que resulta en una georreferenciación común mas no precisa según unos orígenes.

Es importante aclarar, entonces, que a las curvas de nivel se les asignó una altura nominal lo más aproximada a la realidad, pero con un nivel de error de más de diez metros en promedio, lo cual no debe ser fiable para establecer con precisión la altura a la cual se encuentra el borde glaciar o sus cimas.

Algunas observaciones sobre la digitalización de la cartografía son las siguientes:

- Se realizó en el *software* Cadmap y posteriormente se convirtió a los formatos .DWG y .DXF.
- Los sectores donde no existe continuidad de curvas de nivel secundarias se deben a fuertes taludes o escarpes que no permiten que el cursor del instrumento pueda colocarse sobre el terreno, así que se decidió no poner curvas de nivel y de esta manera evitar una generalización del terreno.

Según Linder (1993), para que el efecto estereoscópico se conserve y el cursor pueda colocarse en forma segura, debe existir una mínima estructura en la

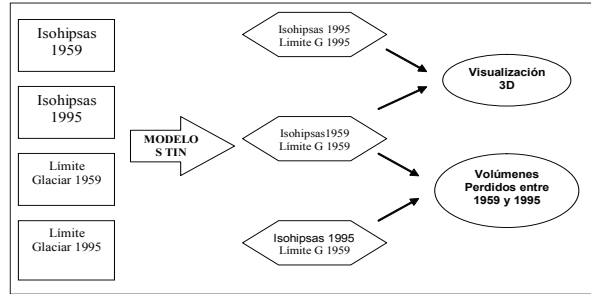
superficie, esto es un cierto contraste. Una superficie de nieve absolutamente uniforme y blanca no puede evaluarse ya que en ésta se pierde la impresión espacial. Problemáticas son en especial las regiones de nieve reciente, no sólo por el contraste extremadamente bajo, sino también por el espesor de la capa temporal de nieve en el momento del sobrevuelo, puesto que falsea los valores reales de altura; por el contrario, pueden medirse muy bien los bordes de los glaciares, sobre todo las lenguas. Éstos se encuentran frecuentemente libres de nieve nueva y contienen densos y bien visibles sistemas de grietas, los cuales son reconocibles aun si están cubiertos de nieve, y que dan lugar a la aparición de sombras y, por ende, de una buena estructura de la superficie.

- A partir de lo anterior y para la restitución de los modelos del año de 1995 a partir de la curva de nivel con altura de 4850 metros se trazaron isohipsas aproximadas debido a la cobertura de nieve reciente.
- Para la restitución de 1959 no se presentaron estos problemas. Es preciso reiterar que para la toma de fotografías aéreas de un glaciar, aparte de realizarse sin cobertura de nubes, también debe hacerse a finales o mediados de una época seca del año, debido a que el glaciar se encuentra en su mayoría descubierto de nieve reciente acumulada que genere errores en la interpretación y, por tanto, en el trazo del límite glaciar y las isohipsas sobre su superficie.
- Para el trazo de la divisoria de aguas que define la porción de glaciar que aporta agua a la laguna del Otún no existieron mayores problemas, ya que la visión estereoscópica es una excelente herramienta para dicho propósito; igualmente, ésta puede definir por medio de la observación de las isohipsas en las cuales se forme una cresta que permita definir los taludes.
- Los productos de esta restitución fotogramétrica se obtuvieron a partir de las fotografías aéreas cedidas por el Ideam. Estos mapas no presentan cuadrícula de coordenadas planas debido a lo dicho anteriormente en relación con los ajustes relativo y absoluto y la localización de puntos de control.

Generación de modelos TIN

A partir de los mapas se realizaron en el *software* Arc View 3.2 de Clark Labs modelos tridimensionales de terreno de la superficie glaciar, con el objetivo de

obtener el volumen perdido de glaciario total y de la cuenca glaciario que drena a la laguna del Otún en el periodo de tiempo establecido (34 años). Estos modelos contribuyen también a hacer comparaciones complementarias de tipo cualitativo sobre el fenómeno de retroceso para este glaciario en particular. A continuación se muestran el procesamiento y los resultados esperados del análisis y realización de los modelos tridimensionales.



En este esquema se muestra entonces, en primer lugar, la generación de tres modelos TIN para la totalidad del glaciario y tres para la cuenca glaciario que drena a la laguna del Otún; a partir de éstos se obtienen resultados gráficos de visualización en 3D, con los cuales se efectuará un análisis cualitativo del fenómeno. Posteriormente se obtendrán datos nominales de la pérdida de volumen de glaciario entre 1959 y 1995 para las dos variables espaciales definidas (glaciario y cuenca glaciario). Aunque la obtención de volumen para todo el glaciario no forma parte fundamental del trabajo, ya que sólo interesa analizar la cuenca glaciario que drena al Otún, es pertinente emplear el material y ajustes fotogramétricos de modelos estereoscópicos que abarcan todo el glaciario en ambos momentos, y así publicar información que, además de aportar nuevo conocimiento en pro de investigaciones posteriores, es adecuado para lograr análisis comparativos.

Definición del modelo TIN

La sigla TIN se refieren a *Triangulated Irregular Network* (red triangular irregular) definida por Clark Labs en su *software* Arc View 3.2 como “un modelo que representa una superficie, que implica una estructura específica de datos almacenados. El TIN divide la superficie en un conjunto de triángulos

contiguos y no superpuestos, y a cada uno de los nodos de cada triángulo se le asigna un valor de altura. Las alturas existentes entre los nodos son interpoladas y, por tanto, facilitan la definición de una superficie continua (generalización del terreno). Los TIN permiten, entonces, representar una superficie irregular y compleja con un pequeño grupo de datos.

A partir de esta definición se deduce que para realizar un modelo TIN, se requieren una superficie (área) y unos puntos con altura definida dentro de esta superficie; por consiguiente, para el caso de esta investigación se utilizaron las áreas de casquete glaciar de 1959 y de 1995, y las isohipsas de estos años como conjuntos de puntos definidos con altura. Es pertinente aclarar que estos modelos TIN, por incluir la variable altura, se consideran modelos tridimensionales del terreno.

Modelos TIN del glaciar Santa Isabel en 1959 y 1995

Con la base conceptual y técnica comentada anteriormente, se dio origen a la realización de seis modelos TIN del glaciar de Santa Isabel: tres de la totalidad del glaciar y tres de la cuenca que drena al Otún. Estos modelos se muestran en las imágenes denominadas TIN. Los modelos TIN representan la superficie glaciar total en 1959 y 1995, respectivamente; se hicieron con la base de datos de los mapas y se utilizaron principalmente para la comparación visual en relación con la pérdida de masa glaciar. El modelo TIN 3 representa la superficie del glaciar con respecto al área de 1959 y las isohipsas de 1995. Se usó esta base de datos debido a que con dicho modelo se efectuará el cálculo de volumen de glaciar perdido entre las fechas indicadas, como se explicará posteriormente. Es pertinente aclarar que este modelo no se imprimió, ya que sólo se emplea para el cálculo de volumen y no para las apreciaciones cualitativas.

Estos modelos, aparte de representar la superficie glaciar, la dividen en rangos de altura, como se aprecia en las leyendas que acompañan las imágenes (desplegables en Arc Wiew); dichos rangos muestran el cambio de altura del límite glaciar (isoterma 0 °C): Aunque no es posible tomar la altura como la real, este dato se utilizará para lograr aproximaciones numéricas del ascenso en altura de esta línea. Otra característica que se observa en tales modelos son los afloramientos rocosos existentes en los dos momentos de registro fotográfico.

Comparación visual de la superficie glaciar con modelos TIN

Con base en la observación de los modelos TIN 1, 2, 4 y 5, se corroboraron algunos argumentos acerca de la morfología glaciar y su relación con la pérdida de volumen y área, al tiempo que se produjeron nuevas conclusiones sobre el tema. A continuación se muestran estas observaciones, apoyadas con las imágenes TIN.

Características morfológicas y de análisis visual del glaciar en 1959.

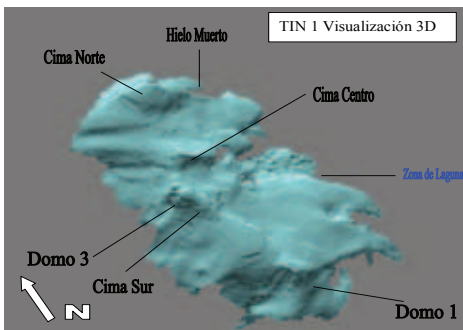


Figura 1. Características morfológicas y de análisis visual del glaciar en 1959.

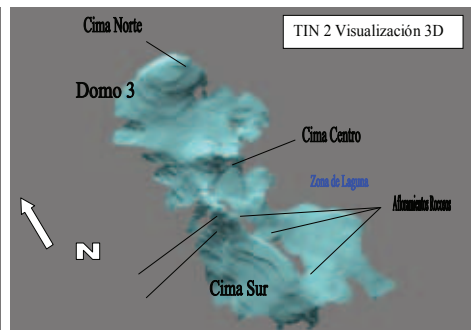


Figura 2. Visualización del glaciar por los costados oriental y occidental en cada año.



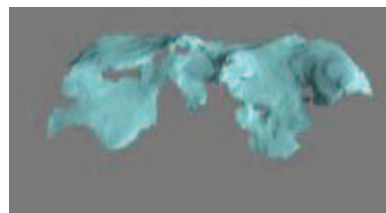
TIN 1



TIN 2



TIN 1



TIN 2

Figura 3. Visualización del glaciar por los costados oriental y occidental en cada año.

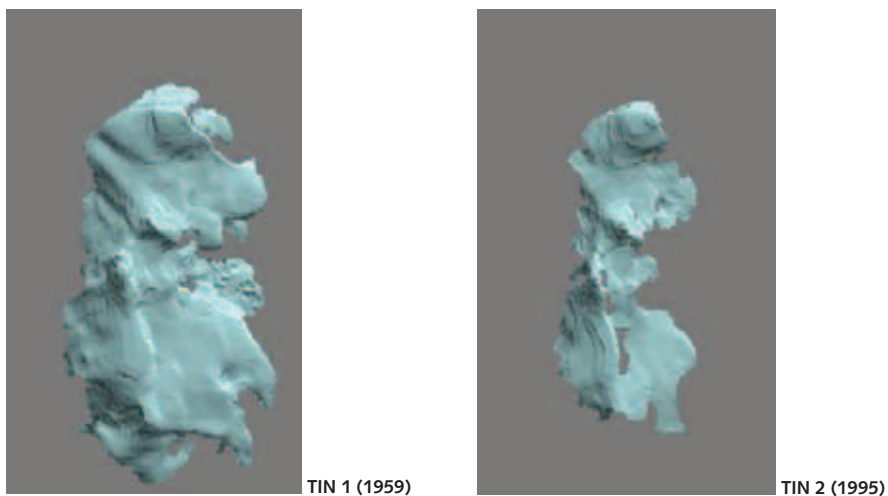


Figura 4. Visualización a una misma escala del glaciar en ambos años (nótese la reducción de área).

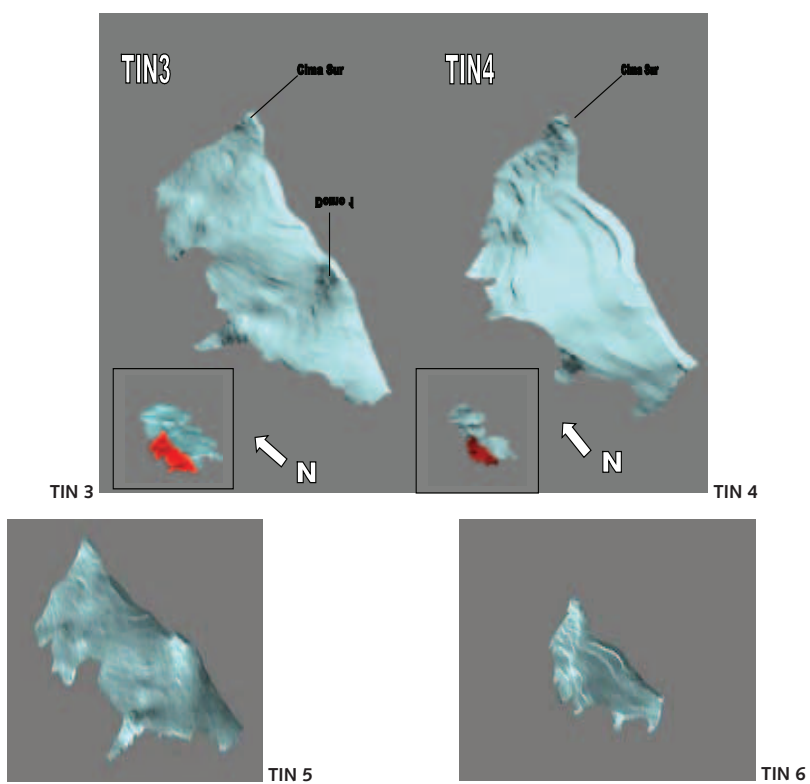


Figura 5. Visualización de la masa glaciar a una misma escala.

Entre las características de la superficie glaciar en los dos años en que se analizaron y reprodujeron las imágenes tridimensionalmente, se muestran cinco domos en total para 1959 cubiertos por glaciar, considerando las tres cimas como domos volcánicos; el domo 1, localizado en el punto sur del complejo, no aparece cubierto por glaciar en 1995.

Con respecto a la totalidad del glaciar (figuras 2, 3 y 4), se visualiza que:

- La pérdida de área glaciar es mayor por el flanco oriental que por el occidental, como se menciona en trabajos anteriores, esto se encuentra asociado con la aparición de la laguna más cercana al glaciar y los afloramientos rocosos del flanco oriental.
- En 1959 se observa en el flanco suroriental una porción de hielo muerto de considerable área: 0,211 km² (TIN 1)
- Se observan diez afloramientos rocosos en 1995, que cubrían un área de 0,11 km² (este dato difiere del de Euscátegui, 2002; todos se encuentran sobre el flanco oriental. La causa de la aparición de estos afloramientos todavía se desconoce, pero según lo observado en esta investigación, la pendiente no tiene una gran incidencia, ya que como se verá posteriormente, los mayores rangos de pendiente se encuentran sobre el flanco occidental. Variables que podrían actuar de manera más determinante en este fenómeno pueden ser los vientos, la incidencia solar (este flanco recibe los rayos solares de la mañana mientras que el occidental los de la tarde) o la actividad volcánica, manifestada en actividad hidrotermal.

Comparación temporal de los afloramientos rocosos sobre el flanco oriental del Nevado Santa Isabel

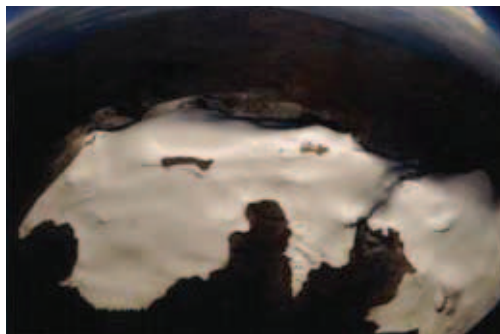


Figura 6. Foto 1989, Jair Ramírez.

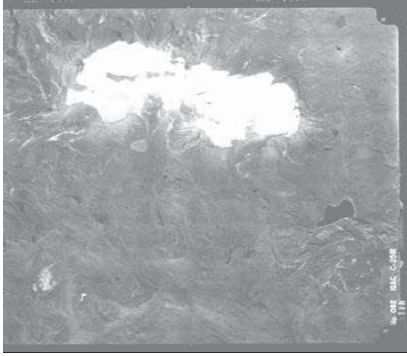


Figura 7. Fotografía aérea del volcán Nevado Santa Isabel, 1995, Ideam.



Figura 8. Costado oriental del volcán Nevado Santa Isabel, 2000, Jair Ramírez.

- Se detectaron tres afloramientos rocosos en 1959, con un área de 0,04 km², también en el flanco oriental.
- Se asignaron cinco rangos de altura a los modelos TIN, los cuales se encuentran separados cada cien metros. De esta manera, la superficie glaciar no sólo puede analizarse según su cambio en área, sino también en sus cambios de altura del límite glaciar y de su superficie en general.

Cuadro 1. Comparación del límite glaciar según TIN 1 y 2.

1959 TIN1	1995 TIN2
Por el occidente oscila entre los 4600 y 4700 metros, por el norte entre los 4600 y 4800, por el oriente entre los 4500 y 4800 y por el sur entre 4600 y 4700. El límite se encuentra en su máxima altura en el rango de 4700 y 4800 y en su mínima en el rango entre 4500 y 4600 metros.	Por el occidente oscila entre los 4600 y los 4800, por el norte de la misma manera. Por el oriente oscila entre los 4600 y 4800 y por el sur oscila entre los 4600 y 4900. El límite se encuentra en su altura máxima en el rango de los 4700 a 4800 y en su mínima en el rango de los 4600 y 4700 metros.

*Estas alturas se obtuvieron por los ajustes de los modelos estereoscópicos, los cuales tienen errores muy altos para considerarlas oficiales, pero se usan por motivos comparativos de ascenso del límite glaciar.

** Los rangos de altura se establecieron para una mejor comparación de los cambios en la superficie glaciar, aunque esto produce una generalización en los datos de altura, puesto que el límite puede encontrarse en un rango de diferencia de cien metros.

Según esta información, se tiene entonces que en 36 años el límite glaciar ha ascendido cien metros aproximadamente.

Se debe destacar un fenómeno particular observado en tales modelos en relación con el límite altitudinal del glaciar que éstos arrojan; en la parte nor-oriental del glaciar, para ambas épocas (TIN1 y 2) el límite se encuentra en el rango de los 4800 a 4900 metros, lo cual sugiere una acumulación continua de nieve en este costado, además de esto, una fuerte pendiente pudo haber sido la causante de quebrar la porción de hielo muerto en 1959.

Para el glaciar que drena al Otún se deduce:

- El área que cubría esta porción de glaciar en 1959 tenía 1,44 km², mientras que para 1995 es de 0,68 km², lo que equivale a una pérdida de 0,76 km² en 34 años, con un promedio de 0,02 km² por año.
- Esta porción de glaciar equivalía en 1959 al 14,7% de la totalidad del glaciar y en 1995 equivale a un 15,5% de la totalidad del glaciar.
- No se observan afloramientos rocosos en esta parte del glaciar en las fotografías aéreas trabajadas, pero para febrero de 2004 se observó en campo un afloramiento rocoso nuevo sobre esta zona.
- En 1959, según TIN 4, el límite glaciar estaba en su punto más bajo entre los 4500 y 4600 metros y en su punto más alto entre los 4600 y 4700 metros. En 1995, según TIN 5, el límite glaciar se encuentra en su punto más bajo entre los 4600 y 4700 y en su punto más alto entre los 4700 y 4800, lo cual demuestra que el límite en sus puntos más bajo y alto ha ascendido cien metros.

Volúmenes de glaciar perdidos entre 1959 y 1995

La obtención de los volúmenes de masa glaciar perdidos en el período de tiempo estudiado se basó en modelos TIN con el programa Arc View 3.2. Para lograr este objetivo se utilizó la función CutFill, la cual sirve para obtener la diferencia de volumen entre dos superficies de igual área.

Definición de la función CutFill

Según Clark Labs, el análisis *Cut-and-Fill* (cortar y llenar) determina cuánto material se ha perdido o ganado en un área de estudio al comparar dos modelos de la superficie del área de estudio: uno antes del cambio y otro después. Esta área se debe representar correctamente en los modelos de la superficie, lo que significa que el área que abarca la superficie debe ser la misma (ocupar un mismo espacio euclidiano), ya sea por medio de una malla de celdas o un modelo TIN. La función, entonces, es apropiada para saber cuánta masa glaciar se perdió entre la superficie glaciar ocupada en 1959 y la ocupada en 1995, ya que se tienen los modelos TIN de una misma área que ha cambiado en el tiempo.

Modelos TIN y aplicación del Cutfill

Para la realización del Cutfill, tanto para la totalidad del glaciar como para el área que drena al río Otún, se utilizaron los modelos TIN 1, 2, 5 y 6 (TIN 6 se obtuvo igual que TIN 3, pero para la cuenca glaciar que drena al Otún). Como se puede observar, se hicieron dos modelos TIN para la totalidad del glaciar (TIN 1 y 3) y dos para la cuenca glaciar que drena al Otún (TIN 4 y 6), los cuales comparten una misma área para realizar la función Cutfill (1959), pero difieren en las isohipsas que los componen, dado que ésta es la variable que ha cambiado a través del tiempo. Con estos modelos TIN se procedió a realizar la función Cutfill, la cual arroja un mapa de celdas del área de estudio; tales celdas componen polígonos o zonas, las cuales contienen el atributo de *ganancia* o *pérdida*, que se refiere al comportamiento del material que conforma la superficie (hielo glaciar, para este caso).

Se obtuvo una totalidad de 64 polígonos, la mayoría de ellos números negativos en los datos de volumen; esto se debe no a zonas de acumulación o ganancia dentro de la zona glaciar, sino a posibles errores que el programa produce al calcular y comparar las diferencias de altura, ya que el espesor en los bordes del perímetro del glaciar no alcanza alturas mayores a dos metros y las isohipsas con las cuales se realizaron los modelos TIN están separadas cada diez metros. Se encuentran dos polígonos principales, considerados pérdida neta de glaciar; estos polígonos son el área total de glaciar, la cual perdió un total de 375.853.850,00 m³ de glaciar, más la porción de glaciar muerto al noroccidente (TIN 1), que poseía en aquella época un total de 5.177.785,65 m³ de glaciar, lo cual resulta en un total de 381.031.635,65 m³ de glaciar perdidos entre 1959 y 1995.

Se halló un total de 59 polígonos, que abarcan un volumen de 403.000 m³, polígonos determinados por el programa como “ganancia”. Tal como se aclaró anteriormente, este volumen de glaciar se considera error o ruido. Para la cuenca glaciar que drena a la laguna del Otún tenemos que el glaciar del Nevado Santa Isabel ha aportado a la laguna, y por lo tanto a la cuenca del río Otún, un total de 54.114.442,1 m³ de glaciar; doce polígonos se consideraron ganancia neta (error) y tres área sin cambio. De esta manera tenemos que apenas un 14%, aproximadamente, del volumen perdido de la totalidad del glaciar ha drenado en el suroccidente a la laguna del Otún. Este dato,

al compararlo con el porcentaje de área total ocupado por la superficie que drena al Otún, es directamente proporcional.

Tabla 2. Matriz de análisis de componentes principales imagen Landsat 7 N.º 857.

COR MATRX	Banda 1	Banda 2	Banda 3	Banda 4	Banda 5
Banda 1	1,000000	0,995788	0,995009	0,841159	0,864435
Banda 2	0,995788	1,000000	0,995795	0,860956	0,880237
Banda 3	0,995009	0,995795	1,000000	0,831219	0,883426
Banda 4	0,841159	0,860956	0,831219	1,000000	0,855331
Banda 5	0,864435	0,880237	0,883426	0,855331	1,000000

A partir de esta tabla se definieron las bandas 1, 4 y 5, para realizar una composición a 24 bits en falso color. Las coberturas de nieve reciente, antigua y hielo glaciar tienen una disposición altitudinal en sentido arriba-abajo, localizándose la nieve reciente en las partes altas del glaciar y el hielo expuesto hacia los bordes o límites.

La observación de la disposición de las coberturas glaciares es particular para el Nevado Santa Isabel, ya que al compararlo con los nevados del Tolima y del Ruiz en la imagen y con la misma composición (figuras 9, 10 y 11), se observa que estos dos nevados tienen en la mayor parte de su superficie glaciar una cobertura de nieve reciente y sólo en algunos bordes se observa nieve antigua.

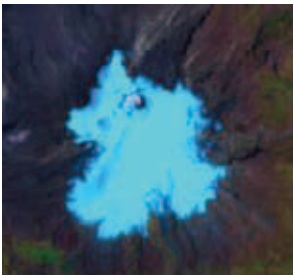


Figura 9. Nevado del Ruiz (2002).



Figura 10. Nevado Santa Isabel (2002).

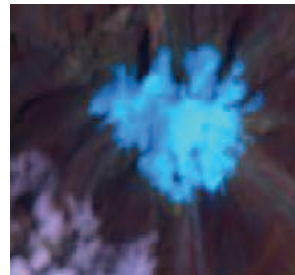


Figura 11. Nevado del Tolima (2002).

La principal causa que se deduce acerca de esta diferenciación es la precipitación de nieve; las observaciones indican que sólo una franja del glaciar del Santa Isabel, en las partes altas, es alimentada por precipitación de nieve, mientras que los glaciares del Tolima y del Ruiz, al localizar los bordes de

sus casquetes a mayor altura y poseer, de hecho, una mayor altura que el Santa Isabel, reciben este tipo de precipitación sobre la mayor parte de su casquete. Se debe aclarar que octubre es un mes lluvioso y, por ende, los glaciares colombianos presentan espesas capas de nieve precipitada. Este análisis permite argumentar entonces una posible aceleración en el retroceso glaciar del Nevado Santa Isabel, a causa de una disminución en la precipitación de la nieve en la zona, lo cual conduce a un cambio en el albedo de la superficie y, por consiguiente, a una aceleración en la fusión del casquete de hielo. Esta observación queda planteada para posteriores investigaciones en relación con la precipitación de la nieve en latitudes ecuatoriales, relacionado o ligado con la disposición altitudinal de los pisos térmicos. Lo establecido con anterioridad puede ser un soporte para el seguimiento del retroceso glaciar de los nevados colombianos con respecto a las zonas de alimentación y ablación.

Evaluación de resultados

El río Otún, la única fuente de abastecimiento de agua para la ciudad de Pereira, nace en el suroccidente del glaciar del Nevado Santa Isabel, en el Parque Nacional Natural de Los Nevados, 5 km aguas abajo del Nevado de Santa Isabel, a 4000 msnm, en jurisdicción del municipio de Pereira; tiene una longitud total de 63 km, siguiendo una trayectoria en sentido este-oeste hasta confluir con el río Cauca a los 925 msnm; su recorrido está condicionado por las características geomorfológicas del área y por los lineamientos fallados del flanco occidental de la cordillera Central; el área total de la cuenca es de 467 km², con un perímetro de 166 km, una pendiente de su cauce del 27% y de la cuenca de 5%. La amplitud máxima de la cuenca alcanza un valor de 13,3 km, alargada con un factor de compacidad $K_c = 1,99$, factor fisiográfico que reduce la tendencia a concentrar el escurrimiento creando grandes crecientes, lo cual significa que la forma de la cuenca contribuye a incrementar los tiempos de concentración, o sea, que favorece la regulación natural de los escurrimientos (Carder, 2001).

El comportamiento de los caudales en este río está fuertemente ligado con el régimen de lluvias y con la dinámica geomorfológica. La primera determina que los caudales máximos se presenten en los periodos de máximas precipitaciones y que las contribuciones mínimas a la ciudad de Pereira se hagan

en los meses menos lluviosos. Por otro lado, la geomorfología condiciona el comportamiento torrencial y la presencia de crecientes con cierta regularidad (ibíd.), pues las geoformas presentes son producto de una disección hídrica significativa, que da origen a un modelo denudativo que produce cañones con pendientes abruptas, las cuales posibilitan un comportamiento hídrico torrencial, además del emplazamiento de un complejo volcánico que contribuye, por su acreción, a generar escarpadas pendientes.

Precipitación anual sobre la cuenca

Sobre la parte media de la cuenca se presenta un núcleo isoyético, el cual alcanza valores medios anuales alrededor de 2700 mm, cantidad ésta que decrece hacia los extremos: 1600 mm en la parte baja y alrededor de 1000 mm hacia la parte alta. Los valores máximos se presentan en la parte media, donde alcanzan valores hasta de 3700 mm/año. Como complemento de esto, con base en un mapa anterior realizado por Carder y Haskoning (1986) al cual no se tuvo acceso, se infiere que el promedio anual de lluvias en la cuenca está calculado en 2232 mm/año. Cabe destacar que el mapa en mención no posee las isoyetas de la parte de la cuenca alta a partir de los 3000 metros debido a que no existen estaciones meteorológicas o climatológicas en la zona (Carder & Haskoning, 1986; Aguas y Aguas de Pereira, 1992).

Estaciones pluviométricas del río Otún hasta Pereira

Los caudales del río Otún se miden a partir de una altura de 2340 metros en la estación pluviométrica llamada El Cedral. Desde este punto y hasta la bocatoma del río, existen cinco estaciones más que miden el caudal del río Otún: La Suiza, a 1850 msnm; La Florida, a 1735 msnm; La Bananera, a 1615 msnm, y Nuevo Libaré, a 1465 msnm (De Wilde & Sanabria, Aguas y Aguas Pereira, 1998).

Caudal promedio del río Otún para cinco estaciones y punto de captación en Pereira para 1998

Para este año, los mayores caudales que registra el río Otún a la altura de la estación Nuevo Libaré en promedios anuales son de 12,19 m³/s; los picos de

caudal se dan en los meses de mayo con 15,06 m³/s y noviembre con 17,53 m³/s. Los caudales menores se presentan en febrero, julio y agosto con valores de 10.967,99 y 7,13 m³/s (Carder, 1998). La producción hídrica de la cuenca oscila alrededor de 25 L/s/km², en su parte más baja, hasta alcanzar valores cercanos a 60 L/s/km² en su parte intermedia, en su parte alta los valores de producción son desconocidos, puesto que no existe una red de estaciones que permitan tal monitoreo (Carder, 1998).

La única estación climatológica dentro de la parte alta de la cuenca es la ubicada en el perímetro de la laguna del Otún, denominada La Laguna; a partir de esta estación se realizaron los balances hídricos en el periodo 1996-2000. A continuación se muestran las gráficas que representan estos datos, por año.

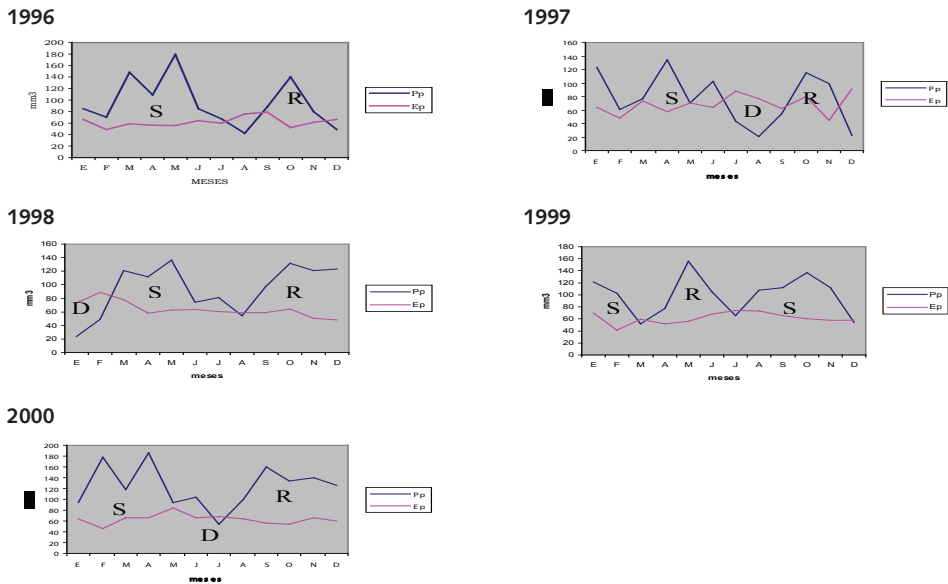


Figura 12. Gráficas de los balances hídricos de 1996 a 2000 en la estación La Laguna, Laguna del Otún.

Según los balances, se obtiene un caudal aproximado de precipitación sobre la zona de la cuenca alta del río Otún, más exactamente en la laguna del Otún. Las casillas sombreadas (superávit) de amarillo representan el caudal obtenido del resultado entre la evaporación, la precipitación, el cambio de almacenamiento y la evaporación real, para cada mes y el total por año. Estos datos pueden ser representativos de una parte del rendimiento de la cuenca alta del río Otún y, con mayor precisión, de la precipitación que se ha

aportado a la laguna de Otún en estos años. No está de más aclarar que estos balances se hicieron teniendo en cuenta una capacidad de almacenamiento del suelo de 40 mm, hallada en el trabajo de campo realizado entre diciembre de 2003 y enero de 2004.

Demandas hídricas en Pereira

Existen 416.880 habitantes, entre población rural y urbana, que se abastecen de las aguas de la cuenca del río Otún; de esta población, 1512 habitantes rurales se abastecen de la cuenca alta. Actualmente, Pereira se abastece única y exclusivamente del potencial hídrico del río Otún; a continuación se describirá la demanda externa del río, es decir, la apropiación que hace Pereira, ciudad considerada sistema demandante del recurso. La ciudad de Pereira, por medio de la empresa de acueducto y alcantarillado de esta ciudad (Aguas y Aguas de Pereira), atiende el servicio de demanda hídrica, captando 8,7 m³/s de agua; esta apropiación es compartida con el proyecto Nuevo Libare para generar de energía, utilizando para tal fin 6,5 m³/s y los restantes 2,2 m³/s para consumo doméstico.

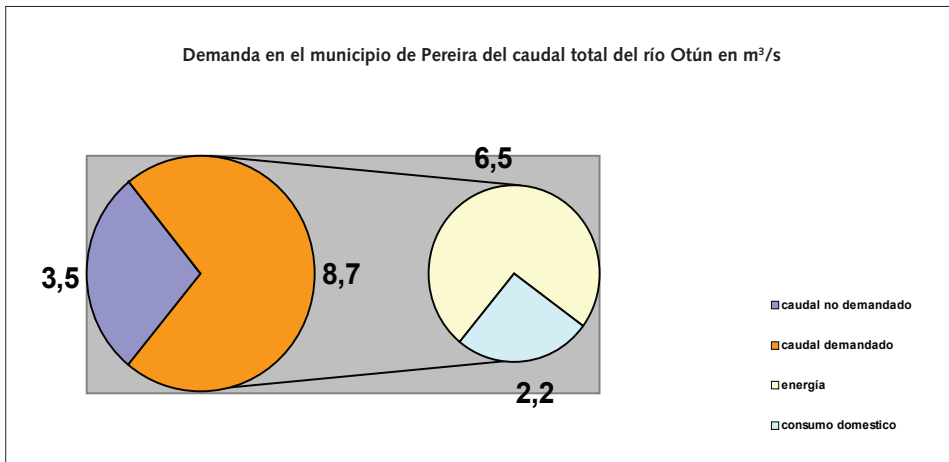


Figura 13. Apropiación del recurso agua por Pereira.

El sistema de acueducto en la ciudad tiene un cubrimiento del 95%, abasteciendo una población aproximada para el año 1998 de 390.915 habitantes, cuyo consumo per cápita promedio era de 464 litros/hab./día (Carder, 1998).

Perspectivas de la demanda y consumo del recurso agua en la ciudad de Pereira

Para el proyecto “Una posibilidad de suministro de agua desde el río Otún” hecho en 1993 (Carder, Aguas y Aguas de Pereira), se utilizó un estudio de proyección de crecimiento poblacional y consumo hídrico del municipio de Pereira, dentro del cual se tuvieron en cuenta pérdidas del consumo, caracterizadas en bajas, intermedias y altas para el abastecimiento de Pereira. Estos cálculos se efectuaron con tres métodos de estimación, denominados Aritmético, Universidad Nacional de Colombia y Simulación.

El estudio permite hacer la simulación del consumo recurso hídrico en lapsos de diez años a partir de 2005 hasta el 2047 para esta ciudad. Cabe anotar que en este trabajo no se enfatiza en las formas determinadas de pérdida de agua. A continuación se muestran las gráficas de crecimiento poblacional y consumo hídrico en Pereira para los próximos 47 años, aproximadamente.

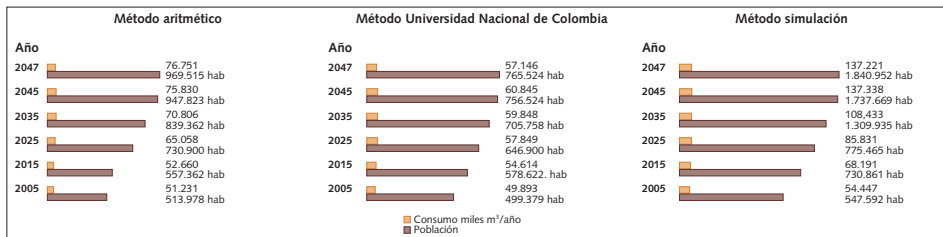


Figura 14. Métodos de estimación de consumo de agua para Pereira.

Como antes se dijo, actualmente se utilizan para el abastecimiento hídrico de Pereira 8,7 m³/s; 6,5 m³/s para generación de energía y los restantes 2,2 m³/s para consumo humano. Con todo, hay que tomar en cuenta que para la estación La Bananera, ubicada a una altura de 1530 msnm y sólo 150 msnm más arriba que la bocatoma de la ciudad, se tiene un promedio de caudales medios mensuales de entre 12,2 y 12,18 m³/s. A primera instancia se infiere, que en la actualidad, Pereira tiene una apropiación de agua suficiente para atender la demanda hídrica de la población, y como se mostró con anterioridad, existe un excedente en la oferta hídrica del río. Para determinar el caudal promedio mensual multianual de la estación La Bananera se obtuvieron los datos de los años 1965 a 1990, es decir, un total de 26 años registrados que permiten establecer el aporte del recurso hídrico en la ciudad.

Gracias a las proyecciones se pueden observar la tendencia del consumo y el crecimiento poblacional en Pereira, siendo la proyección “Método Simulación” la que presenta las tasas más elevadas de las tres proyecciones anteriormente aludidas; este método prevé para el 2047 un crecimiento poblacional de 1.840.952 habitantes, con un consumo de agua de 137.221 m³/año, cifra ésta que aunque significativa, no es sinónimo de alarma en la ciudad, ya que si se toma en cuenta la oferta hídrica de la cuenca, es decir, el caudal recibido por Pereira actualmente, y asumiendo que la tendencia sigue igual en rendimiento hídrico, el caudal podría abastecer a la ciudad por lo menos hasta el año 2047.

Según la información presentada con anterioridad, la cuenca del río Otún, principalmente en su parte media, es gran abastecedora de agua; esto se debe a su ubicación altitudinal y la conservación de la vegetación natural de bosque alto andino con muy poco avance de la frontera agrícola, lo cual le permite retener y generar las mayores tasas de lluvias a causa de la condensación de masa de humedad; adicionalmente, su localización latitudinal la ubican dentro de la zona de confluencia intertropical, lo cual le permite recibir densas masas de lluvia dos veces al año. Todo esto deja a la ciudad de Pereira con un óptimo hidrológico de la cuenca que abastece este recurso.

Volúmenes de agua aportados por el Nevado Santa Isabel entre 1959 y 1995

En el primer apartado (creación modelos TIN), donde se analizó el proceso de retroceso glaciar del Nevado Santa Isabel, el principal resultado obtenido fueron los volúmenes de glaciar perdidos entre los dos momentos de análisis fotogramétrico 1959 y 1995, lo cual comprende un periodo de 36 años tanto para la totalidad del glaciar como para la porción que drena a la cuenca del río Otún. A partir de estos datos se puede llegar a una aproximación de lo que el glaciar ha aportado en agua a las cuencas y, de manera más específica, la cantidad de agua aportada a la cuenca del río Otún. Este dato se obtuvo mediante la transformación del volumen de hielo desaparecido en su equivalente en agua.

Cuadro 2. Volúmenes de agua aportados por la totalidad del glaciar y la cuenca glaciar que drena al río Otún.

Volúmenes de hielo (m ³)	Volúmenes de agua (m ³)		
	Densidad 830 kg/m ³	Densidad 873,5 kg/m ³	Densidad 917 kg/m ³
381.031.635,54 Glaciar total	316.256.257,5	332.831.133,6	349.406.009,8
54.114.442,10 Glaciar drenado (río Otún)	44.914.986,9	47.268.965,1	49.622.943,4

A continuación se hacen algunas aclaraciones acerca del proceso de obtención de estos datos:

- El volumen desaparecido de superficie glaciar obtenido en el capítulo anterior se considerará en su totalidad *hielo glaciar*, el cual posee una densidad con un rango entre 830 y 917 kg/m³ (Patterson, 1994).
- Teniendo en consideración lo anterior, es prudente establecer el volumen de agua obtenido como estimativo, ya que en ambos momentos de la toma de las fotografías aéreas se encuentran zonas cubiertas por *nieve reciente*, tanto en el borde o límite glaciar como en sus partes más altas (según el profesor Ekkehard Jordan, de la Universidad de Dusseldorf, las fotografías aéreas que presenten estas particularidades no son recomendables para análisis fotogramétricos; sin embargo, debe considerarse que estas son las fotografías aéreas más recientes a disposición pública y, por ende, las únicas para conseguir una actualización del fenómeno de retroceso glaciar). La presencia de este fenómeno puede afectar la precisión de los datos, puesto que para toda un área y volumen se tiene en cuenta un solo rango de tipo de cobertura glaciar.
- Los volúmenes de agua aportados por el glaciar se consideran como este elemento en su estado líquido, pero pueden existir procesos de sublimación (paso de estado sólido a gaseoso) de las coberturas glaciares, que incidan en la cantidad de agua líquida aportada por el glaciar; datos sobre este fenómeno son inexistentes para el territorio colombiano.

Cálculo de volúmenes de agua aportados por el glaciar

Según Serway (1989), se utilizó una fórmula de cálculo de densidad para determinar los volúmenes equivalentes en agua de los volúmenes de hielo hallados. El procedimiento se aplicó para los valores de densidad del hielo

máximos (917 kg/m³), mínimos (830 kg/m³) y la media (873,5 kg/m³). A continuación se muestran los volúmenes en agua a partir de una densidad equivalente a 873,5 kg/m³ y, posteriormente, una tabla con los valores de los dos volúmenes de hielo (total de glaciar y cuenca que drena al río Otún).

$$\text{Volumen de agua} = 316.256.257,5 \text{ m}^3$$

El valor de densidad medio 873,5 kg/m³, sombreado con amarillo se considera el apropiado para suponer como aporte glaciar en agua a la cuenca del río Otún. En esta forma, el glaciar del Nevado Santa Isabel ha aportado hipotéticamente al caudal del río Otún, en 36 años (1959-1995), 47.268.965,1 m³ de agua glaciar de fusión. Este dato arrojaría en promedio 1.390.263,6 m³ de agua por año aportado al caudal del río Otún.

Volumen de agua aportado por el glaciar con respecto al caudal del río Otún recibido por Pereira

Para determinar en porcentaje el equivalente en m³ de los aportes glaciares al caudal total del río Otún recibido en la ciudad de Pereira, se requiere entonces hacer una comparación del volumen de agua aportado por el glaciar, con el volumen de agua recibido por la ciudad de Pereira proveniente del río Otún. Así se conseguiría una buena aproximación a la relación (desde el punto de vista hídrico) entre un glaciar y una comunidad en el territorio colombiano.

Para este análisis se necesita que las unidades comparadas (caudales, volúmenes de agua) posean una misma temporalidad; esto significa que si se tiene, si tenemos un acumulado de agua aportada por el glaciar Nevado Santa Isabel en volumen para 36 años, debe compararse con el acumulado en volumen de agua del río Otún que llega a la ciudad de Pereira para el mismo rango temporal 1959-1995.

Este requerimiento no pudo realizarse en su totalidad debido en parte a que se encontró una secuencia publicada de los caudales recibidos por la ciudad de Pereira, la cual va del año 1964 hasta el año 1990. Se debe aclarar también que estos caudales se registraron en la estación La Bananera, 150 metros más arriba de la bocatoma de la ciudad (estación Nuevo Libaré), ya

que esta última se encuentra en funcionamiento a partir de 1992, y de la cual sólo se conocen dos datos de caudal anual, 1996 y 1998. Sin embargo, el promedio de caudal anual en m^3/s no tiene una alta variación entre ambas estaciones: para la estación Nuevo Libaré es de $12,19 m^3/s$ (Carder, 1998) y para la estación La Bananera de $12,18 m^3/s$.

De acuerdo con lo anterior, se decidió presentar la comparación de dos maneras:

1. En volumen de metros cúbicos. Esto se logró comparando el volumen de agua aportado por el glaciar en 36 años (acumulado 1959-1995) con el volumen acumulado de agua recibido por la ciudad de Pereira para el mismo periodo, completando los años faltantes con el promedio de los existentes.
2. Tiempo mínimo de descarga. Asumida ésta como caudal, es decir, m^3/s . Se obtendrá el caudal promedio aportado por el glaciar, a partir del volumen obtenido para 36 años con la consideración de fragmentar el volumen de manera homogénea, y sin tener en cuenta la variabilidad en los procesos y dinámicas que puedan afectar los aportes glaciares en las escalas temporales (días, meses, años), pues no se cuenta con información climatológica ni fotogramétrica que permita obtener volúmenes anuales consecutivos.

Cuadro 3. Comparación de volúmenes y caudales entre aportes de glaciar y totales recibidos por Pereira.

Geosistema	Volúmenes (m^3)	Caudales (m^3/s)
Glaciar	47.268.965,1	0,04 (44 litros/s)
Río Otún en Pereira	17.452.550.976	12,18

De acuerdo con estos datos, tenemos que los aportes del Nevado Santa Isabel al caudal total del río Otún, recibido por la ciudad de Pereira, equivalen según los volúmenes comparados a sólo un 0,27% y según los caudales aproximados a un 0,32%. De este modo, el aporte estimado por segundo no es el correspondiente con la dinámica de las interacciones entre el comportamiento de las variables que determinan la fusión glaciar, pero es la referencia primaria de la descarga glaciar al río Otún.

Volumen de agua glaciar en relación con el volumen de agua inicial del río Otún para una temporada específica (una propuesta metodológica)

A continuación presentamos un planteamiento metodológico para hacer un estimativo aproximado del caudal aportado por el glaciar del Nevado Santa Isabel al caudal inicial del río Otún, entendiéndose este como el caudal que drena de la laguna del Otún. Esta propuesta se basa en una ecuación simple de cinco variables, que determina un balance hídrico para una microcuenca localizada en la alta montaña, la cual debe poseer una laguna como único punto de concentración de aguas (tal es el caso de la microcuenca de la laguna del Otún). Las variables utilizadas en la ecuación son las siguientes:

- *Precipitación* sobre el área de la microcuenca: PP.
- *Evaporación* en el área de la microcuenca: Ev.
- *Volumen drenado* de la laguna: V.
- *Volumen de agua aportado por el glaciar*: Vg.
- *Infiltración* en la microcuenca: I.

Los datos que conforman cada una de las variables deben coincidir temporalmente para determinar de la manera más precisa la variable faltante.

La ecuación sería, entonces así:

$$V = (PP - Ev) + Vg - I$$

$(PP - Ev) < 0$ = No existe aporte de lluvias al caudal, tomamos como cero este valor.

Es una ecuación que deja como sumatoria las variables que determinan las entradas de agua a la microcuenca, como la precipitación y el aporte glaciar, y como sustracción las salidas de agua de la microcuenca, tales como la evaporación y el caudal de drenaje. La infiltración se considera una salida de agua, pero únicamente un estudio riguroso de esta variable en el suelo de la cuenca o microcuenca respectiva podría determinar si debe incluirse como sustracción; tal sería el caso de la existencia de acuíferos que almacenen el agua, o la transporten fuera de los perímetros de la microcuenca.

Otras variables no tomadas en cuenta dentro de la ecuación y que pueden incidir en los caudales y volúmenes de agua que se van a determinar son la evapotranspiración y la capacidad de retención de agua por parte de la vegetación de la zona (perdidas por interceptación). Considerando que se está planteando una metodología para el estudio hidrológico en regiones de alta montaña en una zona ecuatorial, constituidas por elementos de las regiones de páramo, la vegetación y la capa orgánica sobre la que se encuentra son retenedoras de agua; no obstante, estos planteamientos se encuentran sólo dentro de un plano teórico, ya que no se conoce con exactitud el papel de la vegetación de páramo en el balance hídrico de una cuenca localizada en estas regiones altitudinales.

Esta ecuación queda planteada como soporte metodológico para la investigación hidrológica en la alta montaña, siempre y cuando la zona de estudio contenga una estación climatológica ordinaria como mínimo, una laguna como punto de concentración de aguas y un limnógrafo o limnómetro que pueda medir el caudal emergente o que drena de ésta. Sin embargo, la condición de un instrumento medidor de caudal de drenaje no es indispensable en el caso de lagunas que no reciban aportes de glaciares, como se observa a continuación.

Metodología empleada para el caso microcuenca de la laguna del Otún

Después de establecer la metodología descrita anteriormente, se procedió a determinar el volumen de agua glaciar aportado por el Nevado Santa Isabel a la microcuenca de la laguna del Otún en el lapso comprendido entre diciembre de 2003 y enero de 2004. Este lapso se estableció como el periodo que transcurre entre el final de una época de lluvias y el final de una época seca, lo cual puede comprobarse en los balances hídricos donde se muestran dos épocas de déficit y dos épocas de superávit al año en la zona, siguiendo a grandes rasgos el comportamiento bimodal climático que tiene ocurrencia en Colombia.

Otra importante razón por la cual se definió este periodo de estudio es que no se tiene una estación limnográfica o limnimétrica que arroje datos del caudal que drena de la laguna, por lo que se considera el caudal inicial del río Otún. Con esta faltante, se decidió acercarse al volumen que drenó de la laguna por medio de dos levantamientos topográficos: el primero al final

de la segunda época de lluvias del año 2003 y el segundo debía ser al final de la época seca siguiente (primera época seca de 2004), pero se realizó a mediados de ésta debido a cuestiones logísticas, ya que el trabajo de campo constaba también de una fase en el glaciar, la cual debía ser en condiciones climáticas favorables. Posteriormente se explicarán a fondo los resultados obtenidos con los levantamientos topográficos en la variable de *volumen de drenaje* (V). Teniendo definido el rango temporal de análisis, a continuación se muestran los datos y metadatos que conforman cada una de las variables que definen la ecuación aplicada para la microcuenca de la laguna del Otún. Los datos de precipitación y evaporación pertenecientes al periodo de análisis los facilitó el Ideam.

Precipitación (PP). Sólo se encontró un dato faltante en la serie, el cual se completó con el promedio mensual.

A partir de estos datos se obtuvo el volumen de precipitación acumulada en la microcuenca de la laguna del Otún. Al multiplicar este dato por el área de la microcuenca se obtiene el volumen total precipitado. Debe aclararse que para el mes de diciembre, más exactamente el día 23 de diciembre, se encuentra un dato de precipitación de 95,3 mm en el día, dato bastante inusual en la zona y con mayor razón en un mes seco. Con esta duda presente, se procedió a observar los datos de variación del nivel de la laguna del Otún, proporcionados por Nelson Cardona, guardaparque en la zona de la laguna del Otún, con el propósito de encontrar un ascenso significativo el 23 de diciembre o los días posteriores.

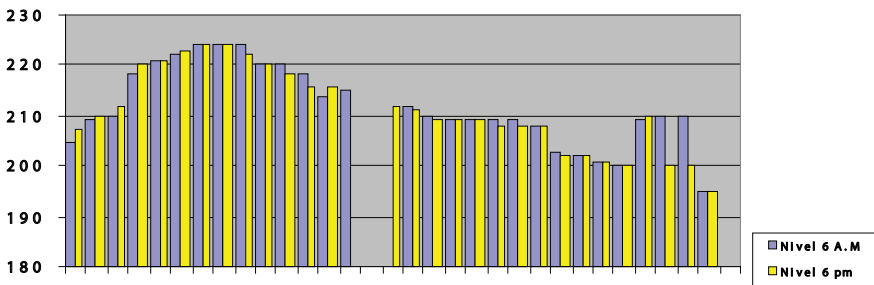


Figura 15. Niveles de la laguna del Otún en diciembre de 2003.

Como se puede observar, no hay ascensos pronunciados alrededor del 23 de diciembre; solamente se registran anomalías los días 28 al 30 de diciembre.

Éstos ascensos de 10 CMS en la laguna se presentan únicamente en las horas de la mañana, lo que crea duda acerca de la toma de datos.

Con este argumento, se decidió tomar el día 23 de diciembre con precipitación 0 mm en lugar de 95,3 mm.

Los datos de volumen de precipitación en la microcuenca de la laguna del Otún serían los siguientes:

Área de la microcuenca: 11.877.128,6 m²

Precipitación acumulada meses de diciembre de 2003 y enero de 2004:
122,9 mm = 0,12 m.

Volumen precipitado en la microcuenca: 1.425.255,43 mm³.

Evaporación (Ev). En la serie de evaporación diaria se observaron quince datos faltantes en diciembre de 2003 y quince en enero de 2004. Teniendo en cuenta este déficit de información se procedió a completar la serie con el promedio diario de diciembre y enero de los años 1996 a 2000. Este procedimiento es la única manera de aproximarse al comportamiento de la evaporación en la zona para el periodo de análisis, debido a la escasez de información que presenta esta estación. Los promedios diarios utilizados para completar la serie son: para el mes de diciembre, 2,0 mm, y para enero, 2,1 mm. De esta manera, el volumen de evaporación en la microcuenca para el periodo de análisis es de 1.941.910,52 mm³.

Volumen de Drenaje (V). Datos sobre la velocidad y cantidad de descarga de agua de la laguna son inexistentes, pues no se cuenta con una estación limnigráfica o limnimétrica que permita obtener información acerca de la cantidad de agua que drena de la laguna al río Otún. Para lograr un acercamiento a esta variable, como anteriormente se mencionó, se realizaron dos levantamientos topográficos del perímetro de la lámina de agua de la laguna, hechos en conjunto con los topógrafos Jesús Bautista y Ómar Bonilla; el plano obtenido se muestra a continuación

Con la diferencia de área y altura entre los dos levantamientos se obtiene el volumen transferido de la laguna, ya sea a la atmósfera como evaporación o al río Otún como caudal de drenaje. Este volumen es de 221.473,2 m³ para el periodo de análisis.



Figura 16. Levantamientos topográficos en la laguna del Otún.

Para lograr una aproximación al caudal drenado de la laguna del Otún en este lapso, se debe descontar la evaporación al volumen hallado. Si se considera que para los dos meses se presentó una evaporación de 163,5 mm y que el área de la Laguna en el primer levantamiento es de 1.058.109,4 m², se tiene entonces como volumen evaporado un total de 173.000,8 m³ lo cual indica que entre diciembre de 2003 y enero de 2004 drenó de la laguna del Otún al río Otún 48.472,4 m³ de agua, lo que equivale a 0,07% del caudal total recibido en Pereira para el mismo periodo.

Este caudal no se puede asumir como el total drenado, ya que en el periodo de análisis existe un volumen de glaciación y de precipitación que aporta en forma constante a la laguna, el cual regularmente también drena. Sin embargo, se tiene una aproximación al caudal inicial del río Otún.

Volumen de agua aportado por el glaciar (Vg). Esta variable es la que se pretende determinar a partir de la ecuación establecida; con todo, este procedimiento no pudo llevarse a cabo por razones que se explicarán posteriormente.

Infiltración (I). Para conocer el comportamiento de la infiltración en la microcuenca de la laguna del Otún, se debe efectuar una aproximación a las características físicas del suelo de la zona.

Rangél, Malagón y Pulido (2001), entre otros, han hecho una caracterización de los suelos de las zonas sometidos a dinámica periglacial en el área de estudio. En la franja comprendida por debajo de los 4200 metros, el aumento de los materiales orgánicos se incrementa al disminuir la temperatura y la actividad de los microorganismos decrece, dando como resultado horizontes A espesos y oscuros. Por encima de esta franja dicha tendencia decrece rápidamente por el menor aporte de biomasa vegetal, la pendiente y la aceleración de fenómenos periglaciares.

Los procesos de avance y retroceso glaciar dan presencia de afloramientos rocosos andesíticos, junto con mantos de gelifracción y suelos de muy bajo grado de desarrollo, de los cuales los más representativos son los entisoles criicos, ubicados en zonas de inclinación fuerte, con horizontes incipientes de tipo ótrico con influencia o no de cenizas volcánicas, denominados *Cryorthents*. Además, existen andisoles incipientes con abundante vidrio volcánico muy poco alterado, considerado el grupo más representativo, denominados *Vitricryands*. En la zona de climas subnivales, es decir, de climas extremadamente fríos y húmedos predominan los *Cryorthents*, de los que se concluye que son suelos fuertemente ácidos, de baja fertilidad y superficiales.

Teniendo presentes las características pedológicas en la zona, el estudio de la infiltración en la microcuenca aledaña al glaciar del Nevado Santa Isabel se hace relevante. Se entiende aquí la infiltración como la cantidad de agua que pasa de la superficie del suelo, al suelo mismo, sin diferenciar su curso posterior (Herías, 1972, en Flórez, 1983). Según este último, la infiltración de un suelo se mide como el espesor de una lámina de agua uniforme que el terreno es capaz de absorber en un tiempo dado.

Para las pruebas realizadas en la microcuenca, localizada entre el glaciar del Nevado del Santa Isabel y la laguna del Otún (4050-4949 metros, aprox.) en el Parque Nacional de Los Nevados, se utilizaron dos métodos: El Auger Hole Test y el método del anillo infiltrómetro en diferentes puntos, con un rango aproximado en distancia de 200 metros de altura, retirando en cada caso la vegetación viva y en proceso de descomposición sobre la superficie. Cabe anotar que los resultados aquí presentados son una simulación del agua infiltrada en el lugar, vista ésta como una aproximación al comportamiento real de la infiltración en la zona para un periodo dado. En el momento de la toma de los datos era un periodo de tiempo seco, por lo cual es factible que el suelo no se encontrara a capacidad de campo.

Infiltración = 1,58 cm / h = 3,7 metros/día

En este caso se tiene una capacidad de infiltración de una lámina de agua de 0,00044 cm/s o 1,58 cm/hora.

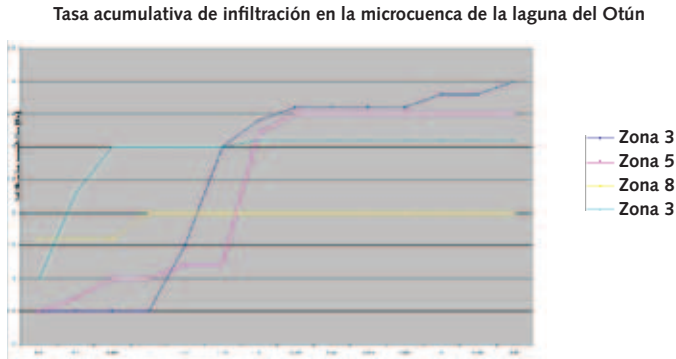


Figura 17. Tasa acumulativa de infiltración en la microcuenca de la laguna del Otún.

Para lograr los resultados a partir de los datos de campo, se analizaron y se elaboraron los respectivos cuadros. Se hicieron once pruebas, de las cuales se seleccionaron las cuatro más representativas, es decir, las que presentaban mayor homogeneidad en los datos. En la misma forma se realizaron once pruebas con el método del anillo infiltrómetro y también se seleccionaron las cuatro más representativas de la zona.

Los datos del cuadro 4, correspondiente a los puntos de muestreo y toma de datos, denotan una permeabilidad muy baja, posiblemente asociada a una saturación del suelo, sumada además a la composición de éste (areno-arcillosa y con alto contenido de ceniza volcánica); así mismo, debe tenerse presente que las pruebas se hicieron en temporada seca (febrero de 2004).

Cuadro 4. Puntos de muestreo permeabilidad.

Punto (altura)	tg	cm/s	Infiltración
4080	0,00017	0,00076	0,04
4100	0,00078	0,00035	0,02
4120	0,00078	0,00035	0,02
4200	0,00098	0,00044	0,02

En el cuadro anterior, la mayor cantidad de agua infiltrada es de 0,04 cm el minuto, sobre suelos formados a partir de una herencia volcánica y un modelado glaciar con altos contenidos de ceniza volcánica. La difusión del agua en los perfiles es considerablemente baja, en razón de que la microcuenca posee pendientes muy abruptas, formando cascadas y concentración de aguas en cortos lapsos; sin embargo, existen zonas planas, las cuales son áreas de amortiguación hídrica, que dan origen a pequeños cuerpos lagunares de alta montaña.

Método del anillo infiltrómetro

Con este método se mide la infiltración y además se puede conocer la aptitud del suelo a favorecer la escorrentía superficial (Horton Overland Flow) (Florez, 1983).

Operatividad y resultados

Para las mediciones se utilizó un tubo de 7 cm de diámetro al interior, el cual se introdujo en el suelo 5 cm aproximadamente; se colocó un frasco de plástico sobre este tubo, el cual cuenta con un depósito de agua de 16 cm de altura y 12 cm de diámetro, y una válvula de caucho, que posee dos conductos de diferente longitud que permiten la salida de agua y, al mismo tiempo, la entrada de aire. La relación entre la lámina de agua que sale del tanque y la que se deposita en el tubo infiltrómetro es de tres, y el volumen es el mismo. Se tomaron once mediciones con este método, de las cuales se analizaron y graficaron cuatro, cronometrando cada quince segundos durante quince minutos en total para cada caso; estas mediciones corresponden al descenso del agua en el frasco, que se multiplican por tres (relación de áreas).

Se elaboraron los cuadros y la gráfica correspondiente a las cuatro pruebas.

De acuerdo con la figura 17, la infiltración en este lugar es muy baja puesto que en los cuatro puntos de los once medidos el máximo valor de agua infiltrada en un lapso de quince minutos es de 4 cm, de un total de 16 cm posibles, ya que ésta es la capacidad del tanque que contiene el agua al ser absorbida por el suelo. A partir del minuto tres, la infiltración se detiene en la mayoría de los puntos de muestreo y desde ese instante se mantiene cons-

tante; el menor valor obtenido es de 1,5 cm en el tiempo considerado, quince minutos, y desde este momento se asume que la infiltración es invariable.

Dado lo anterior, y observando los valores del método Auger Hole Test, cuyos valores son cercanos a 1,58 cm, se puede concluir que la escorrentía superficial favorece por la poca retención de agua en el suelo, facilitando además la rápida concentración de aguas por aspectos como la pendiente y la composición del suelo; estos datos no son representativos de una área extensa y de ninguna manera se deben considerar definitivos. Por otro lado, Flórez (1983) encontró valores de infiltración en la vertiente occidental de la cordillera Occidental, a una altura de 3700 metros, de 0,26 cm/hora y 0,006 metros/día, y en el flanco oriental de la cordillera Occidental, a una altura de 3820 m, halló valores de 0,29 cm/hora y 0,07 metros/día. Los suelos encontrados entre la zona periglaciaria y la laguna del Otún presentan en su composición arcillas asociadas a la alteración de cenizas volcánicas, las cuales forman una capa impermeable entre la materia orgánica y el primer horizonte. Al respecto, Flórez (1983) anota: “En condiciones naturales, por la presencia de un sistema radicular superficial mezclado con la materia orgánica en descomposición, el agua lluvia se infiltra en parte en la materia orgánica y al no poder penetrar en el horizonte superficial escurre hipodérmicamente sobre éste y bajo la materia orgánica”, es decir, que la infiltración se produce entre la materia orgánica y el primer horizonte, regulando a su vez la retención de agua en la temporada de lluvias y la contribución en épocas secas.

Con los resultados obtenidos se puede considerar que la infiltración es muy baja o nula. Como complemento de este argumento están la composición de suelos impermeables y las fuertes pendientes de la zona, lo cual lleva a deducir que la cuenca presenta una elevada concentración de aguas en la laguna del Otún. Esquematizando se puede afirmar, en primera instancia, que la microcuenca de la laguna del Otún posee un gradiente alto, suelos impermeabilizados en general y es de carácter torrencial.

Según los cálculos obtenidos, el volumen de glaciar sería el mismo volumen que drenó de la laguna; este dato sería real sólo si las entradas de volumen de agua glaciar fueran iguales a las salidas (lo que se aporta, al mismo tiempo se drena).

No se puede tener la certeza de que esto sea irrefutable, ya que no existe una estación limnimétrica o limnigráfica que permita conocer el caudal o el

volumen drenado de agua para un tiempo establecido en la laguna del Otún. Lo que sí es posible asegurar es que por lo menos una buena parte del volumen inicial del río Otún que drenó de la laguna del Otún entre el 1.º de diciembre 2003 y el 1.º de febrero de 2004 es 48.472,4 m³; el remanente faltante sería lo que aportaría el glaciar para este mismo periodo de tiempo.

Considerando que el promedio de caudal que llega a la ciudad de Pereira es 12,18 m³/s, se tendría que para los dos meses de análisis el río Otún habría aportado a la ciudad un volumen total de 65.245.824 m³; así, el volumen drenado obtenido por medio de los levantamientos topográficos sería un 0,14% del total que llega a Pereira.

Por último, se considera pertinente que la aplicación de la ecuación hídrica descrita con anterioridad se realice completando todos los datos de las variables propuestas. Sobre la variable del volumen aportado por glaciar (Vg), sería preciso hacer un seguimiento del retroceso glaciar en área y volumen, durante el mismo periodo de análisis, para poder compararlo con el volumen aportado por glaciar, arrojado en el cálculo de la ecuación. De esta manera, se tendría una aproximación a la cantidad de agua que puede quedarse almacenada (ya sea en acuíferos o en zonas de acumulación, como pequeña lagunas) antes de llegar a la laguna. Probablemente esta cantidad no sea considerable, debido al carácter torrencial de la microcuenca de la laguna del Otún.

Para un seguimiento “ideal” de los aportes glaciares a una cuenca, se necesitaría llenar los siguientes requerimientos:

- Una cuenca o microcuenca en la región de alta montaña que posea una laguna como punto único de concentración de aguas.
- Que esta laguna posea una estación de medición de caudal emergente o drenado.
- Que la cuenca o microcuenca se encuentre dentro del área de influencia de una estación climatológica.
- Un seguimiento de la pérdida glaciar en volumen y área de la cuenca glaciar que aporte agua de fusión (balance de masas).
- Que todos los datos coincidan temporalmente para una misma época de análisis.

Conclusiones y recomendaciones

El retroceso glaciar en el Nevado Santa Isabel es un fenómeno adjunto a la tendencia mundial de descenso de las masas glaciares de alta montaña. Las transformaciones en la superficie terrestre de estas variables espacio-ambientales son uno de los mayores indicadores del ascenso térmico global, debido a la magnitud con que el fenómeno se ha venido evidenciando. El aporte de agua por parte de esta masa de hielo a los sistemas hídricos que altitudinalmente inician su existencia a partir de la fusión glaciar es un hecho que se investigó para este trabajo, teniendo como referente la dependencia que sobre el recurso agua detenta una estructura urbana, en este caso la ciudad de Pereira.

Dos niveles de resolución fueron las directrices en el desarrollo y resultados del trabajo:

1. El volumen de hielo desaparecido entre 1959 y 1995 en la cuenca glaciar que drena al río Otún, el cual tiene una equivalencia en agua de 47.268.965,1 m³. Este volumen, traducido en caudal, corresponde a 0,04 m³/s (44 L/s).

Este resultado se obtuvo a partir de la restitución fotogramétrica de la cartografía de isohipsas y límites glaciares de las fotografías aéreas de 1959 y 1995, para posteriormente realizar dos modelos tridimensionales de terreno que permitieran calcular la diferencia de volumen existente debido al cambio en la masa glaciar.

2. El caudal drenado de la laguna del Otún al río Otún en el lapso entre diciembre de 2003 y enero de 2004, el cual es de 48.472,4 m³; en caudal, 0,009 m³/s (0,9 L/s). Este caudal comprende aguas de fusión glaciar y precipitación acumuladas en la laguna.

El dato arrojado se generó a partir del análisis de la precipitación y la evaporación en la microcuenca de la laguna del Otún y la elaboración de dos levantamientos topográficos del perímetro de la lámina de agua en la laguna, a partir de los cuales se podría calcular el volumen de agua perdido por la laguna entre las dos fechas de medición.

Con base en los dos puntos anteriores, se concluye que el aporte en agua de fusión glaciar y de la microcuenca de la laguna del Otún frente a los caudales recibidos por Pereira es intrascendente, puesto que el aporte glaciar equivale a un 0,32% del caudal total recibido por Pereira para el periodo analizado, mientras que el aporte de la microcuenca de la laguna del Otún es de 0,07%. Esta irrelevancia hídrica de los aportes glaciares y de la microcuenca de la laguna del Otún, se refuerza si se observa la relación entre la oferta y la demanda del recurso hídrico en la ciudad de Pereira.

Este argumento corrobora y refuerza el conocimiento existente (Witte, 1995), según el cual los mayores aportes de agua de precipitación provienen de las cuencas medias de los ríos que nacen en el Parque de Los Nevados, debido a la dinámica de la Zona de Confluencia Intertropical y la conformación de frentes de condensación.

En el desarrollo del trabajo se demostró la utilidad de la metodología planteada, ya que el análisis de variables espaciales con base en sistemas de información geográfica que permiten modelar superficies de terreno y diferenciar cuantitativamente los cambios temporales de éstas fue pertinente para la complementación de la información existente acerca del retroceso glaciar del Nevado Santa Isabel; atado a este procedimiento el análisis de las variables hidrológicas y climatológicas permitió aproximarse a la relación hídrica entre el glaciar del Nevado Santa Isabel, la microcuenca de la laguna del Otún y la ciudad de Pereira. De manera complementaria, el análisis del glaciar con técnicas de sensores remotos permitió una actualización del área glaciar y sus coberturas.

Paralelamente, para apoyar la información producida y antes referida se aplicaron métodos para el conocimiento de la capacidad de infiltración y retención de agua, la cual se determinó como muy baja; gracias a esto se encontró que la microcuenca de la laguna del Otún tiene un comportamiento en el que el agua proveniente de las lluvias y el agua de fusión se concentran rápidamente en la laguna del Otún, apoyadas por las fuertes pendientes de los ejes de drenaje. Entre los objetivos propuestos se logró establecer la actualización cartográfica del glaciar, el análisis hídrico en la microcuenca, la relevancia para la ciudad de Pereira de los aportes en aguas de glaciares y de una parte de la cuenca alta. Sin embargo, no se determinó establecer la cantidad de agua de fusión proveniente de la cuenca glaciar que drena a la

laguna del Otún en la actualidad, debido a la inexistencia de información con respecto al caudal que drena de la laguna.

Los limitantes en este trabajo se refieren a la poca información hidrológica que se tiene sobre la franja de alta montaña en el país. Esto se asevera debido a que la zona trabajada cuenta con una de las tres estaciones climatológicas existentes a alturas superiores a los 4000 metros, y no presentan parámetros y registros a una escala de tiempo amplia, además de una deficiente confiabilidad en la recolección de los datos. En la información glaciológica hay registros fotográficos considerables, pero éstos no son suficientes para lograr una alta precisión en la determinación de caudales aportados. El resultado del trabajo, en el sentido de nuestra formación académica, nos permitió aplicar las directrices de la geografía con el objeto de entender e investigar las relaciones que se dan entre elementos físico-ambientales y un emplazamiento social que deriva su sustentabilidad hídrica de éstos.

Consideramos este trabajo precursor en las investigaciones glaciológicas en relación con una comunidad humana, y más exactamente su relación hídrica, ya que para Colombia no se encuentran investigaciones o publicaciones al respecto. Particularmente, se contribuye a la producción de información hidrológica de la cuenca alta del río Otún, la cual es inexistente según las entidades públicas encargadas del manejo y administración de esta cuenca. La información aquí consignada sitúa a una parte de la cuenca alta del río Otún con una baja producción hídrica, contradiciendo juicios de valor sobre los páramos y glaciares colombianos como grandes abastecedores de agua. Sólo el desarrollo de investigaciones y trabajos relacionados con este tema puede refutar o confirmar este argumento.

Recomendaciones

1. La instalación de una red de monitoreo que permita determinar balances de masas en los glaciares colombianos es indispensable para establecer modelos predictivos de retroceso y desaparición de su masa glaciar. Además de este monitoreo, se recomienda utilizar la metodología planteada en este trabajo con respecto al seguimiento del aporte hídrico de un glaciar. En el mejor de los casos, plantear nuevas metodologías según la particularidad de cada estudio y cada lugar.

2. Son escasas las investigaciones acerca de la alta montaña y su relación hídrica con las comunidades humanas en Colombia. La determinación de los páramos como principales creadores y abastecedores del agua en las cuencas de los ríos en Colombia debe soportarse con investigación científica que corrobore este “razonamiento” o lo desmitifique.
3. Debe hacerse un estudio de la influencia hidrológica posible de la biota y el suelo en la franja de páramo en Colombia, para complementar así la información climatológica y glaciológica que proporcione un conocimiento integrado y preciso del balance hídrico de cuencas localizadas en sus perímetros.
4. Resulta imprescindible la instalación de estaciones de monitoreo (limni-gráficas o limnimétricas) sobre los cauces de las cuencas altas de los ríos abastecedores de agua a ciudades y comunidades humanas; para el caso específico de esta investigación, sobre el drenaje de la laguna del Otún y sobre el cauce inicial del río Otún a la salida del represamiento lávico. ■

Referencias bibliográficas

- Aguas y Aguas de Pereira (1993). Estudio oferta y demanda hídrica de la subregión 1 del departamento de Risaralda (municipios de Pereira, Dosquebradas, Santa Rosa de Cabal y Marsella), tomos 1 y 2.
- Aguas y Aguas de Pereira (2001). Monitoreo de acueducto y alcantarillado de Pereira S.A., ESP.
- Braitmeier, Michael (2003). Die Energiebilanz an der Oberfläche des Nevado Santa Isabel. Kolumbien. Inaugural Dissertation. Erlangung des doktorgrades Fakultat der Heinrich-Heine-Universität Dusseldorf.
- Chuvieco, Emilio (1996). *Fundamentos de teledetección espacial*. Madrid: Ediciones Rialp.
- Corporación Autónoma de Risaralda (1998). Diagnóstico ambiental de los municipios de Pereira, Dosquebradas, Marsella y Santa Rosa.
- Convenio Universidad de Caldas-Aguas de Manizales S.A., ESP-Corpocaldas (2000). Balance glaciohidrológico y manejo de amenazas de la cuenca del río Molinos. Manizales.
- Erickson, Jon (1992). *Las edades de hielo. la próxima glaciación*. Madrid: McGraw-Hill Interamericana.
- Euscátegui, Christian (2002). *Determinación de la incidencia de las variaciones del brillo solar sobre la dinámica glaciar del Volcán Nevado Santa Isabel*. Tesis de Maestría en Meteorología. Universidad Nacional de Colombia.
- Flórez, Antonio (1993). Alta montaña: algunos factores de cambio ambiental. En Seminario Taller sobre Alta Montaña Colombiana. Bogotá: Academia Co-

- lombiana de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Colección Memorias, n.º 3.
- Flórez, Antonio (1992). Los nevados de Colombia: glaciares y glaciaciones. *Análisis Geográficos*, 22. Bogotá: Instituto Geográfico Agustín Codazzi (IGAC).
- Flórez, Antonio (s.f.). Movilidad de páramos y glaciares en los Andes colombianos. Sin publicar.
- Flórez, Antonio (1986). Transecto Tatamá, cordillera Occidental. Aspectos climatológicos y geomofológicos. *Análisis Geográficos*, 3. Bogotá: Instituto Geográfico Agustín Codazzi (IGAC).
- Ideam (2001). Colombia, Primera Comunicación Nacional ante la Convención Marco de las Naciones Unidas sobre el Cambio Climático.
- Ideam (2001). Los glaciares de Colombia, expresión del cambio climático global.
- Igac (1995). Precipitación, temperatura y humedad en el transecto Parque de Los Nevados: análisis de distribución y métodos de estudio. Subdirección Geográfica.
- IPCC (1992). Cambio climático, evaluación científica. Ministerio de Obras Públicas y Transportes (MOPT) e Instituto Nacional de Migraciones (INM).
- IPCC (1994). *Climate Change, Radiative Forcing of Climate Change and an Evaluation of the*
- IPCC IS92 Emission Scenarios*. Cambridge: Cambridge University Press, 339 pp.
- Linder, Wilfred (1993). Pérdidas en la masa de hielo en el Nevado del Ruiz causadas por procesos climáticos y eruptivos durante los últimos 50 años. *Análisis Geográficos*, 23. Bogotá: Instituto Geográfico Agustín Codazzi (IGAC).
- Ludevid Anglada, Manuel (1997). *El cambio global en el medio ambiente. Introducción a causas humanas*. Barcelona: Bixareu Editores.
- Rangel-Ch., Orlando (2000). La región Paramuna y Franja Aledaña en Colombia. En *Colombia Diversidad Biótica III. La región de vida paramuna*. Bogotá: Universidad Nacional de Colombia, Facultad de Ciencias, Instituto de Ciencias Naturales.
- Paterson, W. S. B. (1994). *The Physics of Glaciers*. Elsevier Science Ltd.
- Remeneiras, Gastón (1971). *Tratado de hidrología aplicada*. Barcelona: Editores Técnicos Asociados.
- Sanabria, María Judith (1999). Monitoreo de la calidad del agua de los ríos Otún, Consota y quebradas afluentes urbanas de la ciudad de Pereira. Informe final, pp.12-17.
- Seltzer, Geoffre Owen (1991). Glacial history and climate change in the Peruvian-Bolivian Andes. UMI Dissertation services.
- Serway, Raymond A. (1968). *Física*. México: Instituto Politécnico Nacional-Unam-Nueva Editorial Interamericana.
- Van der Hammen, Thomas (1989). *La cordillera Central colombiana. Transecto Parque de Los Nevados*. Berlín: Stuttgart.
- Vargas, Nancy (1993). *Estudio hidrológico cuenca río Otún, proyectos hidroeléct-*

- tricos río Azul y Cenagal*, tomos 1 y 2. Pereira.
- Vázquez Abeledo, Manuel (1998). *La historia del Sol y el cambio climático*. Madrid: McGraw-Hill.
- Velásquez, Francia Helena (1998). La pequeña edad glacial en los nevados del Ruiz y Santa Isabel. Tesis de grado. Medellín: Universidad Nacional de Colombia, Facultad de Ingeniería Geológica.

ANÁLISIS DEL RETROCESO DEL GLACIAR VINCIGUERRA EN TIERRA DEL FUEGO

Rodolfo Iturraspe^{1,2}

Adriana Urciuolo^{1,2}

Jorge Strelin^{3,4}

Rodrigo Iturraspe¹

Sergio Camargo¹

José Pacheco¹

Resumen

La mayoría de los glaciares orientales de Tierra del Fuego muestran notables cambios desde la década de los setenta, que indican un significativo proceso recesivo general en el área. El glaciar Vinciguerra, que en 1970 presentaba una extensión de 1,16 km², perdió el 44% de su superficie, retrocediendo 460 m y dando lugar a la formación de una laguna proglacial de 5 ha. La retracción del frente se aceleró en los últimos años, de 11,5 m a⁻¹ en 1970-2002 a 19,5 m a⁻¹ en 2002-2008. Se presentan resultados de balance de masa realizados en forma continua desde 2003 basados en diez balizas de observación. En los cinco años de monitoreo se registraron balances negativos, promediando una tasa de 1150 mm a⁻¹ de agua equivalente. Adicionalmente, se realiza el monitoreo climático correspondiente al ambiente glaciario, necesario para la modelación del balance en una etapa posterior. Una estación automática adyacente al glaciar adquiere datos climáticos en cota 950 msnm. La tasa de ablación anual en proximidades del frente oscila entre 4000 y 5000 mm de agua equivalente, motivando el descubrimiento de rocas basales. Se espera a corto plazo una activa afectación de la zona de ablación, especialmente en la lengua glaciaria, que podría desaparecer en la próxima década.

¹ Dirección General de Recursos Hídricos. Ushuaia, Argentina. iturraspe@tdfuego.com.

² Universidad Nacional de la Patagonia San Juan Bosco. Ushuaia, Argentina.

³ Instituto Antártico Argentino. Buenos Aires, Argentina.

⁴ Universidad Nacional de Córdoba, Argentina.

Abstract

Most of eastern glaciers of Tierra del Fuego show significant changes since the 70 decade, indicating a general recessive process in the area. The Vinciguerra glacier lost 44% of extension since 1970, and retreated 460 m, giving place to the formation of a 5 ha pro-glacial lagoon. The front retreat accelerated in the last years, from 11,5 m a⁻¹ on 1970-2002 to 19,5 m a⁻¹ on 2002-2008. We show results of mass balance monitoring achieved continuously from 2003, on the basis of ten stakes installed on the ice. The five years of monitoring presented negative balances, with a tax of -1150mm a⁻¹ w.e. In addition, an automatic weather station close to the glacier acquires climatic data at 950 masl. Near the front glacier the ablation rate varies between 4000 to 5000 mm w.e., discovering basal rocks each year. We expect in the short term active thinning of the ablation zone, especially on the tongue, witch could disappear in one decade.

Introducción

El comportamiento de los glaciares de montaña es un indicador eficiente de la variabilidad de los patrones climáticos dominantes en el ambiente de cordillera, donde normalmente es muy difícil contar con registros climáticos de cierta extensión. Es el caso de los Andes de Tierra del Fuego, cuyo poblamiento es incipiente aún en las tierras bajas y donde muchos valles se encuentran despoblados y apenas explorados.

Diversos autores han publicado estudios en relación con las fluctuaciones glaciarias posteriores al máximo glacial, correspondientes al Plehistoceno tardío y Holoceno en Tierra del Fuego (Clapperton et ál., 1988, Rabassa et ál., 1992, 2000; Planas, 2002 & Strelin, 2008), predominantemente dentro de un contexto de escala regional. Sin embargo es escaso el material disponible relativo al comportamiento de los glaciares locales desde la pequeña edad del hielo (PEH) hasta el presente. Comparativamente, hay mayor disponibilidad de información sobre este tema relativa a otros sitios del sur de Suramérica, en muchos casos producto de la integración de grupos científicos de los países locales (Chile y Argentina) con investigadores de Japón, Estados Unidos y

países europeos, que han logrado interesantes resultados especialmente en los Campos de hielo patagónico Norte y Sur (Aniya, 1986, 1997, 1999; Warren, 1993, 1999; Kuylenstierna, 1996; Rivera et ál., 1997, 2007; Iturraspe y Strelin, 2002; Skvarca et ál., 2002, 2003; Rignot et ál., 2003; Casassa et ál., 2006 & Schneider et ál., 2007). Desde la década de los ochenta el nivel de conocimiento sobre el comportamiento de los glaciares en Patagonia se ha incrementado significativamente, pero es aún insuficiente atendiendo a la gran variabilidad climática y diversidad de ambientes glaciarios. Dados los notables contrastes climáticos, geográficos y morfológicos, no es atinado extrapolar resultados a Tierra del Fuego desde otros ambientes de la Patagonia.

Con respecto a fluctuaciones recientes de glaciares de Tierra del Fuego, Holmlund y Fuenzalida (1995) señalan diferencias en el comportamiento de los glaciares de la cordillera Darwin (Chile) con glaciares de la vertiente sur estables o en reavance y sujetos a un fuerte retroceso en la vertiente opuesta. Porter y Santana (2003) describen la notable desaparición del hielo glaciario en el fiordo Marinelli, situado en la vertiente norte de la cordillera Darwin, a una tasa de retroceso entre 1992 y 2000 de -787 m a^{-1} y una reducción areal de $-2,75 \text{ km}^2 \text{ a}^{-1}$.

Strelin e Iturraspe (2007) reconstruyeron el proceso recesivo experimentado por el glaciar Martial (Argentina), muy próximo a la ciudad de Ushuaia, y determinaron un valor de 450 mm a^{-1} en agua equivalente de pérdidas anuales promedio en el período 1984-1998. Adicionalmente, presentaron resultados de balance de masa, a partir de 2000. El glaciar Vinciguerra, objeto del presente estudio, se diferencia del Martial, distante 8 km (figura 1) por su mayor dimensión y rango altitudinal, características morfológicas y emplazamiento, con menor exposición a la influencia oceánica. Ambos glaciares constituyen parte del conjunto de cuerpos de hielo que aportan a la red de drenaje que es fuente de aprovisionamiento de la ciudad de Ushuaia, capital de la provincia argentina de Tierra del Fuego (Strelin & Iturraspe, 2002). Se requiere un conocimiento relativo al comportamiento de estas unidades para diseñar estrategias de adaptación al cambio climático basadas en la previsión de futuros cambios en la disponibilidad de los recursos hídricos.

Descripción del área de estudio

El archipiélago de Tierra del Fuego, prolongación del continente americano en la confluencia de los océanos Atlántico y Pacífico, funciona como un observatorio de la circulación atmosférica del cinturón subantártico. Los Andes tienen aquí una orientación W-E que determina en gran medida las características climáticas dominantes y los gradientes transicionales locales. Las cumbres más elevadas, que alcanzan 2400 m, se localizan en el sector occidental (Chile), en el campo de hielo de la cordillera Darwin, desde donde se desprenden extensas terminales glaciarias, que en la mayoría de los casos culminan en pronunciados fiordos. Hacia el este, en territorio argentino, el relieve alcanza menor altitud, por debajo de 1400 m, disminuyendo también la magnitud de los cuerpos de hielo. La circulación general de los Westerlies, el frecuente paso de ciclones por el pasaje de Drake y la pronunciada penetración del extremo sur del continente en la gran masa oceánica son factores que dan lugar a condiciones climáticas de Tierra del Fuego notablemente oceánicas (Tuhkanen, 1992), con lluvias frecuentes todo el año y régimen térmico de moderada amplitud: el promedio anual en Ushuaia (a nivel del mar) es de 5,5 °C; el promedio de enero –el mes más cálido– de 9,4 °C y de julio –el más frío– de 1 °C. La precipitación anual a nivel del mar es de 530 mm (registros de Ushuaia), pero este valor se duplica en el ambiente de montaña (Iturraspe & Urciuolo, 2007).

El glaciar Vinciguerra (54° 43' S, 68° 20' W), próximo a la ciudad de Ushuaia y localizado en la sierra homónima, es uno de los mayores entre los pequeños pero numerosos glaciares del sector argentino de Tierra del Fuego. Su extensión, que alcanzaba a 1,2 km² en 1970, es actualmente de 0,635 km². Aporta a la cuenca de Arroyo Grande, cuyo curso principal atraviesa el ejido urbano de la ciudad de Ushuaia. Esta cuenca presenta en sus cabeceras numerosos cuerpos de hielo con características similares al glaciar de estudio.

El basamento geológico en el que está modelado el circo glaciario está integrado por rocas sedimentarias de la formación Yahgan, del Jurásico-Cretácico, cuya génesis puede interpretarse como resultado de la deposición de sedimentos en una pequeña cuenca marginal, que luego experimentaron fuerte deformación y metamorfismo (Olivero y Martinioni, 2001).

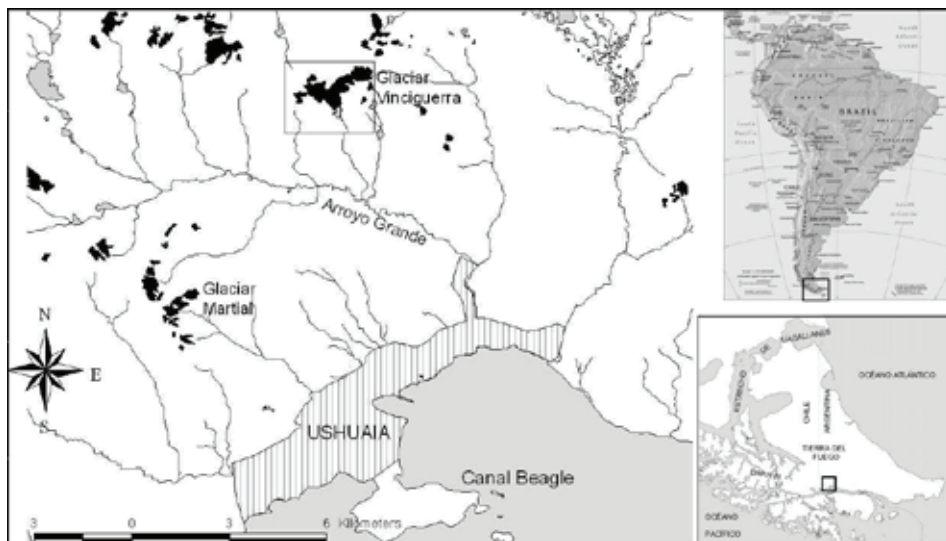


Figura 1. Ubicación del glaciar Vinciguerra, Tierra del fuego, Argentina.

Materiales y métodos

La referencia más antigua sobre la posición del glaciar se obtuvo del vuelo a escala 1:40.000 del Servicio de Hidrografía Naval (Argentina) realizado en febrero de 1970. La evolución posterior se analizó a partir de imágenes satélite Landsat TM 1985, 2002 y Spot 1995, con píxel interpolado de 10 m. Desde 1985 se ha efectuado el monitoreo *in situ* con el apoyo de fotografías panorámicas y más recientemente con relevamientos topográficos realizados en 2008 con GPS diferencial centimétrico, estación total y en algunos sectores con datos de GPS navegador. Estas observaciones han favorecido posteriormente la interpretación de la dinámica y evolución glaciaria. Un primer nivel de análisis se enfoca en la variabilidad espacial observada entre 1970 y 2008, con base en fotografías aéreas, imágenes satelitales y relevamiento en terreno del límite glaciario. Si bien tal evolución se ha registrado con mayor detalle, en este artículo se presentan las situaciones correspondientes a 1970, 1995 y 2008 para facilitar una mejor visualización de los cambios espaciales. El segundo nivel de análisis del comportamiento del glaciar se fundamenta en el balance de masa, realizado desde abril de 2003 con base en diez balizas distribuidas en las zonas de ablación y acumulación que se usan como referencia para hacer observaciones de altura y densidad de la nieve y del hielo.

Las balizas se instalan anualmente, perforándose el hielo con una sonda de vapor Heucke a una profundidad de 6 m en la zona de ablación.

El año hidrológico comienza en abril y culmina en marzo. La máxima acumulación se registra entre octubre y noviembre, en tanto que el proceso de ablación alcanza mayor intensidad en enero-febrero, en concordancia con las más altas temperaturas anuales. Desde octubre hasta abril se efectúan mediciones mensuales para obtener información sobre las características del proceso de fusión de la nieve estacional en el glaciar.

La ubicación de las balizas se estableció teniendo en cuenta la representatividad de los sitios respecto de su situación altitudinal, evitando sectores de anómala influencia por parte de la acción del viento.

El balance se hace siguiendo la metodología clásica para este tipo de observaciones (Lliboutry, 1965 & Kaser et ál., 2003). El agua equivalente de la nieve acumulada se determina mediante cateos que integran el estrato, mientras que anualmente se realizan calicatas en la zona de acumulación con el fin de delimitar en forma correcta la acumulación anual y contrastar los cateos integrados.

En la figura 2 se aprecia el posicionamiento de las diez balizas en las que se hacen las observaciones.

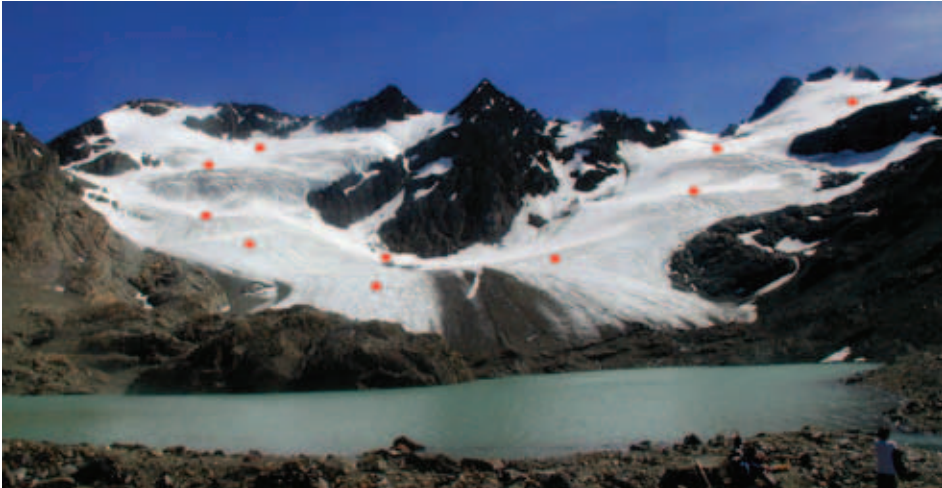


Figura 2. Vista general del glaciar Vinciguerra y ubicación de las diez balizas de medición. En primer plano se aprecia la laguna de los Témpanos, que era ocupada totalmente por el hielo glaciario en 1970. Fotografía tomada en enero de 2005.

Desde 2003 se recaban datos de temperatura en inmediaciones del glaciar en cota 950 msnm, y desde enero de 2008 opera una estación climática automática completa. En la desembocadura de la laguna se ha instalado una estación hidrométrica que consta de un vertedero, escala hidrométrica, sensor de nivel y *datalogger* registrador, que recoge datos cada 30 minutos. Estudios realizados en el glaciar Martial (Iturraspe y Strelin, 2005 & Buttstädt, 2008) han verificado un buen ajuste del modelo grado día con el balance de masa.

Resultados

Morfología glaciar

El Vinciguerra es un glaciar de montaña que ocupa un amplio y bien definido circo que alberga a dos vertientes glaciarias principales. Éstas convergen en una lengua residual orientada hacia el sur que ocupa parte del valle superior, cuyo desarrollo es actualmente muy acotado, entre los 800 y los 740 m, con una pendiente del 15%. El frente estaba en contacto con la laguna de los Témpanos (725 msnm) hasta el año 2000. Este espejo de agua se desarrolló muy recientemente a partir del retiro del hielo. Un rasgo característico es la presencia de una morrena central de detritos resultantes de la convergencia del material acarreado lateralmente por ambas vertientes glaciarias. Este material es cubierto por la nieve y el hielo en los niveles superiores e intermedios, y aflora en los niveles inferiores de la zona de ablación (figura 3). El retroceso en los últimos años ha dado lugar a la formación de pequeñas lagunas adyacentes al frente.

El ambiente periglacial presenta evidencias del avance experimentado en la PEH, consistente en diversos depósitos morrénicos que superan el límite sur de la laguna. Niveles morrénicos a 800 m sobre las laderas en los laterales de la laguna indican que se habría generado un espesor de hielo de más de 80 m a la altura de la zona central de ésta.

Así mismo, en proximidades de las márgenes de la laguna se aprecian numerosos arcos recesivos correspondientes a avances estacionales originados en las décadas de los setenta y ochenta, cuando el glaciar ocupaba parte del cuenco lacustre. En la margen izquierda del glaciar, entre 900 y 1000 msnm se desarrolla un glaciar de roca bien definido. Estas geoformas criogénicas son frecuentes a esa altitud en el ambiente de montaña de Tierra del Fuego, en la que se desarrolla permafrost en los depósitos sedimentarios. En la tabla 1 se presenta un resumen de las características geográficas y morfológicas del glaciar.



Figura 3. Vista de un sector del acarreo de detritos en la zona central de la lengua. El material transportado aflora por ablación y genera una cubierta protectora a la radiación que produce un desnivel del orden de 4 m respecto del nivel general de la superficie.

Tabla 1. Características geográficas y morfológicas del glaciar Vinciguerra.

Ítem	Valor
Coordenadas geográficas	54° 43' S, 68° 20' W
Superficie total del glaciar	0,635 km ²
Superficie del área de acumulación	0,235 km ²
Exposición	S
Altura máxima	1250 m
Altura mínima	740 m
Altura en la cumbre	1308 m
Máximo desarrollo longitudinal	1200m
Longitud de la lengua	350m
Pendiente media de la lengua	15%
Pendiente media general	40%
Área de acumulación	23,5 ha
Área de ablación	40 ha
Cuenca a la que aporta	Arroyo Grande

Evolución del glaciar Vinciguerra en el periodo 1970-2008

En la PEH, el glaciar se extendió hasta alcanzar afloramientos estructurales que contuvieron la expansión, lo que favoreció el desarrollo de su espesor. Esto posibilitó un mayor tiempo de permanencia del hielo en los niveles del valle ocupado actualmente por la laguna de los Témpanos, la que en 1970 todavía no existía. Según se aprecia en las fotos aéreas de 1970, el drenaje se desarrollaba por un lateral situado a la izquierda de la actual desembocadura de la laguna y a un nivel superior al que este espejo de agua presenta en la actualidad. La superficie glaciaria y la posición del frente no diferían entonces, significativamente, de la máxima expansión alcanzada en la PEH; sin embargo, la pérdida de masa durante las primeras siete décadas del siglo XX habría producido un adelgazamiento notable que daría lugar en los años sucesivos al rápido retroceso. En la figura 4 se ilustra esta secuencia recesiva desde 1970 hasta el presente.

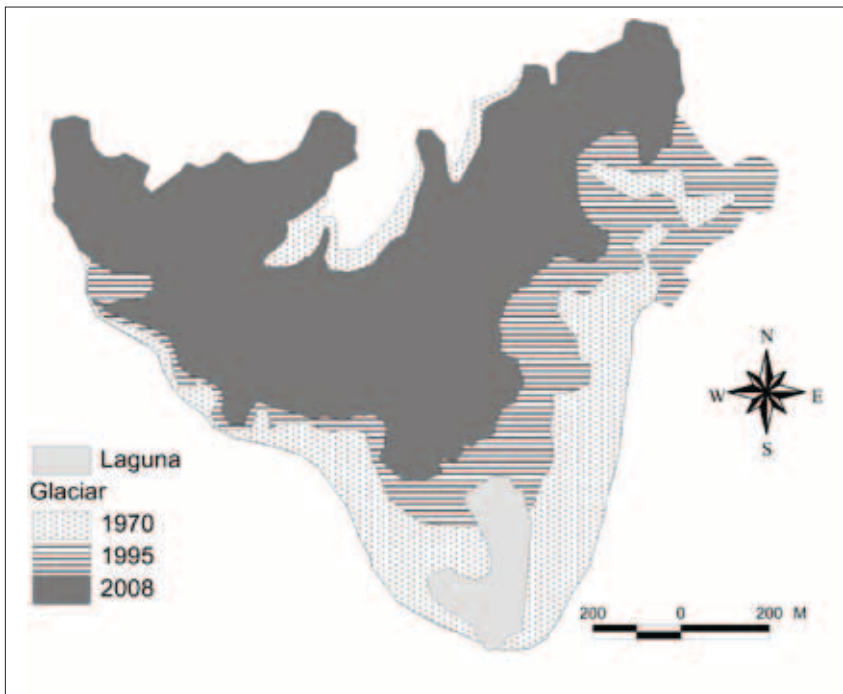


Figura 4. Recesión del glaciar Vinciguerra entre los años 1970 y 2008.



Figura 5. Cambios recientes en el frente del glaciar Vinciguerra. A: febrero de 1999; B: marzo de 2003; C: enero de 2005; D: abril de 2008.

Entre 1970 y 2008, la posición del frente retrocedió 460 m, resultando para el período un promedio de $12,1 \text{ m a}^{-1}$. Esta tasa fue de $11,5 \text{ m a}^{-1}$ en el lapso 1970-2002 y se incrementó a $19,5 \text{ m a}^{-1}$ en 2002-2008, debido sobre todo al adelgazamiento experimentado previamente en la zona de ablación. En la figura 5 se observan los cambios en la posición del frente entre 1999 y 2008.

Balance de masa

El monitoreo de cambios de la posición del frente y de la extensión de los glaciares permite evaluar con facilidad ciertos aspectos del comportamiento glaciar, pero la información resultante de este tipo de observaciones no es siempre un buen indicador de los cambios de masa y de los patrones climáticos del período precedente. En efecto, un glaciar puede perder espesor sin evidenciar cambios notables en su extensión, y tal adelgazamiento dar lugar a un rápido retroceso de la zona de ablación en décadas posteriores. Este proceso puede inducir una estimación equívoca de las condiciones climáticas de los años previos si se procura relacionarlas directamente con la reducción del área englasada.

El balance de masa anual es una metodología muy apropiada para estudiar el comportamiento glaciar en relación con los factores climáticos. No obstante, se requiere un esfuerzo considerable en materia de actividades de campo que debe sostenerse en el tiempo y que adquiere complejidad cuando los glaciares son extensos o cuando hay dificultades para el acceso o para el tránsito sobre el hielo. Se escogió el glaciar Vinciguerra para su monitoreo precisamente por presentar facilidades en tal sentido y por ser representativo de los glaciares de este sector de la cordillera.

La distribución espacial de la acumulación está vinculada a gradientes altitudinales de temperatura y precipitación, pero adicionalmente es relevante el transporte de la nieve producido por el viento, que da lugar a la formación de dunas y a sectores de erosión, donde el hielo queda descubierto la mayor parte del año.

Desde el comienzo de las observaciones en abril de 2003, hasta marzo de 2008 todos los años resultaron deficitarios (figura 6). El año 2004-2005 ha sido el más deficitario de la serie (-1610 mm a.e.). Se advierte en los últimos dos años una disminución de las pérdidas debido a un leve descenso de la

temperatura y a un incremento en las precipitaciones. La ablación en las balizas más cercanas al frente varía entre 4 y 5 m de agua equivalente al año, sin que esta pérdida sea compensada por el flujo glaciario.

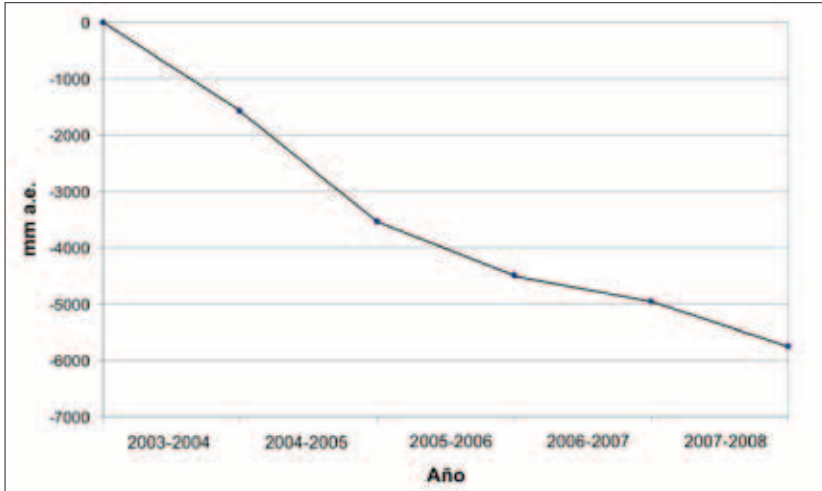


Figura 6. Balance de masa acumulativo del glaciar Vinciguerra, 2003–2008.

Discusión y conclusiones

Con las condiciones climáticas actuales, el glaciar Vinciguerra se encuentra sometido a un marcado desequilibrio. Los cambios más notables se manifestaron de 1970 al presente, a una tasa recesiva del frente de $12,1 \text{ m a}^{-1}$. Las evidencias del desarrollo alcanzado por el Vinciguerra durante la PEH indican que en este glaciar ha sido mucho más significativa la pérdida de superficie desde 1970 hasta la fecha que entre el máximo en la PEH y ese año.

Sin embargo, este notable retroceso no sólo se debe a condiciones climáticas desfavorables propias de este período sino que también es consecuencia del adelgazamiento progresivo que experimentó durante el transcurso de décadas anteriores.

La secuencia de años con déficit de balance promedio de 1150 mm a^{-1} y tasas de ablación del orden de 5000 mm en proximidades del frente lleva a inferir que a corto plazo se experimentarán cambios muy notorios en la zona de ablación, que producirán una alteración notable de la morfología del

glaciar. Se está produciendo la manifestación de afloramientos en sectores intermedios del glaciar que podrían interrumpir el flujo hacia la lengua que se extiende bajo la cota 800 m; como consecuencia, se produciría la desaparición de ésta y la separación de las dos vertientes glaciarias. Será factible dar un pronóstico más preciso al respecto a partir de la determinación de espesores de hielo con técnicas de radar.

Resultados del balance de masa indican que la temperatura es más determinante sobre el comportamiento del glaciar que las precipitaciones. Teniendo en cuenta el déficit anual, sería necesario que se duplicase la precipitación anual para mantener el glaciar en condiciones estables con el régimen térmico actual, lo que implicaría cifras anuales muy inusuales. En contraste, una eventual reducción en la temperatura del semestre cálido del orden de seis décimas respecto del promedio histórico (equivalente al desvío estándar de la serie) daría lugar a condiciones de estabilidad. La precipitación registrada en Ushuaia en el año hidrológico 2006-2007, que totalizó 641 mm (datos de la cercana estación meteorológica de Cadic), fue la mayor en los últimos 25 años; con todo, esta condición no bastó para equilibrar el balance del glaciar en ese año.

La posición de la línea de equilibrio (ELA) ha fluctuado desde 2003 alrededor de 1050 msnm. La bajan la relación del área de acumulación respecto al área total (AAR) y la relación entre el área de acumulación y el área de ablación, resultando un factor de 0,37, que explica en buena medida el desequilibrio en el balance de masa.

La generalidad de los glaciares situados en el sector argentino de Tierra del Fuego presenta similares condiciones recesivas, agudizadas en las últimas cuatro décadas, motivo por el cual es previsible la pronta desaparición de unidades localizadas en condiciones de exposición más desfavorables y la retracción de glaciares de mayor desarrollo, como el Vinciguerra, a posiciones más elevadas en los circos.

Agradecimientos

Queremos dar gracias a todos los que nos han ayudado desinteresadamente a transportar materiales y equipos hasta el ámbito del glaciar y colaboraron con la ejecución del monitoreo, entre ellos muy especialmente a Alvar Sobral,

Roberto Sottini, Christian Fritz, Juan Presta, Pablo Huelin, Esteban Strelin, Julio Escobar e Ibai Rico Lozano. Los estudios descritos se han realizado en el marco de los proyectos “Glaciological Studies for the Planning of Water Uses in Climate Change Scenarios” (GEF-PNUMA) y “Monitoreo de glaciares vinculados a las fuentes de agua de la ciudad de Ushuaia” (UNPSJB). ■

Referencias bibliográficas

- Aniya, M. (1999). Recent glacier variations of the hielos patagónicos, South America, and their contribution to sea-level change. *Arct. Antarct. Alp. Res.*, 31, 165-173.
- Aniya, M. & Enomoto, H. (1986). Glacier variations and their causes in the Northern Patagonian Icefield, Chile since 1944. *Arctic. Alp. Res.*, 18, 307-316.
- Aniya, M., Sato, H., Naruse, R., Skvarca, P. & Casassa, G. (1997). Recent glacier variations in the Southern Patagonian Icefield, South America. *Arctic. Alp. Res.*, 29, 1-12.
- Buttstädt, M. (2008). Kalibrierung eines Gradtag-Modells für den Gletscher Martial Este, Feuerland, Argentinien, und Abschätzung der Massenbilanz 1960-2100. Tesis de maestría. Geographisches Institut der RWTH Aachen, Alemania. C. Schneider y R. Iturraspe (dirs.).
- Casassa, G., Rivera, A. & Schwikowski, M. (2006). Glacier mass balance data for southern South America (30 °S - 56 °S). In Knight, P. G. (ed.). *Glacier Science and Environmental Change*, pp. 239-241. Oxford, UK: Blackwell.
- Clapperton, C. M. & Sugden, D. E. (1988). Holocene glacier fluctuations in South America and Antarctica. *Quat. Sci. Rev.*, 7, 185-198.
- Holmlund, P. & Fuenzalida, H. (1995). Anomalous glacier responses to 20th century climatic changes in Darwin Cordillera, southern Chile. *Journal of Glaciology*, 41, 465-473.
- Kaser, G., Fountain, A. & Jansson, P. (2003). A manual for monitoring the mass balance of mountain glaciers with particular attention to low latitude characteristics. A contribution from the International Commission on Snow and Ice (ICSI) to the Unesco-HKH-Friend program. Unesco IHP-VI, Technical Document 59.
- Iturraspe, R. & Strelin, J. (2002). Dinámica de procesos y geoformas vinculadas al retroceso del glaciar O'Higgins, campo de hielo Patagónico Sur. Chile. *Anales Instituto de la Patagonia*, 30, 13-24. Serie Ciencias Naturales. Punta Arenas: Universidad de Magallanes.
- Iturraspe, R. J. & Strelin, J. (2005, mayo). Resultados de estudios glaciológicos y nivológicos en el glaciar Martial, Tierra del Fuego. *Anales XX Congreso Nacional del Agua*. Mendoza. Publicado en CD.

- Iturraspe, R. J., Urciuolo, A., Guerrero Borges, V., Gaviño Novillo, M., Collado, L., Sarandón, R. & Burns, S. (2007). Report on basin response for Argentina. D18 Epic Force Project-INCO-CT2004-510739. <http://www.ceg.ncl.ac.uk/epicforce/deliverables.htm>
- Kuylenstierna, J. L., Rosqvist, G. C. & Holmlund, P. (1996). Late-Holocene glacier variations in the Cordillera Darwin, Tierra del Fuego, Chile. *The Holocene*, 6, 353-358.
- Lliboutry, L. (1965). *Traité de Glaciologie*, 2. Paris: Masson & Cie., 1040 pp.
- Olivero, E. & Martinioni, D. (2001). A review of the geology of the Argentinian Fuegian Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, 14, 175-188.
- Planas, X., Aurea Ponsa, A., Coronato A. & Rabassa, J. (2002). Geomorphological evidence of different glacial stages in the Martial cirque, Fuegian Andes, southernmost South America. *Quaternary International*, 87, 19-27.
- Porter, C. & Santana, A. (2003). Rapid 20th century retreat of Ventisquero Marinelli in the Cordillera Darwin Icefield. *Anales Instituto Patagonia*. 31, 17-26. Serie Ciencias Naturales, Chile.
- Rabassa, J., Bujalesky, G., Meglioli, A., Coronato A., Gordillo, S., Roig, C. & Salemme, M. (1992). The Quaternary of Tierra del Fuego, Argentina. The status of our knowledge. *Sveriges Geologiska Undersokning, Ser. Ca 81*, pp. 249-256.
- Rabassa, J., Coronato, A., Bujalesky G., Salemme M., Roig, C., Meglioli, A., Borromei A., Quatroccio, M., Heusser, C., Roig, F. & Gordillo, S. (2000). Quaternary of Tierra del Fuego, Southernmost South America: an updated review. *Quaternary International*, 68(71), 217-240.
- Rignot, E., Rivera, A. & Casassa, G. (2003). Contribution of the Patagonia Icefields of South America to Global Sea Level Rise. *Science*, 302, 434-437.
- Rivera, A., Lange, H., Aravena, J. C. & Casassa, G. (1997). The 20th century advances of Glaciar Pio XI, Chilean Patagonia. *Ann. Glaciol.*, 24, 66-71.
- Rivera, A., Benham, T., Casassa, G., Bamber, J. & Dowdeswell, J. (2007). Ice elevation and areal changes of glaciers from the Northern Patagonia Icefield, Chile. *Global and Planetary Change*, 59, 126-137.
- Schneider, C., Schnirch, M., Casassa, G., Acuña, C. & Kilian, R. (2007). Glaciology at Gran Campo Nevado (53°S), Chile-Part II: glacier inventory and glacier change during recent decades. *Global and Planetary Change*, 58.
- Skvarca, P., De Angelis, H., Naruse, R., Warren, C.R. & Aniya, M. (2002). Calving rates in freshwater: new data from southern Patagonia. *Annals of Glaciology*, 34, 379-384.
- Skvarca, P., Raup, B. & De Angelis, H. (2003). Recent behaviour of Glaciar Upsala, a fast flowing calving glacier in Lago Argentino, Southern Patagonia. *Annals of Glaciology*, 36, 184-188.
- Strelin, J., Casassa, G., Rosqvist, G. & Holmlund, P. (2008). Holocene glaciations in the Ema Glacier Valley, Monte Sarmiento Massif, Tierra del Fuego. *Palaeogeography, Palaeoclimatology Palaeoecology*, 206(3-4), 299-314.

- Strelin, J. & Iturraspe, R. J. (2002). La cuenca glacionival del glaciar Martial. En *Actas Conf. Transcontinental High Summit 2002*, Mendoza, 6-10/5/2002. Publicado en CD.
- Strelin, J. & Iturraspe, R. (2007). Recent evolution and mass balance of Cordón Martial glaciers, Cordillera Fuegoina Oriental. *Global and Planetary Change*, 59, 17-26 .
- Tuhkanen, S. (1992). The climate of Tierra del Fuego from a vegetation geographical point of view and its ecoclimatic counterparts elsewhere. *Acta Botanica Fennica*, 145, 1-64.
- Warren, C. R. (1993). Rapid recent fluctuations of the calving San Rafael glacier, Chilean Patagonia: climatic or non-climatic? *Geografiska Annaler*, 75A, 111-125.
- Warren, C. & Aniya, M. (1999). The calving glaciers of southern South America. *Global and Planetary Change*, 22, 59-77.

VARIACIONES GLACIARES Y DISPONIBILIDAD DE AGUA EN LA CORDILLERA BLANCA DEL PERÚ DESDE HACE 40 AÑOS

Thomas Condom¹

Wilson Suárez²

Alejo Cochachin Rapre³

Jesús Gómez³

Resumen

En el Perú, se observa un proceso de retroceso glaciar desde hace más de 30 años. El área de estudio de este artículo es la cordillera Blanca, la formación glaciar más importante del país, ubicada en el ramal occidental de los Andes del norte del Perú (latitud sur: 7° 57'-10° 13' y longitud oeste: 77° 17'-78° 18'). Usando el inventario de glaciares del Perú publicado por Hidrandina (1989), basado en fotografías aéreas para los años 1962 y 1970, y utilizando imágenes Aster para el lapso 2004-2006, se ha calculado que entre los periodos 1962-1970 y 2004-2006, la superficie glaciar para toda la cordillera Blanca ha pasado de 728 +/- 25 km² a 498 +/- 23 km², y que su volumen calculado por una relación empírica ha disminuido de 50 +/- 1,2 km³ a 31,2 +/- 0,75 km³. Además, una ecuación calibrada para el periodo actual (2003-2007) permitió calcular la Altitud de la línea de equilibrio (Equilibrium Line Altitude, ELA) en función de la temperatura y de la precipitación media anual. Usando dicha ecuación y las proyecciones climáticas para el horizonte (2020-2029) se propone un rango de la ELA, para esta etapa.

¹ Instituto de Investigación para el Desarrollo (IRD), Unidad Great Ice. Lima, Perú. thomas.condom@ird.fr.

² Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología del Perú (Senamhi). Lima, Perú.

³ Instituto Nacional de Recursos Naturales del Perú (Inrena). Unidad de Glaciología y Recursos Hídricos (UGRH). Perú.

Abstract

In Peru, a regression of the glaciers can be observed for more than 30 years. The study area of this article is the White Cordillera that composes the most important glacier formation of the country, located in the western branch of the Andes ($7^{\circ} 57' - 10^{\circ} 13'$ South Latitude; $77^{\circ} 17' - 78^{\circ} 18'$ West Longitude). Using the inventory of glaciers of Peru published by Hidrandina (1989) that proposes a glacier extension for the year 1962 and 1970 on the base of aerial photography and using images Aster for the period 2004-2006, it has been calculated that between these two periods (1962-1970 and 2004-2006), the glacier surface for the whole White Cordillera has decreased from $728 \pm 25 \text{ km}^2$ to $498 \pm 23 \text{ km}^2$, and that its volume calculated by an empirical relation has decreased from $50 \pm 1.2 \text{ km}^3$ to $31.2 \pm 0.75 \text{ km}^3$. In addition, an equation calibrated for the current period (2003-2007) allows to calculate the Equilibrium Line Altitude (ELA) with annual average temperature and rainfall. Using this equation and climatic projections for the future (2020-2029) one can propose a range of the future ELA.

Introducción

Aproximadamente el 99% de los glaciares tropicales del mundo se encuentran distribuidos en los Andes suramericanos, de los cuales el 71% se localizan sobre las cordilleras del Perú (G. Kaser & H. Osmaston, 2002). La cordillera Blanca, ubicada en el ramal occidental de los Andes del norte del Perú (latitud sur: $7^{\circ} 57' - 10^{\circ} 13'$ y longitud oeste: $77^{\circ} 17' - 78^{\circ} 18'$), es la cordillera glaciar tropical más elevada y extensa del mundo, concentra el 35% del total de los glaciares peruanos y se extiende en una longitud de 211 km (Zapata et ál., 2008).

En el Perú se viene observando desde hace más de 30 años un proceso de desglaciación a consecuencia del incremento de la temperatura global y de un decrecimiento de las precipitaciones que están conduciendo a la desaparición parcial o total de algunos glaciares.

A través del uso de imágenes (fotográficas y satelitales) se han realizado estudios sobre las variaciones de las superficies, que permiten calcular que la

extensión glaciaria para toda la cordillera Blanca ha pasado de $643 \pm 63 \text{ km}^2$ a $600 \pm 61 \text{ km}^2$ entre 1987 y 1996 (Silverio & Jacquet, 2005), o de 728 a 536 km^2 entre 1960 y 2003 (Hidrandina, 1989; Zapata et ál., 2008). En otros estudios se propone un funcionamiento hidrológico de la cuenca del río Santa actual y para su futuro, pero se concentran en la cuenca en sí y no específicamente en toda la cordillera Blanca (Juen et ál., 2007; Suárez et ál., 2008; Pouyaud et ál., 2005).

Por último, se tiene un estudio de las variaciones de volumen del hielo entre 1962 y 1999 para el nevado Queshque, que forma parte de la cordillera Blanca (Mark & Seltzer, 2005).

A la escala de toda la cordillera, en ningún estudio se analizan las variaciones de los volúmenes glaciares, y en el caso de la superficie no hay un cálculo reciente de la extensión de éstos. Además, no existe un consenso para dar una relación entre el clima y las variaciones de extensión glaciaria.

Objetivos

Los objetivos en este artículo son los siguientes: 1) calcular la extensión de los glaciares de la cordillera Blanca por el periodo 2004-2006, usando de imágenes Aster; 2) estimar las variaciones de extensión y de volumen entre los periodos 1962-1970 y 2004-2006 para los glaciares de la cordillera Blanca; 3) evaluar tres ecuaciones que permitan calcular las altitudes de las líneas de equilibrio (ELA) con base en la temperatura del aire y la precipitación promedio anual; 4) proponer algunas proyecciones de la posición hipotética de la ELA para la cordillera Blanca en el futuro (horizonte 2020-2029), sobre la base de los esquemas del Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático (GIEC).

Metodología

Esta parte está dedicada a la descripción de las metodologías usadas para cuantificar las variaciones de las extensiones de los glaciares de la cordillera Blanca en 40 años. Se recuerda que un glaciar tiene dos componentes ligados entre sí, que controlan sus variaciones de extensión y la posición de su fren-

te: 1) la dinámica del glaciar, porque el hielo es un fluido en escurrimiento, que depende de su pendiente, del volumen de hielo y de la cantidad de agua líquida en el glaciar, y de la interfaz entre el hielo y la roca de fondo; 2) su balance de masa, que depende del balance entre la acumulación (cantidades de agua que entran con la nieve, las avalanchas, etc.) y la ablación (cantidad de agua que sale con la fusión y sublimación). El balance de masa del glaciar está controlado por las precipitaciones y por su balance de energía. A la escala anual, se pueden definir dos zonas que dividen el glaciar; en primer lugar, la zona de acumulación, con un balance positivo, y en segundo término, la zona de ablación, con un balance negativo. El límite entre las dos zonas es la altitud de la línea de equilibrio.

Zona de estudio

La zona de estudio (figura 1) está situada en el ramal occidental de los Andes del norte del Perú (latitud sur: 7° 57' -10° 13' y longitud oeste: 77° 17' -78° 18'). Esta cordillera presenta en su flanco oeste el valle del río Santa y en su flanco este el valle del río Marañón. Su punto más alto es el nevado Huascarán, con una altura de 6768 m. Su extensión se hace de norte a sur sobre una longitud de 210 km.

Extensiones glaciares por los periodos 1962-1970 y 2004-2006

En este artículo se usaron dos fuentes de información. Para los años 1962-1970 se empleo el inventario de glaciares del Perú publicado por Hidrandina (1989). Este inventario determinó la superficie para cada glaciar de la cordillera Blanca, calculadas con base en 168 fotos aéreas (146 fotos tomadas en 1962 y 22 tomadas en 1970). Para el periodo 2004-2006 se utilizaron ocho imágenes ASTER (tres imágenes de 2004, tres de 2005 y dos de 2006).

Para el lapso 1962-1970, los procedimientos seguidos en el inventario de Hidrandina (1989) consistieron en registrar toda masa de hielo o nieve perenne con áreas mayores de 0,005 km² (media hectárea de extensión), individualizando cada una en relación con la cuenca de drenaje. Las fuentes de información utilizadas en la realización del inventario al nivel de la cordillera Blanca han sido las fotografías aéreas verticales del proyecto n.º AF-60-17 (en 1962) y fotografías aéreas verticales en infrarrojo de la Nasa en 1970.

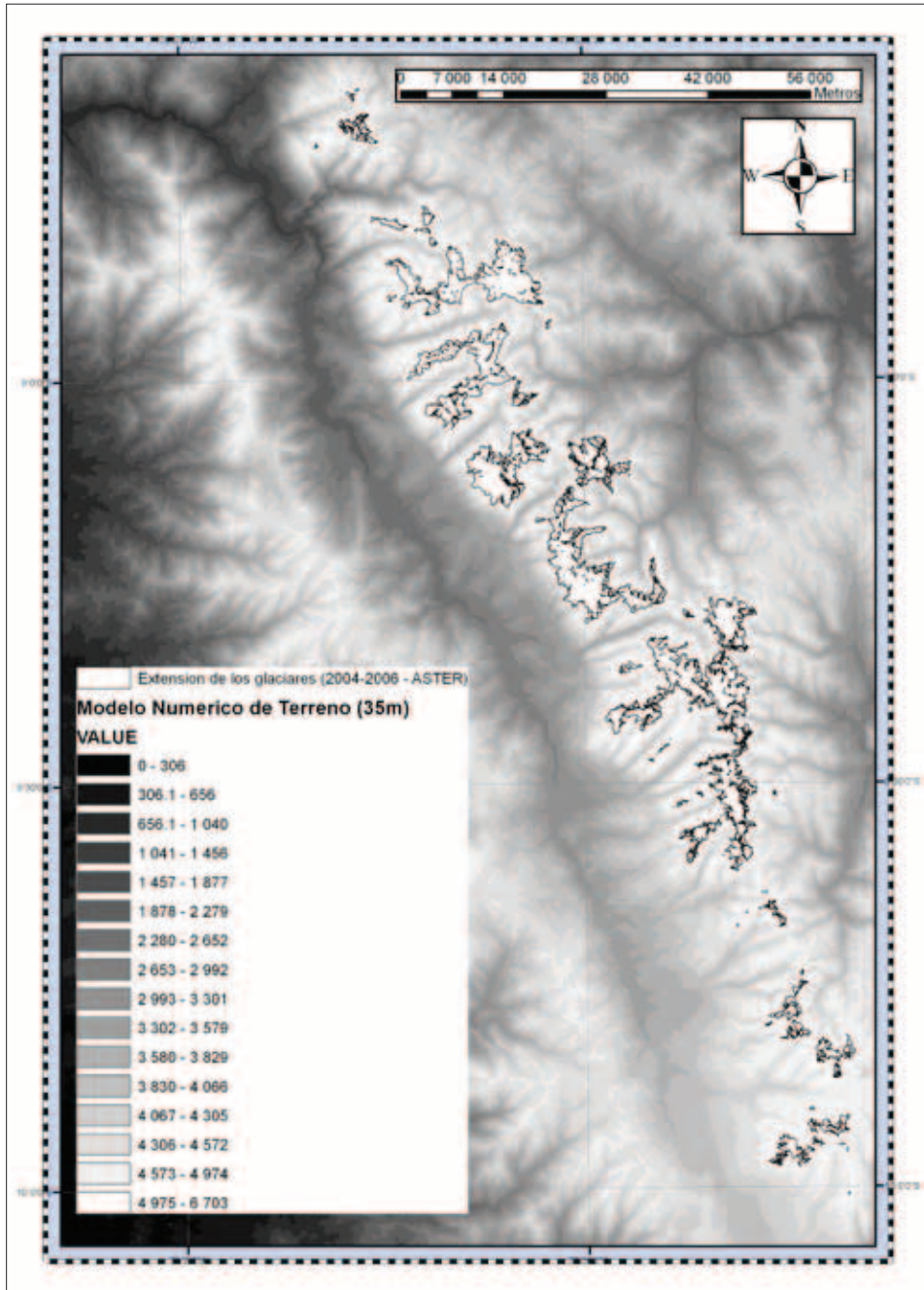


Figura 1. Zona de estudio con la cordillera Blanca en el 2006 y relieve deducido a partir de un Modelo Numérico de Terreno (MNT) con una resolución de 35 metros.

Fundamentalmente, la metodología se concentra en el uso de imágenes satelitales con la aplicación de tecnologías automatizadas para el tratamiento de información geográfica (sistemas de información geográfica), complementada con verificaciones de campo. Para el periodo reciente, se emplearon ocho imágenes Aster de nivel L1B, centradas sobre la cordillera Blanca (tres imágenes del 2004, tres imágenes del 2005 y dos del 2006) para calcular las áreas. Las imágenes tienen tres bandas con 15 metros de resolución en el visible y el próximo infrarrojo (VNIR), cinco bandas con 90 metros de resolución en el infrarrojo termal (TIR) y seis bandas con 30 metros de resolución en el infrarrojo medio o de onda corta. Una combinación de bandas 2,4 y 3 (VNIR y SWIR) ha permitido la separación a escala de la cobertura glaciar de la cordillera Blanca por el periodo 2004-2006. El tratamiento de las imágenes se efectuó con el sistema de información geográfica (SIG) ArcGis 9.2^o, teniendo en cuenta el siguiente procedimiento: ortocorrección y posición en el sistema Universal Transversal Mercator, zona 18 Sur con el datum WGS84; delimitación de los glaciares con un control de mapas topográficas, y codificación de los glaciares y cálculos de las superficies planas para cada glaciar (o cada polígono). La individualización de cada glaciar se hizo sobre la base de la separación de subcuencas, es decir, que cada glaciar tiene una salida de drenaje individual.

Con las áreas planas de los periodos 1962-1970 (fotos aéreas) y 2004-2006 (imágenes Aster), se puede calcular la regresión de los glaciares durante 40 años. En una segunda etapa es posible calcular las variaciones de volúmenes asociadas (ver parte siguiente).

Evaluación teórica de los volúmenes de los glaciares de la cordillera Blanca por los periodos 1962-1970 y 2004-2006

Los métodos para conocer de manera directa el volumen de un glaciar vienen de la geofísica, utilizando principalmente los métodos georradar y sísmico. A la escala de todo un macizo tal como el de la cordillera Blanca, resulta imposible investigar todos los glaciares; además, la configuración de las partes altas de los glaciares con fuertes pendientes haría la manipulación muy delicada. Proponemos estimar, con el uso de una relación empírica los volúmenes glaciares entre 1960 y 2006, empleando una simple ecuación que relaciona la superficie y el volumen de los glaciares para determinar directamente las variaciones de volúmenes con las variaciones de superficies.

La relación utilizada la propusieron Bahr et ál. (1996, 1997) y Klein & Isacks (1999):

$$V=c A^b$$

Donde A es la superficie del glaciar en km²; V el volumen de hielo en km³;
c un parámetro lineal (c= 0,048) y b un factor exponencial (b=1,36).

Esta ecuación se elaboró con datos de terreno (georradar) con base en el análisis de 144 glaciares situados en Europa, América del Norte, Asia central y ártica.

Relaciones entre ELA y clima (precipitación y temperatura)

La altitud de la ELA anual está directamente en función de la precipitación y de la temperatura. Cada año hidrológico (setiembre_(año n) – agosto_(año n+1)), la posición de la ELA tiene una variación hacia arriba en relación con la posición media si es que se tiene un año caliente o poca precipitación y a la inversa (hacia abajo) si el año es frío o con abundante precipitación. Una manera directa de conocer la posición de la ELA para un glaciar consiste en seguir una red de balizas en la zona de ablación, éstas son controladas cada mes para cuantificar en cada punto el aporte o la salida de agua, y en la zona de acumulación, una vez al año, se hace un “pit” para conocer la cantidad de nieve acumulada. Este método se conocerá como el *método directo* más adelante en el artículo.

Otra manera es el *método indirecto*, el cual se funda en la cantidad anual de precipitación y la temperatura promedio anual. La ventaja de este método es que permite relacionar el clima con el comportamiento glaciar. Varios autores han propuesto diferentes ecuaciones que relacionen la ELA, la precipitación y la temperatura. Se van a usar tres ecuaciones basadas en el método indirecto:

1. La ecuación de Greene et ál. (2002) establecida para las zonas tropicales:

$$ELA=537+1,01FH-0,51PA$$

Donde FH es la altura de la isoterma 0° y PA la precipitación anual en mm.año⁻¹.

2. La ecuación de Condom (2002) y Condom et ál. (2007) establecida para una zona intermedia de los Andes que va desde 10° de latitud norte hasta 55° de latitud sur.

$$ELA = 3427 - 1148 (\log_{10} (PA)) + FH$$

Con

$$FH = TA/0,065 + Al_{\text{estación}}$$

Donde TA es la temperatura promedio anual en grado y $Al_{\text{estación}}$ es la altitud de la estación de medición, el coeficiente de 0,065 es el gradiente altitudinal de temperatura.

3. La ecuación de Carrasco et ál. (2005) establecida para los glaciares chilenos

$$ELA (m) = 3104,9 - 920,24 (\log_{10} (PA)) + FH$$

Donde FH conserva los parámetros de la ecuación del numeral 2.

Resultados

Variaciones de superficies y de volumen entre los periodos

1962-1970 y 2004-2006

Los resultados presentados en la tabla 1 muestran que en el periodo 1962-1970 la superficie plana estaba en 728 +/- 25 km². Para calcular la incertidumbre, hemos considerado que había un error de 5%, y eso corresponde a un error posible de 15 metros al momento de la numerización de los polígonos glaciares. Para el periodo 2004-2006, sobre la base de las imágenes Aster (de 15 m de resolución espacial), hemos calculado una superficie total para toda la cordillera Blanca de 498 +/- 23 km².

Los volúmenes se calcularon usando la ecuación 1 (ver parte 2) para los dos periodos y por cada glaciar. Por el periodo 1962-1970, el volumen estimado con la fórmula empírica es de 50 +/- 1,2 km³ y en 2006 el volumen es igual a 31,2 +/- 0,75 km³.

Se debe recalcar que es muy importante tener cada glaciar individualmente para no sobrestimar el volumen total. En efecto, no se puede considerar toda la cordillera como un solo glaciar. En resumen, en 40 años, la reducción en

superficie plana fue de 32% (sea 230 km²) y la reducción en volumen fue de 37 % (sea 18,8 km³) (tabla 1).

Tabla 1. Superficies y volúmenes para los periodos 1962-1970 y 2004-2006

Periodo	Superficie en Km ²	Tipo	Fechas	Volúmen en Km2 con ecuación 1	Fuente
1962-1970	728 +/- 25	168 fotos aéreas	1962 (146); 1970 (22)	50 +/- 12	Hydrandina 1989
2004-2006	498 +/- 23	8 imágenes Aste'	2004 (3); 2005 (3); 2006 (2)	31,2 +/- 0,75	

Variación de la ELA-periodo 2002/2007

Este parte se focaliza sobre las variaciones de las posiciones de las altitudes de las líneas de equilibrio (ELA) durante el periodo 2002-2007 al nivel del glaciar Artesonraju (8,93° S, 77,60° W). Comparamos las ELA obtenidas desde las mediciones de las balizas (método directo) y de los “pits” con las ELA calculadas a partir de los datos de precipitaciones y de temperatura (ecuaciones 2, 3 y 5). La estación meteorológica está situada a algunos centenares de metros del frente glaciar. Los datos de precipitaciones vienen de un pluviómetro totalizador y se recolectan cada uno o dos meses, mientras que los datos de temperatura provienen de una estación automática con un paso de adquisición horario (localización de la estación meteorológica: 8,95° S; 77,64° W; altura de 4900 m). Por el periodo 2003-2007, las precipitaciones han fluctuado entre 986 y 1189 mm.año⁻¹ y las temperaturas entre 1,5 y 2 °C (tabla 1).

Tabla 2. Datos de precipitaciones y de temperatura para los años hidrológicos 2003-2007. Las ELA medidas están establecidas con las balizas y las ELA son las ELA calculadas con las fórmulas 2 (Green et ál., 2002), 3 (Condom, 2002 y Condom et ál., 2007) y 5 (Carrasco et ál., 2005).

Año	P. anual (mm/an)	T (°C) 4900m	ELA medida (m)	ELA cal. ec. 3 (m)	ELA cal. ec. 5 (m)	ELA cal. ec. 2 (m)
2003-2004	985	1,5	5049	5065	5425	5160
2004-2005	1108	1,5	5015	5005	5376	5096
2005-2006	1151	2	5050	4994	5369	5082
2006-2007	1189	1,9	4986	4976	5354	5061

Según la figura 2, observamos que las variaciones de las ELA medidas fluctúan poco entre 4986 y 5050 metros del 2003 hasta 2007. La comparación de los métodos que calculan las ELA con la precipitación y la temperatura anual muestran que las dos fórmulas que se acercan más a los datos de terreno son las ecuaciones 2 y 3, con diferencias máxima de cien metros en relación con los resultados del método directo. Eso se explica si consideramos que

estas ecuaciones se establecieron para las zonas tropicales. En cuanto a las perspectivas futuras de las ELA, los cálculos se efectuarían con la ecuación del numeral 3 (ver la siguiente parte).

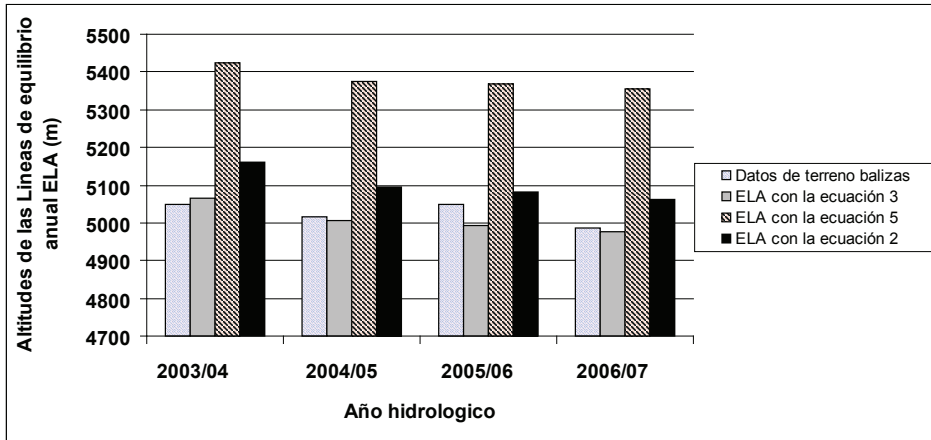


Figura 2. Variaciones de la ELA anual por los datos de terreno al nivel del glaciar Artesonraju, que resultan del uso de las ecuaciones 2, 3 y 5 y que utilizan datos de precipitación y de temperatura anual.

Proyecciones para 2020

Muchos científicos climatólogos trabajan sobre los cambios en relación con las variaciones de las precipitaciones y de la temperatura para el futuro, ya sea a escala global o regional. Para los Andes tropicales, la tendencia para la temperatura presenta un relativo consenso respecto a un aumento para el siglo que viene con un gradiente más o menos grande, pero las previsiones para las precipitaciones no son bien claras, ya sea para las cantidades anuales o también para la repartición durante el año (estacionalidad). Para proponer algunos esquemas futuros por las ELA, nos hemos basado en la ecuación del numeral 3 y en las proyecciones de temperatura y precipitación del IPCC 2007. En referencia a las temperaturas, se ha considerado un aumento comprendido entre 0,5 y 2 °C para el clima en 20 años y para las precipitaciones hemos considerado un aumento o una disminución (hasta 10% en relación con lo actual). Los resultados se presentan en la tabla 3 y muestran que la fluctuación de la ELA para la zona del Artesonraju podría tener un descenso de hasta casi 50 m para un escenario optimista, o bien un remonte de hasta

338 m, considerando el peor escenario para los glaciares (disminución de 10% de las precipitaciones y aumento de 2 °C de temperatura).

Tabla 3. Posiciones futuras de las ELA por el horizonte 2020-2029 en función de los esquemas del Giec.
 El primer grupo presenta los resultados considerando solamente una variación de la temperatura, el segundo grupo tiene en cuenta únicamente una variación de la precipitación y el tercer grupo presenta el escenario más desfavorable para los glaciares (aumento de temperatura y disminución de las precipitaciones máximas).

Futuro (2020-2029)		
Cambio T° anual		
Delta T (°C)	ELA calculada (m)	Delta ELA (m)
0,5	5139	72
1,5	5281	214
2	5353	286
Cambio P anual		
Delta P (mm)	ELA calculada (m)	Delta ELA (m)
-10%	5120	53
-5%	5093	26
5%	5043	-24
10%	5020	-47
Cambio P y T		
	ELA calculada (m)	Delta ELA (m)
T°C+2°C y P-10%	5405	338

Conclusiones y perspectivas

El contexto actual para los glaciares en los Andes es claramente a la regresión, y la cuantificación ha permitido calcular que durante los últimos 40 años (entre los periodos 1962-1970 y 2004-2006), la superficie para toda la cordillera Blanca ha pasado de 728 +/- 25 km² a 498 +/- 23 km², y que el volumen calculado por una relación empírica ha disminuido de 50 +/- 1,2 km³ a 31,2 +/- 0,75 km³. Además, para demostrar la relación que existe entre el clima y el funcionamiento de los glaciares, hemos probado algunas fórmulas que permiten calcular las ELA en función de la precipitación y de la temperatura anual. La comparación con datos de terreno ha mostrado que las fórmulas calibradas para la zona tropical dan buenos resultados (menos de cien metros de diferencia entre lo calculado y lo medido). Se ha retenido una ecuación calibrada que permite hacer proyecciones futuras, a través de la cual se observa que en el escenario más desfavorable para los glaciares (disminución de 10% de precipitaciones y aumento de 2 °C en relación con las condiciones actuales), para el horizonte

2020-2029 ocasionaría una subida del orden de 340 m de la ELA en el nevado Artesonraju. El orden de tamaño del retroceso del frente glaciar debería ser igual. La estrategia de la investigación a corto plazo pretende estudiar en detalle localización de los retrocesos más importantes y analizarlos con diferentes variables (pendiente, exposición y naturaleza geológica), y comparar el volumen perdido de la cordillera Blanca desde hace 40 años con los volúmenes escurridos de los dos principales ríos que la flanquean: el río Santa por el lado occidental (cuenca pacífica) y el río Marañón por el lado oriental (cuenca amazónica). A mediano plazo, habría que extender este estudio hecho para la cordillera Blanca a todo el Perú (19 cordilleras nevadas). Efectivamente, la evaluación de las extensiones y de los volúmenes actuales de agua dulce de origen glaciar es importante para identificar las zonas deficitarias y las de potencial hídrico, lo cual contribuirá a generar estrategias y políticas en el uso sostenible de los recursos hídricos en el Perú.

Agradecimientos

Damos gracias a INGEOMINAS por apoyo prestado al grupo de trabajo Hielo, Nieve y Caribe durante el evento de Manizales 2008, y en particular al ingeniero Jair Ramírez por toda la organización de este encuentro. Así como también a los ingenieros Guillermo Tataje y Héctor Vera, del Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología del Perú (Senamhi), por la participación en el procesamiento de las imágenes Aster del 2006. Finalmente, agradecemos al ingeniero Marco Zapata, director de la Unidad de Glaciología y Recursos Hídricos (UGRH) del Instituto Nacional de Recursos Naturales del Perú (Inrena), por su gran colaboración en las investigaciones en glaciología. ■

Referencias Bibliográficas

- Bahr, D. B., Meier, M. F. & Peckham, S. D. (1996). The physical basis for glacier volume-area scaling and implications for mass balance profiles. In S. C. Colbeck (ed.). *Glaciers, Ice Sheets and Volcanoes: a tribute for Mark F. Meier*. US Army CRREL, SR 96-27. Hanover.
- Bahr, D. B., Meier, M. F. & Peckham, S. D. (1997, September). The physical basis for glacier volume-area scaling. *Journal of Geophysical Research*, 102(B9), 20355-20362.
- Carrasco, J. F., Casassa, G. & Quintana, J. (2005). Changes of the 0 °C isotherm and the equilibrium line altitude in the central Chile during the last quarter of the 20th century. *Hydrological Sciences Journal*, 50 (6), 933-948.
- Condom, T. (2002). Dynamique d'extension lacustre et glaciaire associées aux modifications du climat dans les Andes Centrales. PhD Thesis. University of Paris VI, Pierre et Marie Curie. France.
- Condom, T., Coudrain, A., Sicart, J. E. & Sylvain, T. (2007). Computation of the space and time evolution of equilibrium-line altitudes on Andean glaciers (10° N-55° S). *Global and Planetary Change*, 59, 189-202.
- Greene, A.M., Seager, R. & Broecker, W. S. (2002, April). Tropical snowline depression at the Last Glacial Maximum: comparison with proxy records using a single-cell tropical climate model. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 107, Issue: D7-8, article number 4061.
- Hidrandina (1989). Inventario de glaciares de Perú. Fuente: fotografías aéreas de 1962, 1963, 1970.
- IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change) (2007). Climate change: impacts, adaptation and vulnerability summary for policy makers and technical summary for working group II report. Geneva: IPCC.
- Juen, I., Kaser, G. & Georges, C. (2007). Modelling observed and future runoff from a glacierized tropical catchment (cordillera Blanca, Perú). *Global and Planetary Change*, 59, 37-48.
- Kaser, G. & Osmaston, H. (2002). Tropical Glaciers. Cambridge: Cambridge University Press.
- Klein, A. G. & Isacks, B. L. (1998). Alpine glacial geomorphological studies in the Central Andes using Landsat Thematic Mapper Images. *Glacial Geology and Geomorphology*, 26.
- Mark, B. & Seltzer, G. O. (2005). Evaluation of recent glacier recession in the cordillera Blanca, Peru (AD 1962-1999): spatial distribution of mass loss and climatic forcing. *Quaternary Science Reviews*, 24, 2265-2280.
- Pouyaud, B., Zapata M., Yerren, J., Gómez, J., Rosas, G., Suárez, W. & Ribstein, P. (2005). Avenir des ressources en eau glaciaire de la Cordillère Blanche. *Hydrological Sciences* 50(6).
- Silverio, W. & Jaquet, J. M. (2005). Glacial cover mapping (1987-1996) of the cordillera Blanca (Perú). *Remote Sensing of Environment*, 95, 342-350.

Suárez, W., Chevallier, P., Pouyaud, V. & López, P. (2008). Modelling the water balance in the glacierized Paron Lake basin (White cordillera, Perú). *Hydrological Sciences*, 53.

Zapata, M., Arnaud, Y. & Gallaire, R. (2008). Inventario de glaciares de la cordillera Blanca. 13th IWRA World Water Congreso, 1-4 September. Montpellier, France.

GLACIARES SANTA ISABEL Y EL COCUY (COLOMBIA): SEGUIMIENTO A SU DINÁMICA DURANTE EL PERÍODO 2006-2008

Jorge Luis Ceballos ¹
Eduardo Tobón ²
Milton Arias ³
Jorge Carvajal ⁴
Ómar López ⁴
Víctor Buitrago ⁴
Joaquín Valderrama ⁴
Jair Ramírez ⁵

Resumen

En este trabajo se documentan las actividades y resultados de glaciología llevados a cabo en el país durante el 2006-2008, motivados inicialmente por los logros alcanzados en el Cuarto Taller del GTNH en La Paz (Bolivia), en el 2005. Colombia carecía hasta entonces de una regular y detallada observación de sus glaciares, pero gracias a un trabajo planificado y al apoyo coordinado entre entidades gubernamentales e internacionales se obtuvieron importantes resultados, básicos en glaciología.

Se instrumentaron dos glaciares colombianos en diferentes condiciones litológicas, climáticas, topográficas y altitudinales locales, para lo cual se presenta para el período el balance de masa glaciológico del glaciar Conejeras en el volcán Nevado Santa Isabel (rocas volcánicas, condiciones húmedas) y otro en el glaciar Ritacuba Negro, en la Sierra Nevada del Cocuy (rocas sedimentarias, condiciones de tendencia seca). La red de balizas de ablación

¹ Ideam, jorgec@ideam.gov.co.

² Ideam-PNUD, edutobon@ideam.gov.co.

³ Parque Nacional Natural Los Nevados, miltonincendios@gmail.com.

⁴ Parque Nacional Natural El Cocuy, pnncocuy@yahoo.com.

⁵ INGEOMINAS, jair59@yahoo.com.

y de pluviómetros totalizadores se complementó con dos estaciones meteorológicas automáticas satelitales y se prevé para este año, iniciar un balance hidrológico.

Las áreas de estudio muestran un desequilibrio representado en un balance negativo de aproximadamente tres metros en promedio (equivalentes de agua) en casi dos años para el glaciar Conejeras y para el Ritacuba Negro de 2,5 metros en el primer año y una relación directa entre la fusión glaciar y los períodos húmedos y secos.

Los resultados alcanzados han generado interés en la comunidad y se han abordado nuevos temas relacionados con los glaciares, pese a que han habido inconvenientes en los trabajos de campo, como por ejemplo el alejamiento de los glaciares de la ciudad de Bogotá, lo que ha dificultado la recolección constante de datos para el cálculo del balance de masa, o el regular funcionamiento de las estaciones meteorológicas en la alta montaña, afectando la realización de una mejor correlación entre el clima y la dinámica glaciar.

Ha sido definitivo el apoyo en las medidas de campo de la Unidad Administrativa del Sistema de Parques Nacionales Naturales de Colombia y de INGEOMINAS en cuanto a equipos de glaciología. Metodológicamente, se destaca la asistencia técnica del IRD (Quito) y la Universidad de Zurich (Suiza).

Introducción

Los primeros estudios detallados de glaciología en Colombia se comenzaron a realizar en la segunda mitad de la década de los años ochenta, en el Instituto Geográfico Agustín Codazzi (Igac) con el apoyo del gobierno alemán; gracias a esto se identificaron, para tres glaciares (volcanes nevados Santa Isabel y Ruiz, y Sierra Nevada del Cocuy), varios puntos cerca del frente glaciar, con el fin de hacerle seguimiento al retroceso. Posteriormente, se implementó una red de balizas de ablación en un pequeño glaciar en el Nevado Santa Isabel, la cual, pese al gran empeño de sus investigadores, no produjo los resultados esperados. La red estaba complementada con dos estaciones meteorológicas muy cercanas entre sí, pero su funcionamiento tampoco respondió a las expectativas. Simultáneamente se hizo una ex-

celente recopilación aerofotográfica histórica y de diversos documentos escritos, que dio como resultado una publicación sobre la evolución de los glaciares colombianos y el clima.

En 1996, luego de una reestructuración del sistema institucional ambiental colombiano, el recién creado Ideam (Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales) heredó la información glaciológica de los estudios realizados por el Igac y resolvió continuar con las medidas periódicas del retroceso del frente glaciar.

A finales del 2005, con la orientación que ofreció el curso del GTNH en La Paz (Bolivia), y siguiendo la metodología utilizada por el IRD en este país, así como en Ecuador y Perú, se planificó entre dos entidades –Ideam e INGEOMINAS– con el apoyo técnico de la Universidad de Zurich, un trabajo coordinado para avanzar en el conocimiento de la dinámica glaciar, el cual consistió inicialmente en implementar una red de balizas de ablación en cada sitio de estudio (2006), complementado con pluviómetros totalizadores. Esta fase coincidió con la renovación y el mejoramiento de la red hidrometeorológica en Colombia (convenio Suiza-Colombia), en la que fue posible instrumentar con estaciones meteorológicas automáticas satelitales algunas zonas de alta montaña, incluidos los glaciares de estudio.

La segunda fase consistió en mantener en operación esta infraestructura, ya que la distancia de la sede principal del Ideam (Bogotá) a los glaciares no facilita el trabajo de campo (cerca de 400 km vía terrestre hacia ambos glaciares). Así, mediante acuerdos y capacitación brindada a profesionales del Sistema de Parques Nacionales de Colombia (que tiene presencia permanente en las áreas de estudio), se permitió que ambas instituciones (Ideam-Parques Nacionales Naturales) llevaran a cabo una juiciosa labor de medidas mensuales en la red de balizas y en los pluviómetros. La tercera fase consistió en calcular el área glaciar de Colombia, que estaba desactualizada desde el año 1996, por medio del uso de imágenes de satélite.

Los siguientes pasos previstos son realizar el balance hidrológico, incursionar en el conocimiento de la micrometeorología glaciar (balance energético), determinar la vulnerabilidad de los sistemas asociados al glaciar en cuanto a recurso hídrico y, sobre todo, mantener en operación lo construido.

En este artículo se exponen los avances alcanzados del 2006 al 2008, gracias a los cuales se podrá entender mejor la dinámica de los glaciares colombianos

y su relación con el clima, responder a las inquietudes de la sociedad actual sobre el tema y mejorar el nivel de la glaciología nacional.

Glaciares colombianos

Colombia cuenta con seis pequeñas masas glaciares (figura 1), que representan entre el 2 y 3% de los glaciares tropicales en Suramérica. De norte a sur son:

1. Sierra Nevada de Santa Marta (5775 m; 6,49 km²).
2. Sierra Nevada del Cocuy (5330 m; 17,86 km²).
3. Volcán Nevado del Ruiz (5320 m; 8,82 km²).
4. Volcán Nevado Santa Isabel (5110 m; 2,59 km²).
5. Volcán Nevado del Tolima (5280 m; 0,93 km²).
6. Volcán Nevado del Huila (5655 m; 10,47 km²).

Todas las áreas glaciares en Colombia son áreas protegidas al amparo de la figura territorial de Parque Nacional Natural.

Estos nevados, como comúnmente se suelen llamar en Colombia, ocupan un área actual de 47,2 km², cifra calculada con base en el procesamiento de imágenes Landsat, Spot y QuickBird de los años 2006 y 2007.

De persistir la actual tendencia de pérdida de área entre 2 y 5% anual, se calcula que en un plazo de tres a cuatro décadas no habrá glaciares en Colombia o una mínima masa permanecerá en las cumbres más altas y húmedas. El hecho no es nuevo, ya que durante el siglo anterior se extinguieron en Colombia ocho pequeñas masas glaciares. A pesar del acelerado proceso, éste se debe considerar natural dentro de la extensa historia climática terrestre, pero fuertemente incrementado en las últimas décadas por el aumento térmico de la atmósfera asociado a la acumulación de gases de efecto invernadero. A continuación se muestra la evolución del área glaciar de los seis nevados actuales desde 1850 (figura 2).

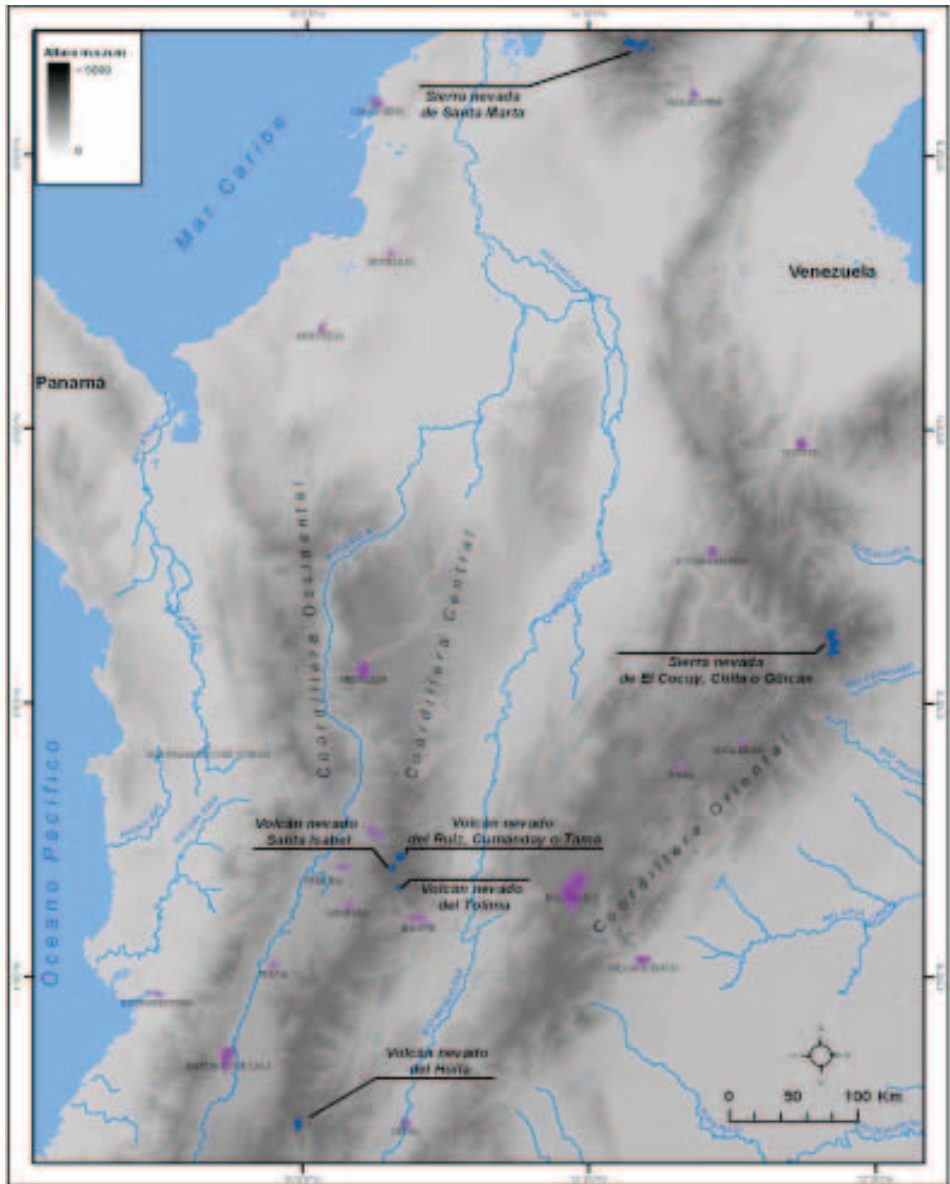


Figura 1. Localización de los actuales glaciares colombianos.

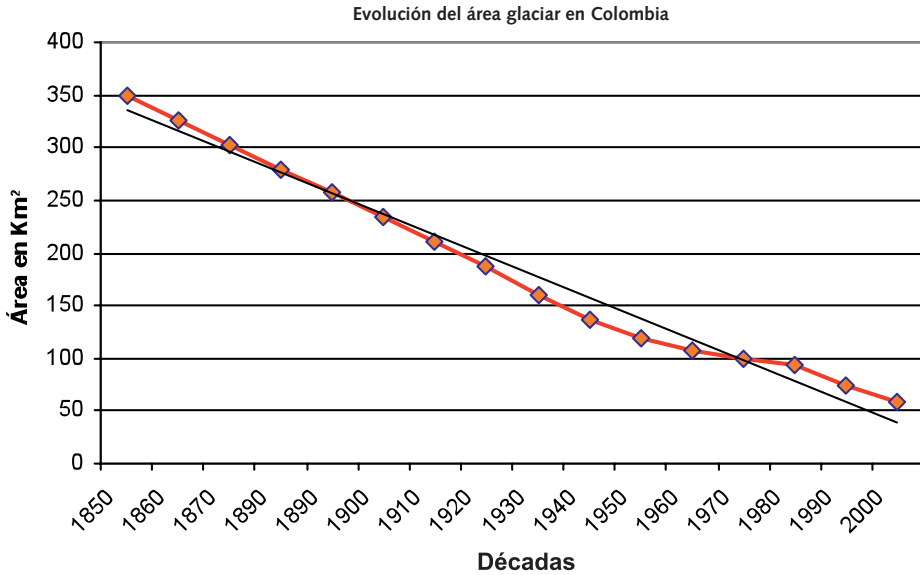


Figura 2. Evolución del área de los seis actuales glaciares colombianos desde finales de la pequeña edad de hielo.

Glaciares en estudio

Por acceso, seguridad, representatividad del sistema glaciar y mantenimiento del historial de observación realizado por el Igac desde hace dos décadas, se continuaron las observaciones en el volcán Nevado Santa Isabel y en la Sierra Nevada del Cocuy. Ambos glaciares presentan diferencias en cuanto a cordillera, altitud, latitud, morfología, tamaño, litología del sustrato y condiciones climáticas regionales.

El volcán Nevado Santa Isabel (figura 3) está localizado en la cordillera Central colombiana, de litología ígneo-metamórfica. Es catalogado como volcán activo, aunque carece de fumarolas, fuentes termales y actividad histórica, no posee cráter visible y, en general, se trata de un conjunto de domos alineados en dirección norte-sur que le dan la característica de glaciar alargado, con tres cimas importantes, próximas a los 5100 metros de altitud. El Santa Isabel forma parte del trío de glaciares (con el Ruiz y Tolima) del Parque Nacional Natural Los Nevados.

En estas cimas de la cordillera Central tienen origen grandes ríos que drenan hacia diversas cuencas (ríos Cauca y Magdalena) y pertenecen a ecosistemas estratégicos para la región y el país, como páramos, bosques altoandinos y el agroecosistema cafetero.

Por su baja altitud y reducida área, el Santa Isabel resulta de interés glaciológico por su fuerte dinámica, además de que está expuesto a factores climáticos disímiles; por ejemplo, por el flanco oeste tiene influencia húmeda del océano Pacífico y por el flanco este podría tener influencia del valle seco del río Magdalena (principal eje hídrico de Colombia). La estación meteorológica Las Brisas, a 4150 m. registra una precipitación promedio anual de 1400 mm y una temperatura de 4,6 °C. Hay dos picos de precipitación: uno de marzo a junio y el segundo de septiembre a noviembre. Las menores temperaturas se presentan en enero.

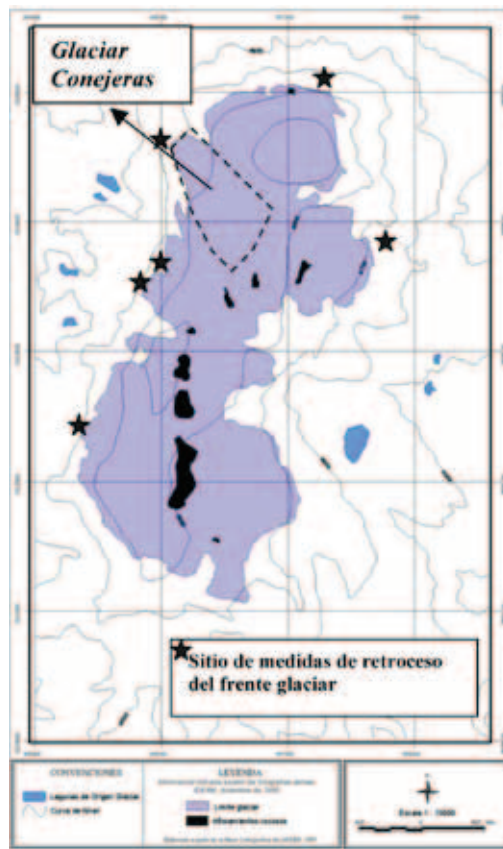


Figura 3. Mapa de localización volcán Nevado Santa Isabel.

Así las cosas por su instrumentación, su récord de información y rápido deshielo, el Santa Isabel ha resultado ser un modelo en Colombia desde el punto de vista glaciológico, aparte de que será uno de los primeros en extinguirse. Se espera que el próximo cambio notorio sea su división en dos pequeñas masas.

Para su observación en detalle se eligió un pequeño glaciar de unos 0,3 km², localizado al noroeste (figura 3), el cual es de fácil acceso y morfológicamente uniforme. Su desventaja está en su altitud muy baja (cima a los 4930 m) y casi no tiene zona de acumulación. El límite inferior glaciar se halla en los 4710 m. Estas características también se han convertido en ventaja, ya que representa un glaciar en pleno desequilibrio, con fuertes pérdidas y fácilmente influenciado por la estacionalidad climática diaria e interanual. El glaciar estudiado se denominó Conejeras (figuras 4 y 5), derivado del nombre con el que se conoce esta zona.



Figura 4. Glaciar Conejeras, del volcán Nevado Santa Isabel.



Figura 5. Fotografía del frente del glaciar Conejeras, del volcán Nevado Santa Isabel.

En relación con los otros glaciares del Parque Natural, el Ruiz fue monitoreado por el Igac en cuanto al retroceso del frente glaciar, pero por su actividad volcánica dejó de ser observado por el Ideam pero no por INGEOMINAS (debido a su amenaza de flujos laháricos). Al glaciar del volcán Tolima no se le hace seguimiento en campo por su difícil ascenso –que comienza a pie desde los 2600 m– y fuertes pendientes del glaciar.

La segunda zona de estudio, Sierra Nevada del Cocuy (figura 6), está localizada en la cordillera Oriental colombiana de litología sedimentaria (areniscas cretácicas) con buzamiento oeste, particularidad estructural que facilitó la acumulación de hielo sobre los reverses estructurales, precisamente sobre la vertiente de tendencia seca. Por el contrario, los frentes estructurales de estas rocas sedimentarias han formado escarpes subverticales, donde topográficamente son muy difíciles la formación y la acumulación de hielo, pero están expuestos hacia la vertiente húmeda del oriente colombiano (cuenca río Arauca-Orinoco). Esta característica de interés glaciológico-climático, a parte de que la convierte en la más grande masa glaciar en Colombia (38% del total), la ha catalogado como óptimo sitio de observación.

Para esta sierra se seleccionó el glaciar denominado Ritacuba Negro (figura 7), con un área de 2,9 km² llamado así por el pico del mismo nombre que corona esta masa de hielo, al norte de la sierra (5300 m). Reúne gran parte de las condiciones para que lo estudien: supera los 5000 metros, su cuenca está bien definida, su acceso es relativamente fácil y su turismo es casi nulo. Su desventaja radica en que su topografía es irregular, heredada de la disposición litoestructural, lo que se traduce en fuerte agrietamiento y movimiento del glaciar. Contiguo a éste, el Ritacuba Blanco, de 5330 m, es más uniforme, de fácil ascenso, pero su cuenca glaciar no está bien definida. Para este último glaciar sólo se ha considerado una red de balizas para el segundo semestre de 2008, que se compararán con las del Ritacuba Negro.



Figura 7. Vista del glaciar de estudio Ritacuba Negro (5290 m), Sierra Nevada del Cocuy o Güicán.

Con la observación y el registro de la dinámica de estas dos masas glaciares se espera tener un conocimiento de cómo los cambios en la atmósfera afectan la dinámica glaciar en Colombia y así poder correlacionar resultados con países vecinos.

La red de instrumentación glaciar

Para los propósitos mencionados, se tiene la siguiente instrumentación desde 2006:

Glaciar Conejeras (volcán Nevado Santa Isabel)

Catorce balizas de ablación glaciar (figura 4): Doce balizas instaladas en marzo de 2006 y dos en mayo de 2007, en la parte superior del glaciar. Las balizas están distribuidas cada 50 metros de altitud, aproximadamente, y en filas de tres estacas. Se tienen datos mensuales por casi dos años y medio.

Una estación meteorológica automática satelital. Instalada a 4750 metros en octubre de 2005, con los siguientes sensores (tabla 1):

Tabla 1. Sensores de las estaciones meteorológicas.

Sensor	Marca	Tipo	Frecuencia
Precipitación sólida	OTT	Digital	Horaria
Humedad del aire	THIES	Analógico	10 minutos
Temperatura del aire	THIES	Analógico	Horaria
Radiación global	THIES	Analógico	Horaria
Dirección del aire	THIES	Ultrasónico	10 minutos
Velocidad del aire	THIES	Ultrasónico	10 minutos
Temperatura suelo	IMKO	Analógico	Horaria
Presión atmosférica	VAISALA	Analógico	Horaria

Dos sensores de nivel ultrasónico Rittmeyer en dos canaletas tipo Parshall. Instalados a 4695 metros (figura 8). Operan desde julio de 2008 en dos corrientes diferentes que se originan en el glaciar.

Un Pluviómetro Totalizador de 120 X 50 cm. Instalado en diciembre de 2006, del cual se tienen datos mensuales (figura 9).

Dos pluviómetros Sutron. Instalados y operando desde mayo de 2008 a 4400 y 4300 metros, con *datalogger* OTT.

Dos sensores Thies de temperatura y humedad relativa del aire a 2 m. Instalados y operando desde mayo de 2008 a 4400 y 4300 metros con *datalogger* OTT.



Figura 8. Canaleta tipo Parshall cerca del glaciar Conejeras.



Figura 9. Pluviómetro totalizador cerca del glaciar Conejeras.

Los sensores de nivel, pluviómetros y sensores de temperatura y humedad relativa almacenan datos en un *datalogger* OTT, en tanto que el sistema de alimentación es mediante batería seca de doce voltios, alimentada con un panel solar.

A corto plazo se pretende rehabilitar una canaleta Parshall a 4200 m, ya instalada en años anteriores por la Universidad Nacional de Colombia (sede Manizales), y adicionar en el sitio un pluviómetro y un sensor de temperatura.

Glaciar Ritacuba Blanco (Sierra Nevada del Cocuy, Chita o Güicán)

Ocho balizas de ablación glaciaria. Instaladas desde noviembre de 2006 con medidas periódicas (figura 10).

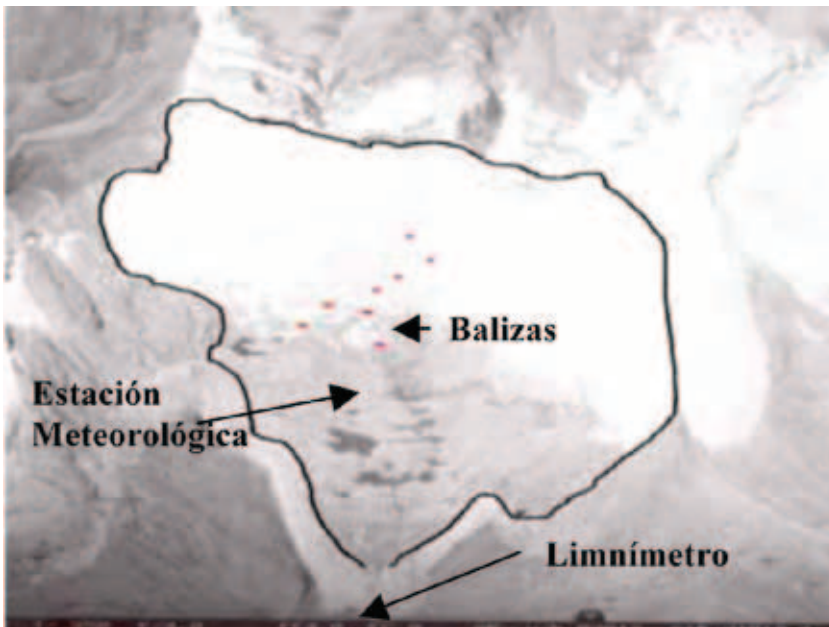


Figura 10. Instrumentación del glaciar Ritacuba Negro.

Una estación meteorológica automática satelital. Instalada a 4720 metros en diciembre de 2006, con la misma configuración instrumental que la estación del glacia Santa Isabel (figuras 10 y 11).

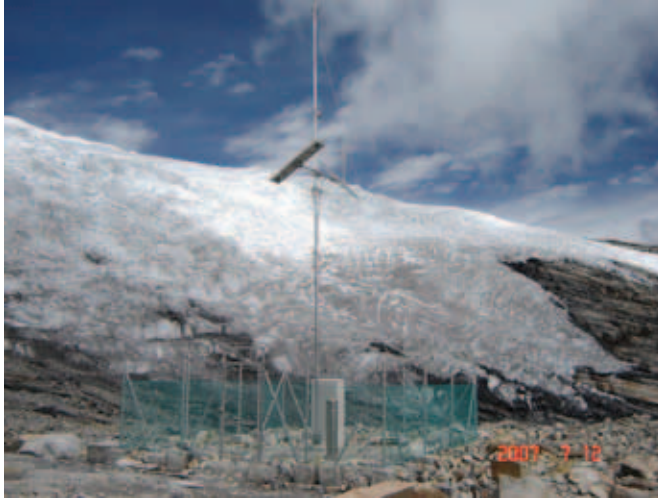


Figura 11. Estación meteorológica en el glaciar Ritacuba Negro (4720 m) Sierra Nevada del Cocuy.

Tres Pluviómetros Totalizadores. De 120 X 50 cm, uno instalado en diciembre de 2006 y dos en abril de 2008, a 4730, 4250 y 4090 metros con medidas mensuales.

Un Limnómetro. Instalado en abril de 2008, en la corriente Cardenillo que drena el glaciar, a 4300 m, y con medidas semanales y una campaña de aforos en ejecución.

Dificultades en el funcionamiento y la operación de la instrumentación glaciar

Debido a la distancia de la ciudad de Bogotá a los glaciares de observación (± 400 km) se presentan problemas de logística para realizar las medidas mensuales, para lo cual se cuenta con el apoyo de profesionales de los Parques Naturales, quienes han sido capacitados para hacer las mediciones en la red de balizas y en los pluviómetros totalizadores.

Las estaciones meteorológicas tuvieron problemas de suministro de energía, por lo cual se debió adicionar otro panel solar. Eventualmente los sensores presentan inconvenientes y han dejado de funcionar y su reparación toma su tiempo. El robo de equipos ha sido un gran inconveniente.

A la fecha está en evaluación el funcionamiento de los sensores de nivel ultrasónicos y los pluviómetros.

Balance de masa

Con los datos obtenidos en las dos redes de balizas y con la metodología recomendada, se presenta el siguiente balance glaciológico para los sitios de estudio (figuras 12 y 13).

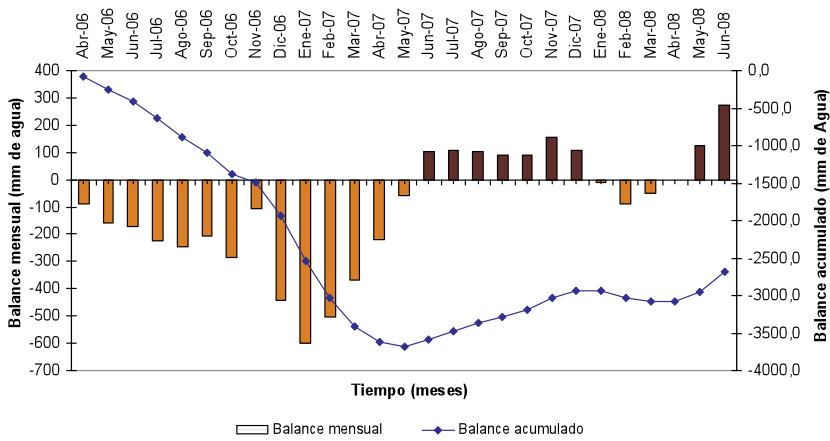


Figura 12. Balance de masa mensual ponderado en el glaciar Conejeras (2006-2008).

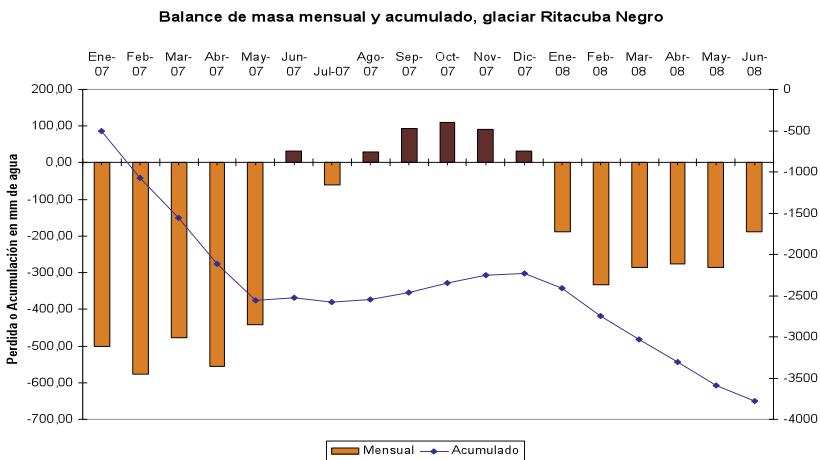


Figura 13. Balance de masa mensual en el glaciar Ritacuba Negro (2007-2008).

Se observa un desequilibrio en ambos glaciares, caracterizado por una pérdida generalizada debido a la influencia de los últimos fenómenos climáticos –El Niño de 2006-2007 y de La Niña en 2007–, pero se debe continuar con el cálculo del balance en los años siguientes para poder comparar resultados con años de comportamiento “normal”, con el fin de identificar y estudiar la intensidad de dicha influencia.

Los dos balances son comparables y hay correspondencia temporal con los períodos húmedos y secos de la región andina colombiana. La última temporada de lluvias fuerte en Colombia (segundo semestre de 2007), que tuvo algunas complicaciones en los sistemas naturales altitudinalmente inferiores, se reflejó con nitidez en el balance de los glaciares con una acumulación en la que se observó y se midió una capa de nieve desde la parte inferior glaciar. Con una serie de datos obtenida en el tiempo, se espera comprender mejor las relaciones espaciales locales del clima con los glaciares.

Al comparar datos anuales son evidentes los contrastes entre los años 2006 y 2008. En el caso del glaciar Conejeras se tiene un balance de -2535 mm equivalentes de agua en el período abril-diciembre de 2006, para el 2007 fue de -404 mm, mientras que en el período enero-junio de 2008 se registra un balance positivo con 259 mm, para un total acumulado de -2681 mm en 27 meses de monitoreo. En lo referente al Ritacuba Negro, todavía no se cuenta con un balance ponderado debido a que las balizas no cubren toda su superficie y aún no se han estimado las áreas por rango altitudinal, además solo hasta hace pocos meses se instalaron balizas por encima de los 4900 m, que es donde se espera encontrar una acumulación importante; sin embargo, se cuenta con un balance aproximado para las primeras cinco balizas instaladas desde diciembre de 2006. De esta manera, en el año 2007 el balance en este glaciar fue de -2415 mm equivalentes de agua, en tanto que en el período enero-junio de 2008 se tiene un balance de -1367 mm, con un acumulado de 3782 mm en 18 meses.

El gradiente del balance en la zona de ablación indica una pérdida de 63 mm/m para el glaciar Conejeras y de 80 mm/m para el Ritacuba Negro (figuras 14 y 15), los cuales se consideran altos.

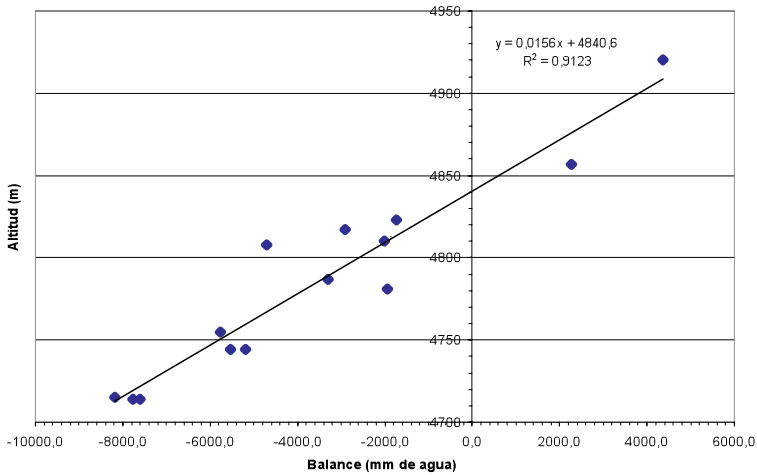


Figura 14. Variación del balance en función de la altura en el glaciar Conejeras.

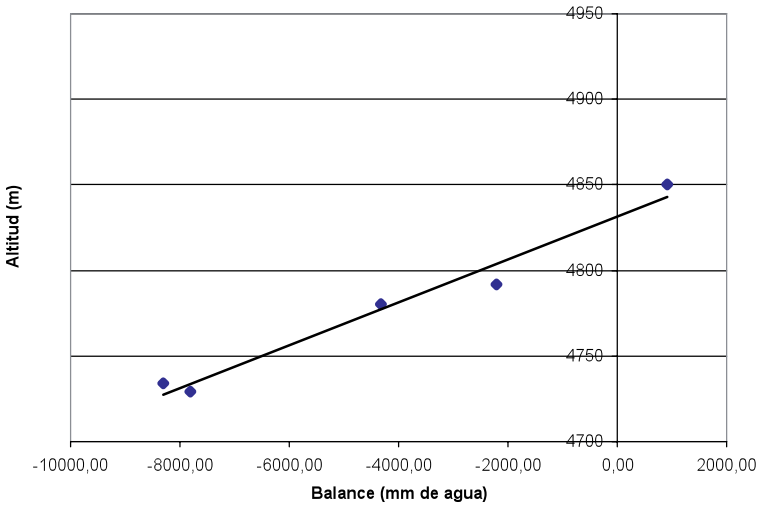


Figura 15. Variación del balance en función de la altura en el glaciar Ritacuba Negro.

Pérdida de área glaciar

Los glaciares en observación presentan la siguiente evolución de su área: *Volcán Nevado Santa Isabel*. Su área actual es de 2,59 km² (calculada con base en una imagen *Spot* del año 2006). El historial de su evolución del área glaciar se muestra en la tabla 2.

Tabla 2. Evolución del área glaciar del Santa Isabel.

Año	Área (km ²)	Pérdida entre periodos (%)	Pérdida anual entre periodos (%)
fin PEH	27,8		
		61,2	0,6
1946	10,8		
		13,0	0,7
1965	9,4		
		31,9	1,5
1987	6,4		
		17,2	2,1
1995	5,3		
		37,2	5,3
2002	3,33		
		22,2	5,6
2006	2,59		

PEH= Pequeña Edad de Hielo

Es notorio el incremento en la velocidad de pérdida desde finales de la década de los ochenta, lo cual concuerda con reportes de los países vecinos. Nuevamente es posible afirmar que su tamaño reducido y su baja altura inciden en este proceso. A continuación se muestran los cambios más recientes de su cobertura glaciar en casi 50 años (figura 16).

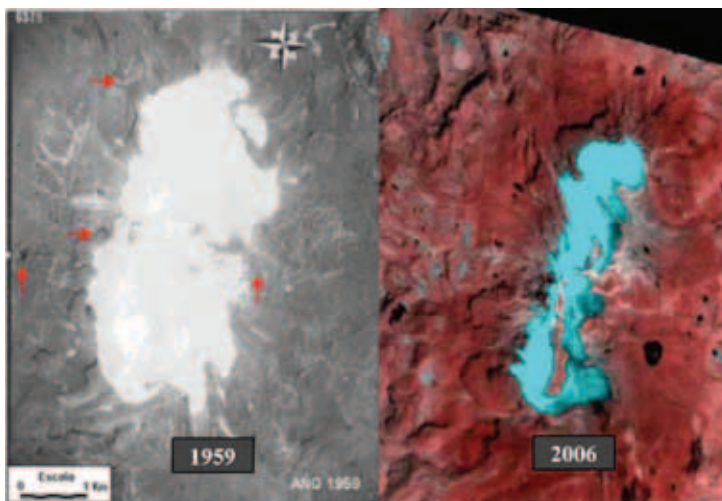


Figura 16. Cambios de área glaciar en el volcán Nevado Santa Isabel (Izquierda: foto aérea del Igac. Derecha: imagen Spot, 2006).

Sierra Nevada del Cocuy. Su área actual es de 17,86 km² (calculada con base en una imagen Landsat del 2007, que se pudo obtener a pesar de su "bandeamiento").

Seguidamente se muestra el historial de evolución del área glaciar (tabla 3).

Tabla 3. Evolución del área glaciar de la Sierra Nevada del Cocuy.

Año	Área (km ²)	Pérdida entre periodos (%)	Pérdida anual entre periodos (%)
fin PEH	148,7		
		78,84	0,58
1986	31,46		
		24,67	3,08
1994	23,7		
		16,46	1,83
2003	19,8		
		9,80	2,45
2007	17,86		

PEH= Pequeña Edad de Hielo

Como se puede observar en la tabla anterior, aunque hay variaciones en el ritmo de pérdida glaciar, es claro que los valores han sido altos y que en las últimas dos décadas la sierra se ha dividido en varias partes, lo que aceleraría su retroceso. A continuación se muestra la evolución desde finales de la pequeña edad de hielo (figura 17).

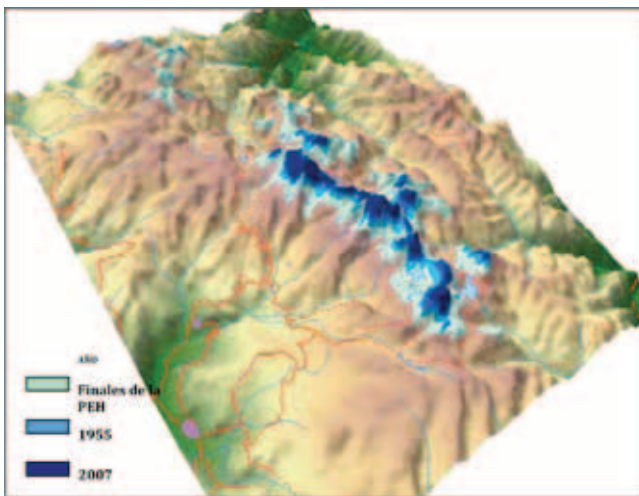


Figura 17. Cambios de la cobertura glaciar en la Sierra Nevada del Cocuy.

La pérdida de área está asociada a cambios en la dinámica de la atmósfera. Es más, en teoría se podría afirmar que en las últimas décadas el calentamiento térmico global asociado a la acumulación de gases de efecto invernadero, ha tenido una fuerte influencia en esta materia. Para reflexionar sobre este asunto, las estaciones meteorológicas más cercanas a los glaciares estudiados –y con más registros– muestran un incremento en la temperatura ambiental de más de un grado y medio en el Cocuy y de casi un grado en el Santa Isabel (figura 18). De la misma manera, la precipitación ha presentado una disminución de casi 500 mm en el Cocuy y de casi 200 mm en el Santa Isabel para un período de registro de casi tres décadas (figura 19). Esta información demuestra no sólo las rápidas alteraciones recientes en la dinámica de la atmósfera, sino también la vulnerabilidad de la alta montaña en Colombia ante ascensos térmicos globales.

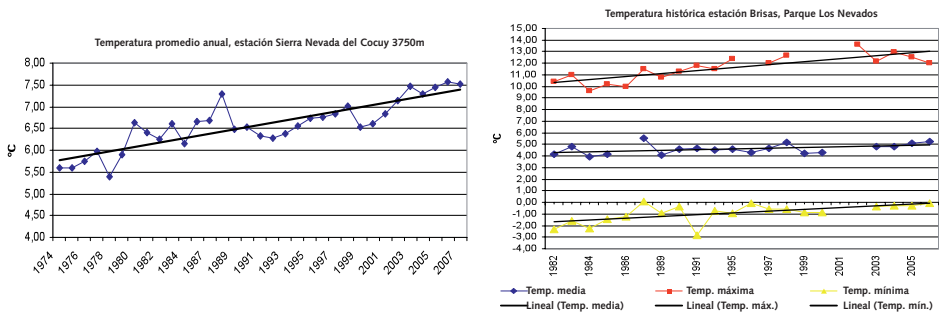


Figura 18. Comportamiento de la temperatura en dos estaciones de alta montaña.

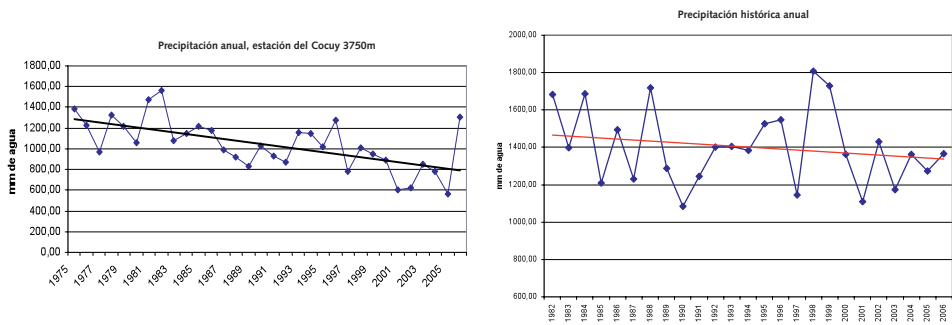


Figura 19. Comportamiento de la precipitación en dos estaciones de alta montaña.

Retroceso del frente glaciar

Desde la segunda mitad de la década de los ochenta se tienen registros del retroceso del frente glaciar para las dos áreas de estudio y en diferentes puntos distribuidos cerca del borde glaciar, que indican una retirada del hielo del orden de 20 a 25 metros por año (figuras 20 y 21).

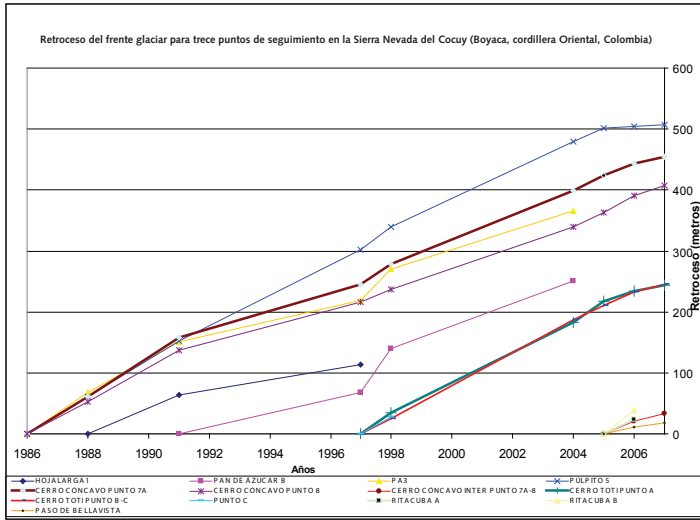


Figura 20. Retroceso del frente glaciar en la Sierra Nevada del Cocuy (1986-2007).

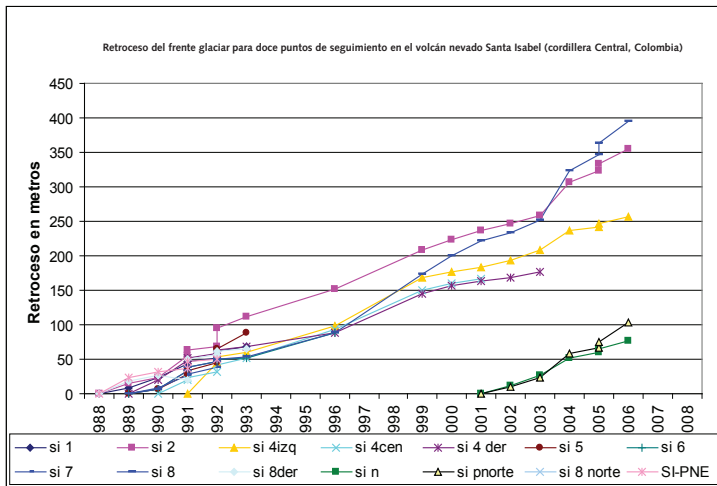


Figura 21. Retroceso del frente glaciar en el volcán Nevado Santa Isabel (1988-2007).

Conclusiones

1. Se evidencia una rápida dinámica glaciar en Colombia, representada en una disminución de su área de 2 a 5% anual, y retroceso del frente glaciar del orden de 20 a 25 metros por año.
2. El balance de masa en el período 2006-2008 para dos glaciares colombianos de características diferentes evidencia en general un desequilibrio, con una pérdida para el período observado de entre 2500 y 3500 mm de agua. El balance muestra un comportamiento sincrónico con los períodos interanuales regulares húmedos y secos de la región montañosa (andina) colombiana.
3. La instrumentación glaciar ha resultado productiva y conveniente, y en poco tiempo ha aportado datos de interés; con todo, tan sólo con su operación y mantenimiento en el tiempo podrá proveer una completa serie de datos.
4. El balance de masa para el período estudiado coincidió con los dos últimos fenómenos climáticos observados –El Niño y La Niña–, por lo que fue perceptible su efecto en los balances. Pero es preciso continuar con el cálculo del balance mensual para comprender mejor el comportamiento de los glaciares.
5. Es necesario aumentar la instrumentación y las observaciones meteorológicas para explicar la influencia de los elementos del clima locales que más inciden en la dinámica glaciar.
6. Según las observaciones, el glaciar del volcán Santa Isabel sería el más dinámico de los seis glaciares colombianos actuales en cuanto a pérdidas de masa, debido a su reducido tamaño y baja altitud.
7. La alta montaña en Colombia, de acuerdo con las observaciones hechas a los glaciares y con los datos de las estaciones meteorológicas, es particularmente vulnerable al calentamiento térmico global.
8. Para los estudios de glaciología colombiana ha resultado de gran beneficio el intercambio de experiencias producidas dentro del GTNH, la Universidad de Zurich y el IRD, que dieron origen a una reingeniería en la observación glaciar en Colombia.

Agradecimientos

El grupo de investigadores en glaciología del Ideam agradece a las siguientes personas y entidades:

A INGEOMINAS (Jair Ramírez) por el apoyo en la primera fase en los trabajos de campo, equipos de perforación y topografía.

A la Unidad de Parques Nacionales Naturales de Colombia. Así como a los funcionarios de los Parques Los Nevados y el Cocuy por su extraordinaria labor en campo.

A la Universidad de Zurich (Christian Huggel y Michael Zemp) por su asistencia técnica.

Al IRD (Bernard Francou y Eric Cadier) por sus recomendaciones y asesoría técnica y metodológica en la observación glaciar.

Al Ideam, Grupo de Operación de Redes y Subdirección de Hidrología, por su trabajo en la instalación y operación de los equipos y monitoreo hidrológico.

Al GTNH por sus recomendaciones, capacitación y experiencia.

A Fernando Salazar H., subdirector de Ecosistemas del Ideam, por su apoyo incondicional. ■

CAMBIO CLIMÁTICO Y GLACIARES: DE LA ALERTA TEMPRANA A LA COMPREENSIÓN DE LOS ECOSISTEMAS DE ALTA MONTAÑA

Rodney Martínez Güingla¹

Resumen

En el presente artículo se hace una revisión de los elementos conceptuales de un sistema de alerta temprana climática, con cuatro ejes principales: el pronóstico, los escenarios de riesgo sectorial, los sistemas de información y un componente de diseminación dentro de las instituciones y dependencias de gobierno. Así mismo, se mencionan algunos instrumentos de política vinculados a la gestión de riesgo como resultado de un sistema de alerta efectivo. Se plantean la interacción de la comunidad con su entorno natural y las complejas relaciones que desencadenan amenazas e incrementan el riesgo frente a eventos naturales. Se revisan las consecuencias de estos riesgos no manejados en medio de un clima cambiante, con mucha incertidumbre a escala local, al igual que el problema de la deforestación y degradación ambiental en Suramérica y su contribución negativa al calentamiento global, el retroceso de los glaciares y la alteración de los ecosistemas de alta montaña, para finalmente plantear los potenciales cambios, la afectación de sus servicios ambientales, y estrategias factibles y sostenibles de adaptación en la región andina.

Abstract

This paper review the conceptual elements of climate early warning system with its 4 main axis: the forecast, the risk scenarios per sector, the information

¹ Coordinador científico del Centro Internacional para la Investigación del Fenómeno de El Niño (CIIFEN) r.martinez@ciifen-int.org.

systems and a dissemination component within governmental institutions and public framework. Some policy mechanisms linked to risk management as result of an effective alert system are described. The interaction between community and environment is stated as a conjunction of complex relationships which trigger natural hazards and increase the risk. A revision of the consequences of bad managed risks, considering a changing climate with significant uncertainty at local scale is done. Deforestation, environmental degradation in South America as negative contribution to global warming, glaciers retreat and high mountain ecosystems alteration is also analyzed. Finally the potential changes, the affectation of environmental services and feasible and sustainable adaptation strategies are proposed for the Andean region.

Sistemas de alerta temprana climática

Aunque existen distintas definiciones de los sistemas de alerta (UNISDR, 2009), estos deberían enfocar, con mayor o menor diferencia, al menos cuatro componentes: 1) el pronóstico de la amenaza climática que va de la mano con la investigación científica de los procesos físicos que gobiernan la interacción océano-atmósfera-tierra y que se traducen operacionalmente en modelos de predicción; 2) los escenarios de riesgo sectorial, resultantes de representar la vulnerabilidad de la población o los actores asociados a un sector específico, como la agricultura, los recursos hídricos, salud, energía, educación, entre otros, y cruzarla por medio de sistemas de información geográfica con los mapas de amenazas climáticas: concretamente, lluvias e inundaciones, granizadas, olas de frío y calor, entre otros eventos extremos. La estimación de la vulnerabilidad presupone relacionar la sensibilidad de la población o el sector específico al clima, con el nivel de exposición concreto a la amenaza climática y el nivel de resiliencia de la población que puede ser aproximado tomando en cuenta parámetros sociales, económicos e institucionales medibles y aplicables, según el caso; 3) los sistemas de información, que son los medios mediante los cuales la alerta, los mapas de riesgo y las recomendaciones específicas por sector se diseminan y llegan a los usuarios finales y tomadores de decisiones; 4) considerando que un sistema de alerta se materializa cuando se genera una respuesta, un elemento fundamental es el subsistema de diseminación de información en una red específica de auto-

ridades y mandos medios de los gobiernos locales y nacionales que garanticen la respuesta a lo provisto por el sistema de alerta temprana (figura 1).

Los sistemas de alerta temprana son apenas un componente instrumental de un esquema de mucho mayor alcance y extrema complejidad: los sistemas de gestión de riesgo, que a escala local constituyen la materialización física de la respuesta, que para este efecto se convierten en instrumentos de política como la transferencia del riesgo, la planificación territorial, el ordenamiento territorial, la descentralización, el fortalecimiento de capacidades locales entre otras acciones que garantizan, desde el punto de vista de la gobernabilidad, acciones concretas y relativamente sostenibles hacia la reducción de los impactos socioeconómicos relacionados con eventos climáticos (figura 2).

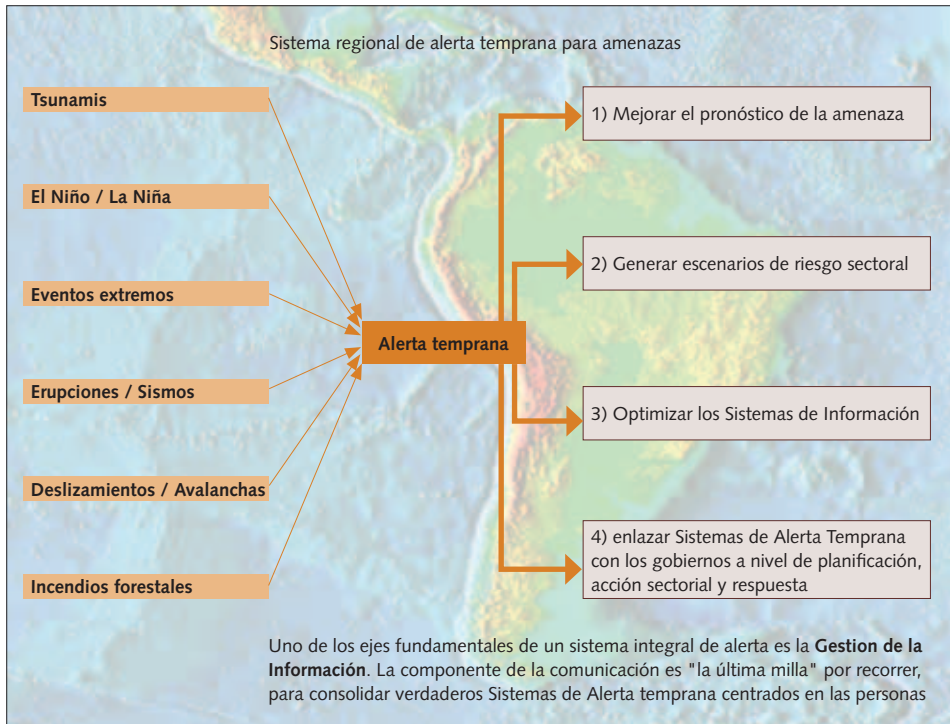


Figura1. Sistema regional de alerta temprana para amenazas.

Fuente: Martínez, R. (2004).

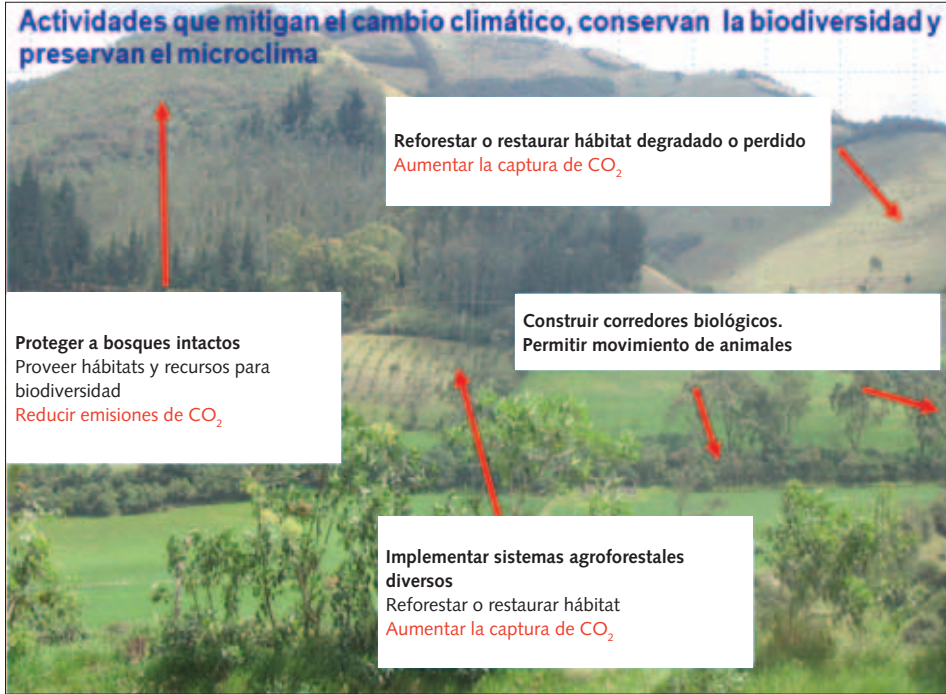


Figura 2. Actividades que mitigan el cambio, conservan la biodiversidad y presentan el microclima.

Fuente: Lozada et ál. (2008)

Gestión de riesgo y cambio climático

Las tendencias de cambio en el clima mundial, asociadas al incremento de gases de efecto invernadero, sugieren en forma muy específica impactos en la región andina consistentes con las evidencias encontradas en lo referente al retroceso de los glaciares (IPCC, 2007; Orlove et ál., 2008), proceso que representa una de las evidencias más sólidas de los efectos del calentamiento global a nivel regional.

La aproximación antes planteada a la gestión de riesgo es aplicable, sin duda, al cambio climático. Pese a que ambos temas, han mantenido una tendencia a mantenerse por separado, en la práctica se encuentran en un punto en común: el territorio y su población. El poder entender los procesos actuales de la vulnerabilidad sectorial es el mejor punto de partida para aproximarse a su tendencia de cambio en el tiempo. En el caso del cambio climático, cuando

se analizan los niveles de exposición, vulnerabilidad y resiliencia, emergen los temas ambientales, como la degradación de los suelos, procesos de urbanización, incremento altitudinal de la frontera agrícola, fragmentación de hábitats, pérdida de biodiversidad, deforestación, entre otros. La vulnerabilidad de las poblaciones va de la mano con la vulnerabilidad de los ecosistemas que les proveen de servicios ambientales, como agua, aire, paisaje, polinización y absorción de carbono. Desde esta perspectiva, la complejidad derivada del cambio climático se combina con la problemática antropogénica desarrollada sobre el territorio y sus ecosistemas, por lo que se multiplican las opciones de adaptación factible en consonancia con un desarrollo sostenible, a través de la reducción de emisiones, el control de la reforestación y degradación de los suelos y el ordenamiento territorial.

Cambio climático y ecosistemas de alta montaña

El retroceso de los glaciares en las cumbres andinas (Comunidad Andina, 2008; Vuille et ál., 2003) es el resultado de un proceso combinado, en el cual el cambio climático y la acción humana cumplen un papel decisivo (Appenzeller and Dimick, 2004; Bradley et ál., 2006; Coudrain et ál., 2005; Halloy et ál., 2005; Thompson, 2003; Vuille et ál., 2003). El drástico cambio en el uso de suelo en los páramos ha influido en el ciclo hidrológico y su autorregulación. Por otro lado, los ecosistemas altoandinos y sus especies asociadas son altamente especializados y, en consecuencia, más vulnerables al cambio altitudinal de temperatura. La disminución de la capa de hielo en las cumbres andinas reduce el albedo y contribuye a amplificar el proceso de deshielo a través de una mayor absorción de calor. Junto con la variación del clima, la frontera agrícola, la deforestación y la urbanización generan una fragmentación de hábitats que finalmente se traduce en mayor vulnerabilidad (De Bièvre, 2008). La consecuencia directa de los factores antes mencionados es la reducción de los servicios ambientales y de la capacidad de regulación del ciclo hidrológico.

Los escenarios de cambios climáticos en los Andes tropicales sugieren un futuro crítico, fundamentalmente porque los dos procesos que coadyuvan a su afectación mantienen tendencias positivas: la temperatura global y la intervención descontrolada del suelo en la alta montaña. Sin embargo, dejan abierta una posibilidad factible de manejo a través de mecanismos como la

REDD (Reduction of Emissions by Avoiding Deforestation and Soil Degradation) (FAO, 2008).

Conclusiones

Los sistemas de alerta temprana climática fuerzan la generación de escenarios de riesgo que procuran aproximar la vulnerabilidad del territorio y su población a las amenazas atmosféricas. Cuando se analiza el cambio climático de los Andes, específicamente desde el punto de vista de la gestión de riesgo, el punto de encuentro está en sus ecosistemas.

Una de las mejores formas de emprender procesos de adaptación en zonas muy vulnerables, como los ecosistemas altoandinos, consiste en aplicar el enfoque ecosistémico (UICN, 2006). Mediante esta aproximación, la conservación como objetivo se ve fortalecida desde una perspectiva de valoración y compensación de servicios ambientales tales como el agua, el aire, la absorción de carbono, la biodiversidad, el paisaje, entre otros. En este sentido, se acortan distancias entre la visión del desarrollo centrado en las personas con el equilibrio ambiental, incluyendo beneficios económicos basados en el mantenimiento de esos servicios ambientales.

Las consecuencias de este enfoque hacen más viable su aplicación desde la óptica de políticas públicas; a mediano plazo permite recuperar el ciclo hidrológico, y a través del forzamiento de microclimas, atenuar las señales globales de calentamiento global.

La biodiversidad se vincula de esta manera a la reducción y mitigación del cambio climático, al tiempo que refuerza la necesidad de proteger los ecosistemas y de implementar planes nacionales realmente sostenibles y de consenso. ■

Referencias bibliográficas

- Appenzeller, T. & Dimick, D. R. (2004). The heat is on. *National Geographic*, 206, 2-75. cited in Tim Flannery (2005).
- Bradley, Raymond S., Mathias, Vuille., Díaz, Henry F. & Vergara, Walter (2006, junio). Threats to water supplies in the tropical Andes. *Science* 23, 312(5781), 1755-1756.
- Comunidad Andina (2008). *El cambio climático no tiene fronteras: impacto del cambio climático en la Comunidad Andina*. Lima: Secretaría General de la Comunidad Andina.
- Coudrain, A., Francou, B., Kundzewicz, Z. W. (2005). FAO, UNDP and UNEP. UN REDD: a collaborative programmed of UN agencies on reducing emissions from deforestation and forest degradation to support developing countries. *Hydrol. Sci.* 150, 933.
- Halloy, S. R. P., Seimon, A. , Yager, K. & Tupayachi Herrera, A. (2005b). Multidimensional (climate, biodiversity, socio-economics, agriculture) context of changes in land use in the Vilcanota watershed, Perú. In E. M. Spehn, M. Liberman Cruz & C. Körner (eds.). *Land use changes and mountain biodiversity*. Boca Raton: Florida CRC Press, pp. 323-337.
- Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) (2007). Working Group II Contribution to the Intergovernmental Panel on Climate Change Fourth Assessment Report. Climate Change 2007: Climate Change Impacts, Adaptation and Vulnerability-Summary for Policymakers.
- International Union for Conservation of Nature and Natural Resources (UICN), Oficina Regional para América del Sur; IUCN, Regional Office for Meso-America; UNEP; IUCN, *Water and Nature Initiative* (2006).
- Orlove, B., Wiegandt, E. & Luckman, B. H. (eds.). (2008). Picos oscurecidos: retroceso glaciar. *Ciencia y Sociedad*. Berkeley: University of California Press.
- Thompson, W. L. G. (2003). Long-term Andean ice core and glacier response records: placing the 20th century glacier retreat in perspective. In G. Casassa & A. Rivera (eds.), *Symposium on Mass Balance of Andean Glaciers*, 21. Valdivia, Chile.
- UNISDR Terminology on Disaster Risk Reduction (2009).
- Vuille, M., Bradley, R. S., Werner, M. & Keimig, F. (2003). 20th century climate change in the tropical Andes, observations and model results. *Climatic Change*, 59, 75-99.

EVOLUCIÓN DE LOS GLACIARES EN LOS ANDES VENEZOLANOS: GLACIARES DE LOS PICOS HUMBOLDT Y BONPLAND

Eduardo Carrillo¹
Santiago Yépez²

Resumen

En la actualidad los glaciares venezolanos se restringen a la existencia de casquetes de hielo en las laderas noroeste de los picos Humboldt-Bonpland y Bolívar en la Sierra Nevada de Mérida. Pocos estudios se han realizado sobre ellos; por tanto, numerosos parámetros glaciológicos permanecen desconocidos. Para 1952 se calculó un total de 3 km² de cobertura glaciar en la Sierra Nevada, pero la evolución de su extensión hasta el 2008, su tasa de retroceso, así como la respuesta ante variaciones climáticas ha sido muy poco comprendida. En este trabajo se presentan los primeros resultados parciales sobre las observaciones satelitales hechas en el glaciar Sinigüis, el más grande de la región, ubicado en los picos Humboldt-Bonpland. El área de cobertura calculada para enero de 2008, a través del método DNSI de análisis multiespectral de imágenes SPOT-5, fue 0,33 km². Los resultados obtenidos señalan que desde 1952 el glaciar ha perdido un área de 1,7 km² a una tasa de retroceso de 30,3 m/año, que corresponde a una pérdida de 83,74% de su cobertura. De mantenerse esta tendencia, los glaciares de los Andes venezolanos podrían desaparecer en su totalidad en los próximos diez años.

¹ Instituto de Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias, Universidad Central de Venezuela. eduardo.carrillo@ciens.ucv.ve / eduardocarrillop@yahoo.fr; y Departamento de Oceanología y Ciencias Costeras. Instituto Venezolano de Investigaciones Científicas.

² Fundación Instituto de Ingeniería, Centro de Procesamiento Digital de Imágenes. syopez@correo.fii.org

Abstract

Currently the venezuelan glaciers are restricted to some small icecaps on the north-west slopes of the Humboldt-Bonpland and Bolívar peaks, at the Sierra Nevada of Mérida. Only a few glaciological observations have been completed, hence many parameters of their dynamics are still unknown. In 1952 the total of glacial cover was calculated in 3 km²; however, their evolution in extension until 2008, their retreat rate and their response to the climatic variability have not really been understood. This work presents the first results about the satellital observations made on the Sinigüis glacier, the largest one on the region, located at the Humboldt-Bonpland peaks. The covered area, calculated by the multi-spectral analysis of the Spot-5 Images, is 0.33 km². This result indicates that since 1952 the glacier has lost an area of 1.7 km² with a retreat rate of 30.3m/yr, corresponding to 83.74% of its area of coverage. If this trend is maintained in time, the glaciers of the venezuelan Andes could totally disappear in ten years.

Introducción

Los Andes venezolanos son una cordillera ubicada al oeste de Venezuela, con una orientación promedio de N45E y una extensión de más de 400 km, que alcanzan actualmente una altitud máxima de 5002 msnm en el pico Bolívar, ubicado en la Sierra Nevada de Mérida. El origen de esta cordillera se halla estrechamente relacionado con la tectónica del Caribe, cuyo levantamiento se estima que comienza a principios del Mioceno Temprano con una tasa de exhumación calculada entre 0,2 y 0,6 km/m.a. (Bermúdez-Cella et ál., 2008). Actualmente, el sistema de fallas rumbodeslizantes de Boconó, la estructura activa más importante de la cordillera con una extensión de más de 500 km, controla la geomorfología del eje central de la cordillera (Rod, 1956). Sin embargo, existen evidencias geomorfológicas claras de que, durante la glaciación Wisconsin, la línea de nieve bajó hasta 2600 m y los glaciares tuvieron un impacto importante sobre unos 600 km² en los páramos de Sierra Nevada y Batallón (Schubert, 1979), lo que se denominó localmente Glaciación Mérida (Schubert, 1974). En gran medida, la dinámica glacial del pleistoceno ha sido

responsable de la producción de sedimentos y de la erosión cuaternaria en la cordillera de Mérida, cuya comprensión de esta dinámica es fundamental para entender la respuesta de los glaciares tropicales ante cambios climáticos conocidos.

A pesar de que los glaciares, en la cordillera de Mérida cubrieron gran parte de sus cumbres, es poco lo que se conoce respecto de su evolución durante el Cuaternario. Las primeras observaciones relevantes se remontan al siglo XIX (e.g. Goering, 1962, y Sievers, 1886), que hacen descripciones sobre la morfología y el alcance de los glaciares para entonces. Jahn (1912, 1925 y 1931) presenta las primeras mediciones planimétricas de cada uno de los glaciares existentes, que más tarde Schubert (1980) resumiría en los glaciares del pico Bolívar, glaciares del macizo La Concha y glaciares del macizo Humboldt-Bonpland). El trabajo de Jahn (1925) en particular lleva a la primera cartografía y al primer inventario glaciológico de Venezuela. El área de cobertura se calculó para entonces en 10 km², y se presentan por primera vez registros fotográficos que permitirán una comparación gráfica de su evolución durante el siglo XX (Schubert, 1992). En 1952, la cobertura glacial en la Sierra Nevada de Mérida era de apenas 3 km², evidenciando un importante retroceso durante el último siglo (Schubert, 1980).

Precisamente Schubert (1972, 1980, 1984, 1992, 1998) presenta una extensa y detallada recopilación bibliográfica de las observaciones glaciológicas en Venezuela en los últimos siglos, de la que se puede destacar el énfasis en observaciones fotográficas e históricas, donde siempre se alerta sobre el notable retroceso del área de cobertura de los glaciares merideños. Más recientemente el glaciar Sinigüis, que cubre la ladera norte de los picos Bonpland y Humboldt, lo observaron Morris et ál. (2006) mediante imágenes Aster, quienes calcularon una extensión de 0,29 km² para el año 2004.

En razón de que en Venezuela los glaciares no representan una fuente considerable de recursos hídricos y el riesgo potencial asociado a regiones pobladas parece mínimo, su estudio y observación jamás han sido sistemáticos.

En el presente trabajo se hace una recopilación de la información existente sobre las observaciones y mediciones recientes de los glaciares de los Andes venezolanos, y se calcula la extensión actual de la cobertura del glaciar Sinigüis en los picos Humboldt y Bonpland. Esto es sólo el principio de las observaciones sistemáticas de glaciares actuales en Venezuela, mediante las cuales se pretende

conocer el comportamiento de parámetros que permitan comprender mejor la evolución de glaciares en la Sierra Nevada de Mérida. Posteriormente, con la llegada de nuevas imágenes con menor cobertura de nubes, los glaciares correspondientes al pico Bolívar se analizarán con la misma metodología.

Área de estudio

Los glaciares de la Sierra Nevada forman parte del Parque Nacional Sierra Nevada, en los Andes centrooccidentales de Venezuela (figura 1); el área está constituida por un relieve abrupto, fuertemente controlado por rasgos típicos de la geomorfología glaciar. Los glaciares existentes en Venezuela para 1952 constan de cinco circos glaciares en cuatro de los picos más importantes (figura 2): el pico Bolívar (5002 msnm), los picos Humboldt (4942 msnm) y Bonpland (4883 msnm), y el pico La Concha (4922 msnm). Actualmente sólo restan pequeños casquetes glaciares en los picos de mayor altura (Bolívar y Humboldt-Bonpland).

Breve reseña sobre el papel de los sensores remotos en el monitoreo de glaciares

En los últimos años, los sensores remotos han desempeñado un papel clave en el monitoreo de los glaciares, ya que es posible obtener información con alto grado de confiabilidad de zonas donde a veces es difícil el acceso o es muy costoso realizarlo por métodos planimétricos tradicionales.

Por medio de las imágenes satelitales es posible cartografiar, identificar, caracterizar, calcular volúmenes, interpretar formas del relieve, clasificar y cuantificar las capas de hielo-nieve de los glaciares, generando así un modelo que permite establecer tendencias, proponiendo escenarios relacionados con cambios en la superficie.

Es necesario conocer los problemas que se presentan en el momento de trabajar con sensores remotos para poder corregirlos antes de realizar el procesamiento en la imagen, tal como la deriva instrumental por errores del equipo, la corrección atmosférica que permite eliminar las contribuciones de la atmósfera durante la toma de la escena o la aplicación de una ortorrectificación que elimina distorsiones por efectos de la topografía, entre otros.

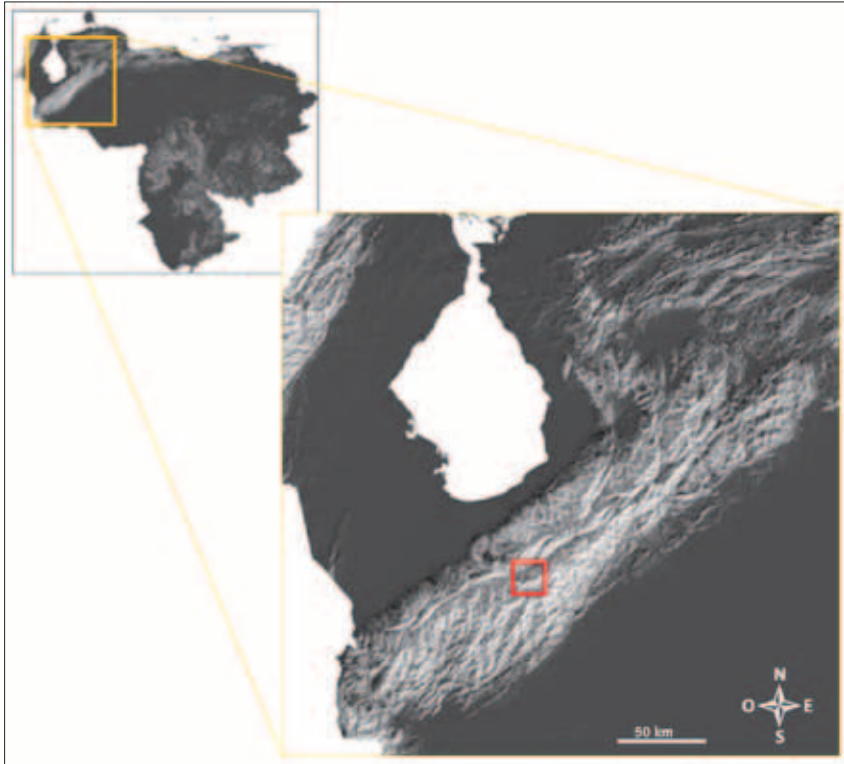


Figura 1. Ubicación del área de estudio. El cuadro rojo indica la localización de los picos Humboldt y Bonpland en la Sierra Nevada de Mérida. Modelo numérico de terreno tomado de Garrity et ál. (2004).

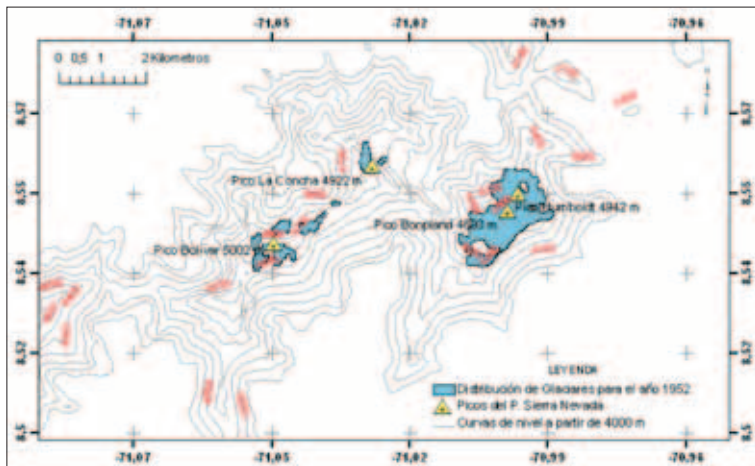


Figura 2. Distribución de los glaciares en el Parque Nacional Sierra Nevada (áreas en azul) en Mérida para el año 1952. Estos datos se derivaron de fotografías aéreas de Cartografía Nacional, Misión A-34, 1952, a una escala de 1:100.000. Modificado de Schubert (1998).

Sin embargo, el análisis numérico de los datos de imagen es de mayor sensibilidad que el efectuado mediante análisis visual, por lo que se puede manejar grandes volúmenes de datos y aplicar algoritmos matemáticos y otros de tipo estadístico que llevan a un resultado más ajustado a la realidad.

Materiales y metodología

Se utilizaron datos Spot-5 en modo multiespectral a 10 m de resolución espacial, única escena hasta ahora tomada sobre el Parque Nacional Sierra Nevada dentro del catálogo del Laboratorio de Imágenes LPAIS (de octubre de 2007 a junio de 2008) que presenta una baja cobertura de nubes (tabla 1). Las principales características del sensor Spot-5, tanto en su modo multiespectral como en el modo pancromático, se especifican en la tabla 2.

Tabla 1. Características de la imagen utilizada en el presente trabajo.

Número	Código de Imagen	Sensor	Fecha adquisición	Resolución
1	Scene ID: S080520163127195	Spot5	03-01-2008	10 m Xs

Tabla 2. Resumen de las características de sensor SPOT 5.

Banda	Resolución espacial (m)	Resolución espectral
Pancromática	2,5 * 2,5 m ó 5 * 5 m	0,48-0,73 μm
Banda 1	10 * 10	0,50-0,59 μm (verde)
Banda 2		0,61-0,68 μm (rojo)
Banda 3		0,78-0,89 μm (IR cercano)
Banda 4		1,58-1,75 μm (IR Medio)

Para la elaboración del Modelo de Elevación Digital del Terreno utilizados para ortocorregir y generar las vistas en 3D de la imagen se usó la base de datos SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*) de tres arcosegundos, con aproximadamente 90 m de resolución espacial.

Los fundamentos básicos en la extracción automática de las superficies cubiertas por nieve-hielo están relacionados con la respuesta espectral de estos materiales. En el caso particular del hielo y la nieve, la reflectancia aumenta a medida que disminuye la longitud de onda, en especial por debajo del rango entre 0,8 y 1,2 μm , mientras que al aumentar la longitud de onda, sobre todo después de 1,5 μm , la reflectancia es baja. Es esta característica espectral, la

que permite destacar las superficies cubiertas por nieve-hielo de aquellas que no lo están (figura 3).

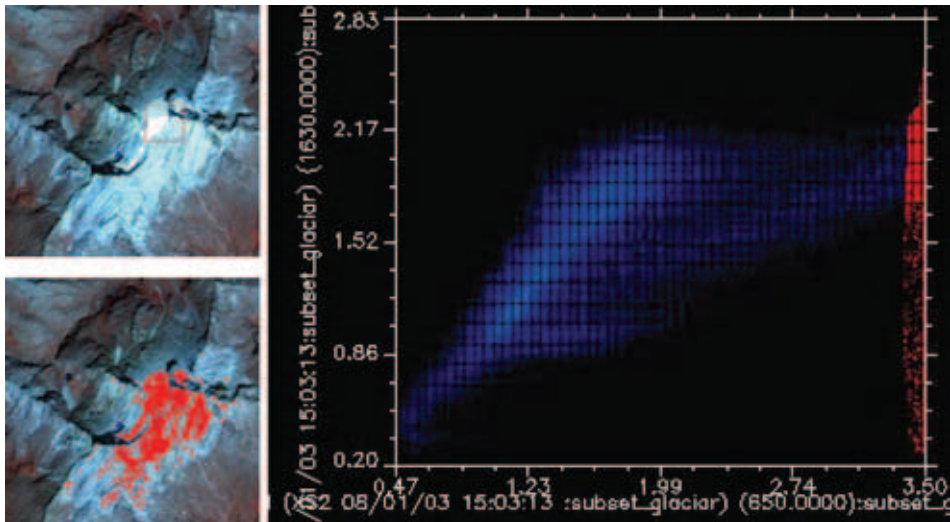


Figura 3. Diagrama de dispersión espectral asociado a la escena del glaciar ubicado en los picos Humboldt y Bonpland. El eje X corresponde a la banda 1 (con 540 nm), mientras que el eje Y está asociado a la banda 4 (con 1630 nm). Valores altos de la banda X y valores bajos a medianos de la banda Y están asociados a la respuesta espectral de la nieve y el hielo.

En el caso particular del análisis de las capas de hielo-nieve se empleó el método de Índice de Diferencia Normalizada de Hielo y Nieve NDSI (*The normalized-difference snow index*, Hall et ál., 1995). Este método, robusto y fácil de aplicar, es menos sensible a las variaciones del albedo que las técnicas distintas de las de cocientes de bandas, lo que puede expresarse de la siguiente manera:

$$(VIS - IR Medio)/(VIS + IR medio)$$

o lo que es igual para las bandas de Spot-5:

$$(Banda 2 - banda 4) / (Banda 2 + banda 4)$$

Este método aprovecha los altos valores de brillo de la nieve y el hielo en las longitudes de onda del rango visible (0,4-0,7 μm) frente al bajo brillo en los valores del infrarrojo cercano y medio (0,75-1,75 μm), lo que permite discriminar de la imagen las capas de nieve de otros elementos, como las rocas, el suelo o la vegetación.

Hall et ál. (1995) usaron un umbral para los valores del NDSI en el cálculo de las coberturas de nieve. Si un píxel tiene un índice NDSI $\geq 0,40$ y en la banda del infrarrojo cercano (NIR) tiene una reflectancia $> 0,11$, los píxeles se clasificarán como cobertura de hielo y nieve.

Finalmente, se genera el vector asociado a la cobertura del glaciar Sinigüis en los picos Humboldt y Bonpland (figura 4), y se calcula el área en unidades de km^2 . Este valor se comparó con los datos y observaciones obtenidos por Schubert (1974, 1998).

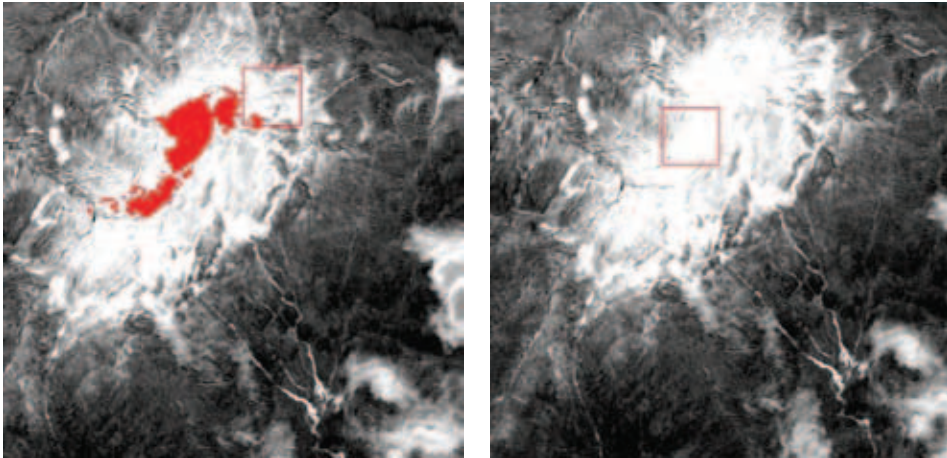


Figura 4. Cálculo del Índice de Diferencia Normalizada de Nieve usando los datos del sensor Spot-5 para el glaciar Sinigüis. En la figura B, el área en rojo está asociada a la cobertura de nieve y hielo del glaciar Sinigüis, según el umbral del índice NDSI $\geq 0,40$, y en la banda del infrarrojo cercano (NIR), una reflectancia $>0,11$.

Resultados y discusión

Dadas las descripciones hechas durante los últimos cien años, los glaciares existentes pudieron experimentar una aceleración de su retroceso. Para 1952, los glaciares solo cubrían una extensión aproximada de 3 km^2 , quedando restringidos a aisladas acumulaciones de hielo en los picos Bolívar (5002 m), Humboldt (4942 m) y Bonpland (4893 m) (Schubert, 1980), y en menor medida en el pico La Concha (4922 m) (figura 5). La velocidad de elevación de la línea de nieve desde el Pleistoceno, calculada para entonces, utilizando datos geomorfológicos, históricos y planimétricos, fue de unos 6 m/año , observando un aumento en la velocidad de retroceso en la primera mitad del siglo XX (Schubert y Vivas, 1993) (figura 6).



Figura 5. Comparación de la extensión del glaciar Siniguis para los años 1952 y 2008. El área en azul está asociada a la cobertura de nieve-hielo del glaciar Siniguis para 1952, según Schubert (1980), mientras que el área en rojo es la cobertura de nieve-hielo para 2008, calculada para el presente trabajo.

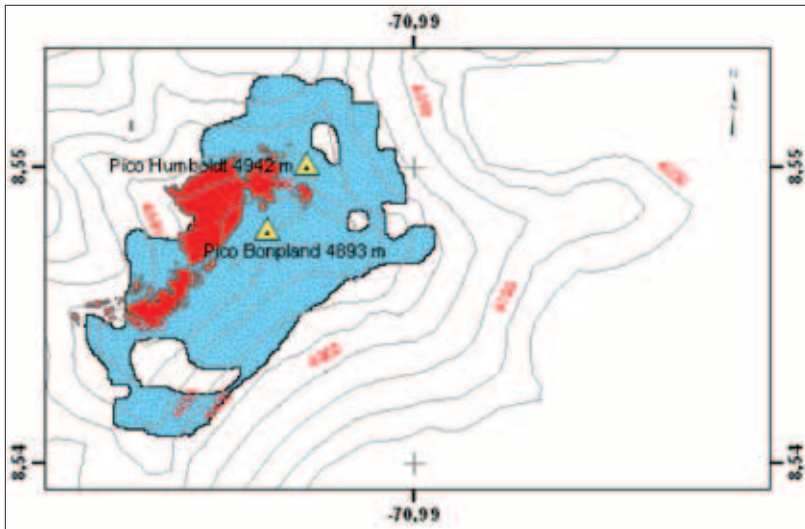


Figura 6: Comparación entre la extensión de los glaciares en 1952 y 2004 sobre un modelo numérico de terreno. En negro aparece el glaciar Siniguis sobre los picos Humboldt y Bonpland; en rojo, la extensión de los glaciares en 1952.

Al comparar los datos calculados para 2008, se advierte que la cobertura actual de pico Humboldt-Bonpland, el más extenso, alcanza 0,33 km²; según lo observado en 1952 por Schubert (1980) (tabla 3), se estima que el glaciar ha perdido 83,74 % de su cobertura y que la tasa de retroceso del glaciar entre 1952 y 2008 puede calcularse en 303 m²/año. Esto señala una tasa de retroceso más acelerada en comparación con la presentada por Schubert y Vivas (1993) de 6 m/año para altitud en la línea de nieves durante la primera mitad del siglo XX. En la actualidad, la altura de este límite alcanza 4800 m, en comparación con los 4600 observados en la cartografía de 1952, lo que indica un incremento de 200 m de desnivel en los últimos cincuenta años y un aumento de su altura en aproximadamente 7 m/año.

Tabla 3. Comparación de los datos de cobertura de nieve/hielo para 1952 y los de 2008. Los números asignados a los glaciares los ubica en la figura 4.

Pico	Glaciar	km ² año 1952 (*)	Observación (*)	km ² año 2008	Observación
Pico Humboldt y Bonpland	Remanente del Coromoto este (7,8)	0	En retroceso	0	No se aprecia
	Sinigüis (9)	2,03	En retroceso	0,33	No se aprecia
	Nuestra Señora (10)	0	Completamente desaparecido	0	No se aprecia

La comparación de los resultados cartográficos de diferentes autores desde principios de siglo XX y comienzos del XXI, para el glaciar Sinigüis, muestra una franca disminución en área (figura 7). Si se incluyen los datos de Morris et ál. (2006), tomando en cuenta que el glaciar Sinigüis es el más extenso de la región y asumiendo una regresión lineal en el tiempo, los glaciares en la Sierra Nevada de Mérida ya deberían haber desaparecido. Esto se debe a que la resolución de las imágenes Aster (30 m) induce una subestimación del área medida y, por ende, al comparar los datos de este trabajo, obtenidos a partir de una Image Spot con 5 m de resolución; en consecuencia, el área calculada para 2008 en este trabajo es similar a la calculada por Morris et ál. (2006) para 2003. Por tanto al comparar los datos planimétricos de Schubert con los de este trabajo, la desaparición de los glaciares en la Sierra Nevada de Mérida podría ocurrir en las próximas décadas y no en 2008-2010, como predecirían los datos de Morris et ál. (2006).

Es evidente que la falta de datos en el balance de masas de los glaciares venezolanos no permite hacer una estimación correcta de su evolución en

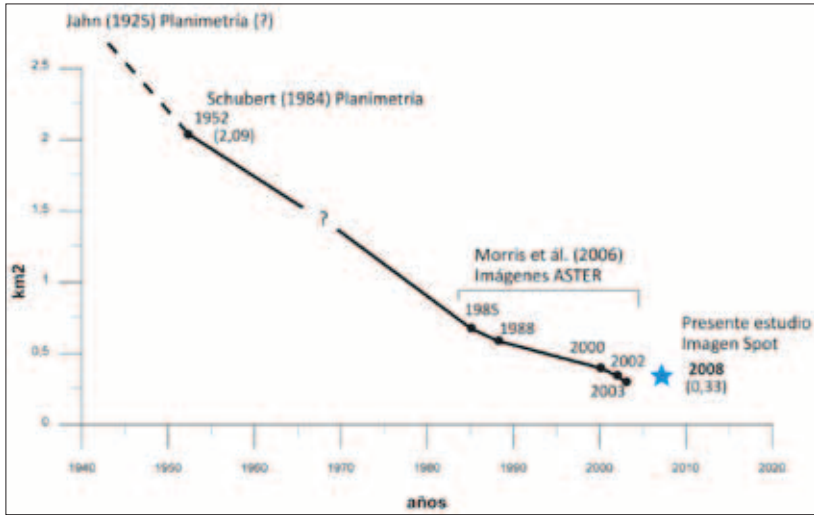


Figura 7. Evolución de la cobertura glaciar del glaciar Sinigüis para los siglos XX y XXI. Los datos de área de años pasados se toman de Jahn (1925), Schubert (1984) & Morris et ál. (2006). La curva sólida indica la evolución, tomando en cuenta los cálculos hechos con imágenes Aster. La línea punteada interpola (y extrapola) los datos planimétricos de 1952 y los obtenidos en este trabajo a través de la imagen Spot.

el tiempo, puesto que no se toma en cuenta el adelgazamiento o eventual engrosamiento de la cobertura glaciar; además, la evolución de la cobertura en el área de un glaciar no solo depende de las condiciones climáticas, sino también de las condiciones topográficas de donde se instala el glaciar (e.g. Jordan et ál., 2008). Laderas con pendientes de bajo ángulo presentarán una rápida disminución de área de cobertura en condiciones de aumento de temperatura, mientras que en las mismas condiciones pendientes abruptas tendrán una disminución más lenta. No obstante, con los datos de distribución en área disponibles hasta el momento y considerando que el glaciar Sinigüis representa la cobertura glaciar más importante de los Andes de Mérida, se puede aseverar, que de no cambiar las condiciones climáticas en los próximos años y de continuar esta tasa de retroceso dichos glaciares podrían desaparecer en la próxima década, es decir, en 2018. La desaparición de los glaciares de la cordillera de Mérida representaría una alerta temprana a la evolución de glaciares tropicales de la región.

La ligera discrepancia con los datos de Morris et ál. (2006) podría originarse tanto en la metodología como en el tipo de imágenes utilizadas. Las imágenes del presente trabajo tienen mayor resolución y la metodología em-

pleada es más apropiada para el estudio dinámico de glaciares. Sin embargo, ambos resultados coinciden en un franco retroceso de la cobertura glaciar en los últimos 56 años.

Este estudio representa uno de los primeros intentos de cuantificar y observar el comportamiento de los glaciares venezolanos en el siglo XXI a través de imágenes Spot. Pero aún restan muchas incógnitas por resolver con respecto al estudio de glaciares en Venezuela, tales como extensión máxima y características de los glaciares durante el Pleistoceno; relación existente entre la alta tasa de exhumación y denudación y el desarrollo de glaciares, relación de los glaciares con la actividad sismotectónica local, el comportamiento de los glaciares existentes ante los efectos climáticos como El Niño o La Niña, e impacto que pueda tener la emisión de gases contaminantes sobre su dinámica. Futuros estudios u observaciones sistemáticas de estos glaciares podrían servir de alertas tempranas a otros sistemas glaciares de mayor altitud en Sudamérica.

Conclusiones

El glaciar Sinigüis presenta un área de 0,33 km² y ha experimentado un retroceso acelerado en la segunda mitad del siglo XX y principios del XXI a 30,3 m/año, lo que equivale a la pérdida de 83,74% de su cobertura desde 1952. Además, en comparación con la extensión de las evidencias glaciares pleistocenas, los glaciares actuales representan menos de 1% de su máxima extensión. Sin embargo, para mayor precisión se requieren datos volumétricos y de balance de masas para conocer el real comportamiento de los glaciares de la cordillera de Mérida ante las variaciones climáticas.

Si bien se desconoce la extensión precisa de la cobertura glaciar en la Sierra Nevada con la metodología empleada en este trabajo (ausencia de datos en el Pico Bolívar), se calcula que sea considerablemente reducida en relación con los datos obtenidos en 1952. Las estimaciones hechas para el glaciar Sinigüis representarían un límite máximo en extensión y tiempo de permanencia, teniendo en cuenta que se trata de la máxima cobertura glaciar sobre esa cordillera.

Las evidencias expuestas indican que de continuar el sostenido retroceso de estos glaciares, para 2018 podría presentarse, por primera vez en el periodo Cuaternario, la extinción total de los glaciares en los Andes venezolanos.

Agradecimientos

La Fundación Instituto de Ingeniería, a través del Laboratorio de Procesamiento y Adquisición de Imágenes Satelitales (LPAIS), provee gentilmente las imágenes Spot utilizadas en este trabajo. Los autores agradecen igualmente a los colegas miembros del Grupo de Nieves y Hielos de América Latina del PHI-Unesco, cuyas observaciones enriquecieron el contenido de este manuscrito. ■

Referencias Bibliográficas

- Bermúdez-Cella, M., Van der Beek, P. & Bernet, M. (2008). Fission-track thermochronological evidence for km-scale vertical offsets across the Boco-nó strike slip fault, central Venezuelan Andes. *Geophysical Research Abstracts*, 10, EGU2008-A-07173.
- Garrity, C. P., Hackly, P. C. & Urbani, F. (2004). Digital shaded-relief map of Venezuela, Open-File Report-US Geological Survey. Reston, VA: US Geological Survey.
- Goering, A. (1962). *Venezuela, el más bello país tropical*. Mérida: Ediciones de la Universidad de los Andes, 172 pp.
- Jahn, A. (1912). La cordillera venezolana de los Andes. *Revista Técnica del Ministerio de Obras Públicas*, 2(21), 451-488.
- Jahn, A. (1925). Observaciones glaciológicas en los Andes venezolanos. *Cultura Venezolana*, 64, 265-280.
- Jahn, A. (1931). Los páramos venezolanos. *Boletín de la Sociedad Venezolana de Ciencias Naturales*, 1(3), 93-132.
- Jordan, E., Blanco, D., Castillo, K., González, J., Ponce de León, F., Torres, J., Vélez, F. & Vélez, L. M. (2008). ¿Representa la fuerte desaparición de los glaciares en el Parque Nacional de los Nevados en Colombia una clara expresión de un cambio climático en esta zona del trópico central? Derivaciones del caso Santa Isabel y su investigación glaciocfotogramétrica. En VII Encuentro Internacional de Investigadores del Grupo de Trabajo de Nieves y Hielos de América Latina del PHI-Unesco. Manizales, Colombia.
- Morris, J., Poole, A. & Klein, A. (2006). Retreat of Tropical Glaciers in Colombia and Venezuela from 1984 to 2004 as Measured from Aster and Landsat Images.

- Rod, E. (1956). Strike-slip faults of northern Venezuela. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*, 40, 457-476.
- Schubert, C. (1998). Glaciers of Venezuela. En Williams, R. S., Jr. & Ferrigno, J. G., (eds.). *Satellite Image Atlas of glaciers of the World-South America*. USGS Professional Paper 1386-I. Washington: United States Government Printing office, pp. 1-10.
- Schubert, C. (1979). La zona del páramo: morfología glacial y periglacial de los Andes de Venezuela. En M. L. Salgado-Laborouriau (ed.) *El medio ambiente páramo*. Caracas: Ediciones del Centro de Estudios Avanzados IVIC, pp.11-23.
- Schubert, C. (1980). Contribución al inventario mundial de glaciares. *Boletín de la Sociedad Venezolana de Ciencias Naturales*, 34 (137), 267-279.
- Schubert, C. (1992). The glaciers of the Sierra Nevada de Mérida (Venezuela): a photographic comparison of recent deglaciation. *Erkunde*, 46, 58-64.
- Schubert, C. y Vivas, L. (1993). *El cuaternario de la cordillera de Mérida; Andes Venezolanos*. Mérida, Venezuela: Universidad de Los Andes-Fundación Polar.
- Schubert, C. (1972). Geomorphology and glacier retreat in the pico Bolívar area, Sierra Nevada de Mérida, Venezuela: *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, 8 (1-2), 189-202.
- Schubert, C. (1974). Late Pleistocene Mérida Glaciation, Venezuelan Andes. *Boreas*, 3,147-151.
- Sievers, W. (1885). Über Schneeverhältnisse in der Cordillere Venezuelas [On snow conditions in the Venezuelan Cordillera]: *Jahresbericht der Geographischen Gesellschaft in München*, 10, 54-57.
- Yépez, S., Espinola, E. Torres, W. & Arismendi, J. (2008). Análisis multitemporal de imágenes Spot en el glaciar Buenos Aires, Bahía Esperanza-Península Antártica. Primera Expedición Científica Venezolana al Continente Antártico. PLANET ACTION. Informe técnico, pp. 1-4.

USO DE UN GPR (GROUND PENETRATING RADAR) EN GLACIARES TROPICALES: COLOMBIA, ECUADOR Y BOLIVIA

Jair Ramírez Cadena¹
Bernard Francou²
Eric Cadier²
Édson Ramírez³
Álvaro Soruco⁴
Jesús Gómez⁵
Bolívar Cáceres⁶
Luis Maisincho⁶
Luis Fernando Guarnizo⁷
Carlos Alberto Vargas⁸
José Luis Naranjo⁹

In memoriam
Jean Philippe Eissen, qepd.
Geólogo del IRD, Francia

Resumen

A causa de su compleja formación geológica, la cordillera de los Andes presenta, desde su parte más septentrional hasta el sur, regiones nevadas que debido a su ubicación en algunos casos sobre estructuras volcánicas activas, terminan siendo una amenaza potencial para las comunidades que viven en sus alrededores. Por otra parte, no debemos olvidar que los glaciares son los mejores testigos de la evolución del clima desde miles de años atrás y fuente hídrica para millones de personas que viven en sus alrededores.

¹ Instituto Colombiano de Geología y Minería (INGEOMINAS). jairamir@ingeominas.gov.co.

² Institut de Recherche pour le Développement (IRD). Francia.

³ Instituto de Hidráulica e Hidrología, Universidad Mayor de San Andrés (IHH-UMSA). La Paz, Bolivia. eramirez@accelerate.com.

⁴ asoruco@gmail.com.

⁵ Instituto Nacional de Recursos Naturales (Inrena). glaciologia5@gmail.com.

⁶ Inamhi, Quito, Ecuador. bolivarc@inamhi.gov.ec.

⁷ lfguarnizo@hotmail.com.

⁸ Agencia Nacional de Hidrocarburos (ANH).

⁹ Universidad de Caldas, Departamento de Geología, Manizales, Caldas.

En este artículo se habla de la utilización de un radar a penetración o GPR (*Ground-Penetrating Radar*) para la definición del sustrato rocoso en montañas y volcanes nevados localizados en la cordillera de los Andes. Estos estudios tienen dos objetivos fundamentales: cuantificar las existencias del recurso hídrico presente en estas montañas nevadas para fines de consumo humano y conocer su peligrosidad como agentes potenciales en caso de una erupción volcánica, como la ocurrida en Colombia con la erupción del volcán Nevado del Ruiz en noviembre de 1985 o con avalanchas generadas ya sea por actividad sísmica (Lugo, 1985) o por fenómenos asociados al cambio climático (Guarnizo et ál., 1995).

Introducción

El GPR o radar de subsuelo es un método de prospección basado en la emisión y propagación de ondas electromagnéticas en un medio, con posterior recepción de las reflexiones que se producen en sus discontinuidades.

Para las mediciones de espesor se utilizó un equipo portátil, que consiste en un sistema de radar de impulso, el cual consta de un emisor y un receptor. El emisor está constituido por un generador de impulso electromagnético (EM), con un rango de frecuencia de repetición que puede escogerse entre 0,1 y 3 kHz. El receptor se basa en un osciloscopio digital que capta la señal y la transmite a un computador portátil, donde se analiza. Como parte integral del equipo se usan dos antenas: una para el emisor y otra para el receptor.

Se describen medidas llevadas a cabo en los últimos cinco años en los volcanes nevados del Ruiz, Santa Isabel y Tolima, ubicados sobre la cordillera central de Colombia; en el Antisana y volcán Cotopaxi, en la cordillera Oriental del Ecuador, y más al sur en la cordillera Real de Bolivia, en los glaciares Charquini y Zongo (figura 1).

Antecedentes

Los radares de impulso se introdujeron a la glaciología a mediados de los años setenta y son los instrumentos más adecuados para medir los espesores de hielo en los glaciares, aunque existen otros métodos, tales como la gravimetría, la sísmica refracción o la prospección eléctrica (Narod & Clarke, 1994).

Si se quiere medir el espesor de un glaciar temperado por medio de un sistema de radar, es conveniente trabajar con una frecuencia de emisión inferior

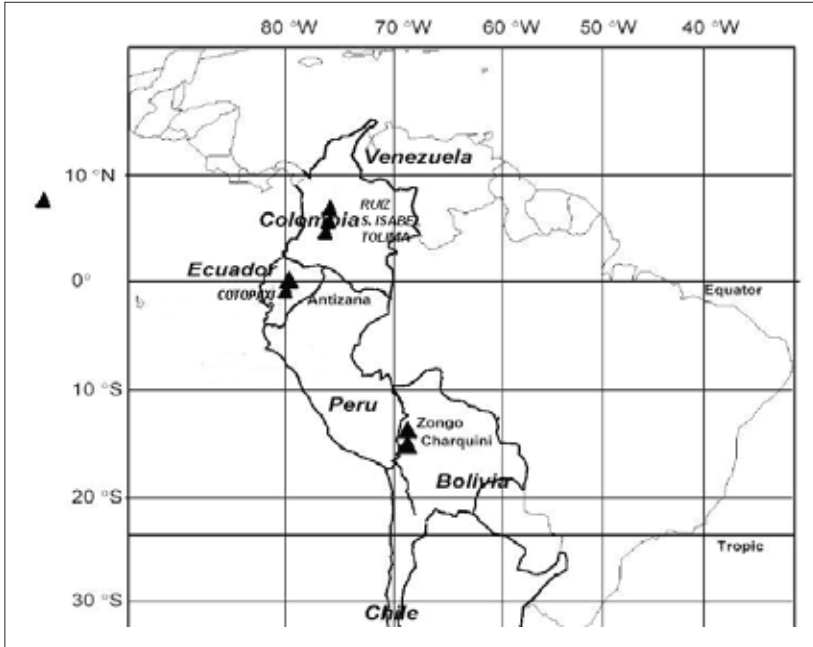


Figura 1. Localización medidas de radar cordillera de los Andes.

a 10 MHz. Con esta baja frecuencia, las ondas penetran más fácil y profundamente y son menos sensibles a la presencia de agua líquida. Por encima de esta frecuencia, por ejemplo en las frecuencia medias, tipo 50 MHz, la absorción de las ondas electromagnéticas (EM) por las inclusiones de agua, que caracterizan el hielo templado, son más importantes y pueden volverse indispensables para detectar el lecho rocoso con precisión (Francou et ál., 2004).

Sistema

El sistema de radar consta de un emisor y un receptor. El emisor está constituido por un generador de impulso electromagnético (EM) con un rango de frecuencia de repetición que puede oscilar entre 0,1 y 3 kHz. Para emitir y captar las señales, el sistema lo hace mediante dos pares de antenas: un par para el emisor y otro par para el receptor. Ambas antenas son dipolos cargados resistidamente, los cuales se ponen a intervalos de un metro. Las dos antenas son idénticas y simétricas alrededor de un punto libre, y su longitud está relacionada con el espesor que se quiere evaluar; esto significa que a mayor

espesor, mayor debe ser la longitud de las antenas que hay que emplear (Funk et ál., 1993). Comúnmente se utilizan antenas de diez metros para espesores de hasta 200 metros y de 20 metros para espesores superiores.

El receptor se basa en un osciloscopio digital que capta la señal y la transmite a un computador portátil, donde se analiza. En el receptor, las antenas se conectan a un osciloscopio de captura digital. Los datos se envían a un disco duro de un computador portátil mediante una conexión vía puerto serial (RS232) y con la ayuda de un *software* diseñado especialmente para el procesamiento posterior de cada señal.

La medición del espesor de hielo se realiza siguiendo este esquema (figura 2).

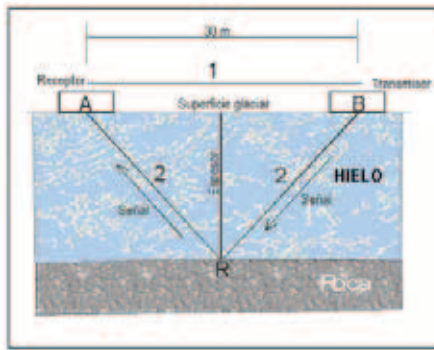


Figura 2. Ilustración del trabajo de campo con el sistema de radar de impulso.

La diferencia de tiempo entre el arribo de la onda en el aire (onda directa) y su respectivo arribo de la reflexión en el medio glaciar es el valor que se utiliza para el cálculo del espesor de hielo en el sitio de generación de la onda. Ambos arribos tienen tres lóbulos (figura 3).

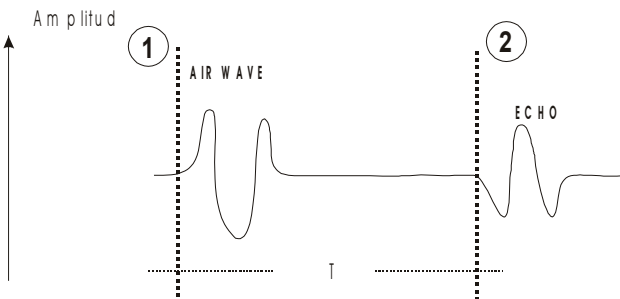


Figura 3. Detalle onda de arribo.

De acuerdo con Icefield Instruments Inc. (1997) y teniendo una longitud entre las antenas “d”, el espesor del glaciar “D” puede hallarse a partir de la siguiente expresión:

$$D = 1/2 \{168^2 (t + d/300)^2 - d^2\}^{1/2}$$

Donde:

D = profundidad del hielo en metros.

d = separación de las antenas en metros.

168 m / μ s velocidad de la onda en el hielo.

300 m / μ s velocidad de la onda en el aire.

t = tiempo de viaje entre la onda de aire y el eco.

Uso del GPR en Colombia

Las medidas con el GPR en Colombia se han llevado a cabo en la zona del Parque Nacional Natural Los Nevados, sobre las estructuras volcánicas del Ruiz, Santa Isabel y Tolima. En los tres casos se ha buscado, esencialmente, encontrar los espesores de hielo para utilizar esta información en la elaboración de los mapas de amenaza volcánica.

Medida de espesores de hielo en el volcán Nevado del Ruiz

El volcán Nevado del Ruiz está localizado a 4° 54' de latitud norte y 75° 19' de longitud oeste, sobre el eje de la cordillera Central de Colombia, a una altura máxima de 5320 msnm, y se erige sobre un cono formado por intercalaciones de depósitos piroclásticos y coladas de lava dacíticas producidas por el mismo volcán.

El trabajo de campo sobre este volcán se llevó a cabo sobre ocho ejes con distintas longitudes, que al final suman en su totalidad 6450 metros (J. Ramírez, 2006 & C. A. Vargas, 2002).

Las líneas medidas son:

Línea glaciar Nereidas-cráter Arenas

El punto de inicio de esta línea se encuentra localizado sobre una meseta cercana al límite inferior de la masa glaciar, con coordenadas geográficas

4° 53' 29" de latitud norte y 75° 20' 23" de longitud oeste, y una altitud de 5031,7 msnm. El azimut de la línea es de 80 grados, con una longitud total de 1270 metros.

El perfil resultante de esta línea permite identificar el sustrato rocoso a una profundidad de 160 metros. En este perfil se puede apreciar el aumento del espesor de hielo hacia el cráter Arenas, al igual que la forma del estrato rocoso. Al parecer, existe una gran depresión antes del cráter Arenas, de aproximadamente 700 metros de longitud, que podría indicar la existencia de un antiguo cráter.

Línea glaciar La Lisa-cráter Arenas

El punto de inicio de esta línea se localiza en el borde NW del cráter Arenas, con coordenadas geográficas 4° 53' 49" de latitud norte y 75° 19' 37" de longitud oeste, y una altitud de 5325 msnm. El azimut de la línea es de 355 grados en dirección al glaciar de La Lisa, con una longitud de 865 metros.

Línea glaciar Alfombrales sur

El glaciar Alfombrales está localizado en la zona SW-SE del complejo volcánico del Ruiz. El área de trabajo corresponde a una zona que limita con el glaciar Nereidas al oeste y con el glaciar Tridente al este.

La línea de trabajo se inició cerca del borde de la lengua glaciar en el punto de coordenadas geográficas 4° 51' 59" de latitud norte y 75° 19' 44" de longitud oeste, y a una altitud de 4787 msnm. El azimut de la línea es de 30 grados en dirección al cráter Arenas, con una longitud de 432 metros.

Línea cima (sector este)-glaciares La Cabaña y La Plazuela

El punto de inicio de este eje corresponde a las coordenadas 4° 53' de latitud norte y 75° 19' de longitud oeste, y una altitud de 5216,9 msnm. La línea tiene, en un primer tramo, un azimut de 90 grados hasta una longitud de 640 metros. Posteriormente, y con un azimut de 360 grados, se extiende hasta una longitud de 1137 m sobre la parte alta del glaciar La Plazuela.

Línea punto cima (sector sur)-glaciar Alfombrales

El punto de comienzo de esta línea corresponde al mismo sitio que para la línea anterior. El azimut inicial es de 220 grados en dirección a la cima sur

sobre las cabeceras del glaciar Alfombrales. La longitud de este perfil es de 2090 metros, encontrándose un espesor máximo del glaciar de 165 metros.

Línea punto cima-Cráter Arenas

Este eje se inicia en el punto con coordenadas geográficas $4^{\circ} 53' 12,04''$ de latitud norte y $75^{\circ} 19' 23,27''$ de longitud oeste y una altitud de 5216,95 msnm. Su longitud total es de 440 metros y un azimut de 360 grados. Este eje termina en el borde de la cara sur del cráter Arenas.

Línea cima (sector norte)-glaciar La Plazuela

Esta línea tiene dos componentes: la primera dirección corresponde a un azimut de 270 grados y una distancia de 640 metros, hasta llegar a una zona de grietas transversales que impidieron la continuación de esta línea; por tal motivo, se decidió tomar un nuevo azimut cuyo valor fue de 360 grados. Esta línea se continuó hasta una distancia de 750 metros, llegando a la zona de rimaya del glaciar Lagunillas.

Línea glaciar Molinos

Esta línea, como su nombre lo indica, se trazó sobre el glaciar de Molinos en su parte superior y en dirección al glaciar de La Lisa. El punto de origen para este eje corresponde a las coordenadas planas 1032662 norte y 861214 este, y a una altitud de 5223,2 msnm. La longitud total de la línea fue de 560 metros y el espesor máximo hallado, de 90 metros. A continuación se puede apreciar la distribución de cada uno de estos ejes (figura 4).

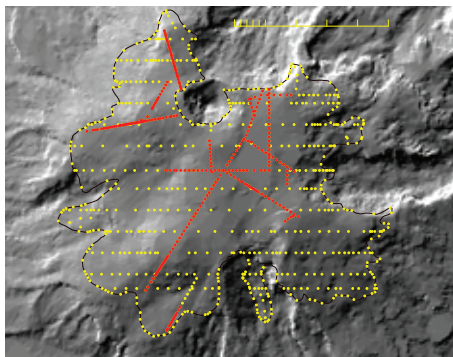


Figura 4. Distribución de líneas de radar. Volcán Nevado del Ruiz.

Resultados

Los resultados finales para el casquete glaciar que cubre la cima del volcán Nevado del Ruiz son:

- Altura topográfica máxima = 5320 msnm.
- Área del hielo actual = 11,58 km² (año 2000).
- Máximo espesor de hielo hallado = 190 m.
- Espesor de hielo promedio = 49 m.
- Volumen del casquete = 0,57 km³ = 570.000.000 m³.
- Densidad promedio del hielo calculado sobre los primeros tres metros de profundidad = 0,68 g/cm³.
- Peso del casquete = 387.600.000 toneladas
- Volumen de agua equivalente = 376.372.426 m³.

Medida de espesores de hielo en el volcán Nevado de Santa Isabel

El volcán Nevado de Santa Isabel se encuentra localizado en los límites de los departamentos de Risaralda, Caldas y Tolima, en las coordenadas geográficas 4° 47' N y 75° 24' O, a una distancia de 140 km al noreste de Bogotá y a 33 km al sureste de Manizales. Para el cálculo de los espesores de hielo se trazaron dos perfiles: un perfil en sentido W-E, con una longitud de aproximadamente 810 metros, y un perfil corto de 420 metros, que empieza en el collado central y con una dirección norte (Ramírez, 2006).

Perfil 1

Este perfil se inicia en el borde oeste del glaciar Central sobre la cota 4698,7 msnm, y en una localización de 4° 48' 37,96" de latitud norte y 75° 22' 47,4" de longitud oeste. A partir de este punto se tomó un azimut de 128 grados en dirección al collado centro.

La longitud total de esta línea es de 810 metros y finaliza en el punto con coordenadas 4° 48' 24" de latitud Norte y 75° 22' 27" de longitud oeste, y a una altitud de 4839,82 msnm. Este perfil se inicia en una zona con una pendiente fuerte, del orden del 52%, lo que dificultó un poco el trabajo de campo; posteriormente se llega al collado central y comienza un descenso sobre una topografía ondulada hasta llegar a una zona de caída vertical de la lengua glaciar, lo que impidió continuar con la línea hasta la laguna de Mozul.

Se emplearon antenas de diez metros, que ofrecieron una buena reflexión en las señales emitidas. El espesor máximo encontrado en esta línea fue de 103 metros.

Seguidamente aparecen los espesores máximos correspondientes a cada una de las estaciones medidas (tabla 1).

Tabla 1. Espesores Perfil 1 línea azimut 128 grados.

Estación	Espesor en metros
E1G1	23
E2G1	48
E2G2	39
E3G2	48
E3G3	44
E4G3	48
E4G4	48
E5G4	78
E5G5	70
E6G5	95
E6G6	75
E7G6	77
E7G7	68
E8G7	103
E8G8	86
E9G8	77
E9G9	86
E10G9	86
E10G10	73
E11G10	73

Perfil 2

Esta línea se inicia en el collado central, en un punto ubicado a más o menos 400 metros del principio del perfil anterior, sobre la cota 4881 msnm. A partir de este punto se trazó un azimut de 30 grados en dirección a la cima centro; luego, en la abscisa Ko + 130 metros, se cambia la dirección del eje por un azimut de 77° 23", hasta llegar a la cima centro, donde el abscisado final alcanzó el valor de 420 metros. La distribución de las antenas se hizo en dirección normal a la línea de máxima pendiente y las distancias empleadas

fueron de 30 y 50 metros en su gran mayoría. Como en el perfil anterior, se utilizaron antenas de diez metros, como es costumbre cuando los espesores no sobrepasan los 200 metros de hielo.

Para cada una de las estaciones ocupadas se presentaron diferentes señales de reflexión, lo que indica una continua variación del sustrato rocoso presente. En esta línea el espesor máximo hallado fue de 94 metros. A continuación aparecen los espesores máximos encontrados en cada una de las estaciones de campo (tabla 2).

Tabla 2. Espesores perfil 2, línea azimut 77° 23'.

Estación	Espesor en metros
E1G1	23
E2G1	48
E2G2	39
E3G2	48
E3G3	44
E4G3	48
E4G4	48
E5G4	78
E5G5	70
E6G5	95
E6G6	75
E7G6	77
E7G7	68
E8G7	103
E8G8	86
E9G8	77
E9G9	86
E10G9	86
E10G10	73
E11G10	73

En las figuras 5 y 6 se pueden apreciar la localización de los perfiles y el trazado de las líneas de hielo y roca para el perfil 1, respectivamente.

El espesor máximo encontrado fue de 103 metros, que corresponde al sector del collado central en la línea del perfil 1.

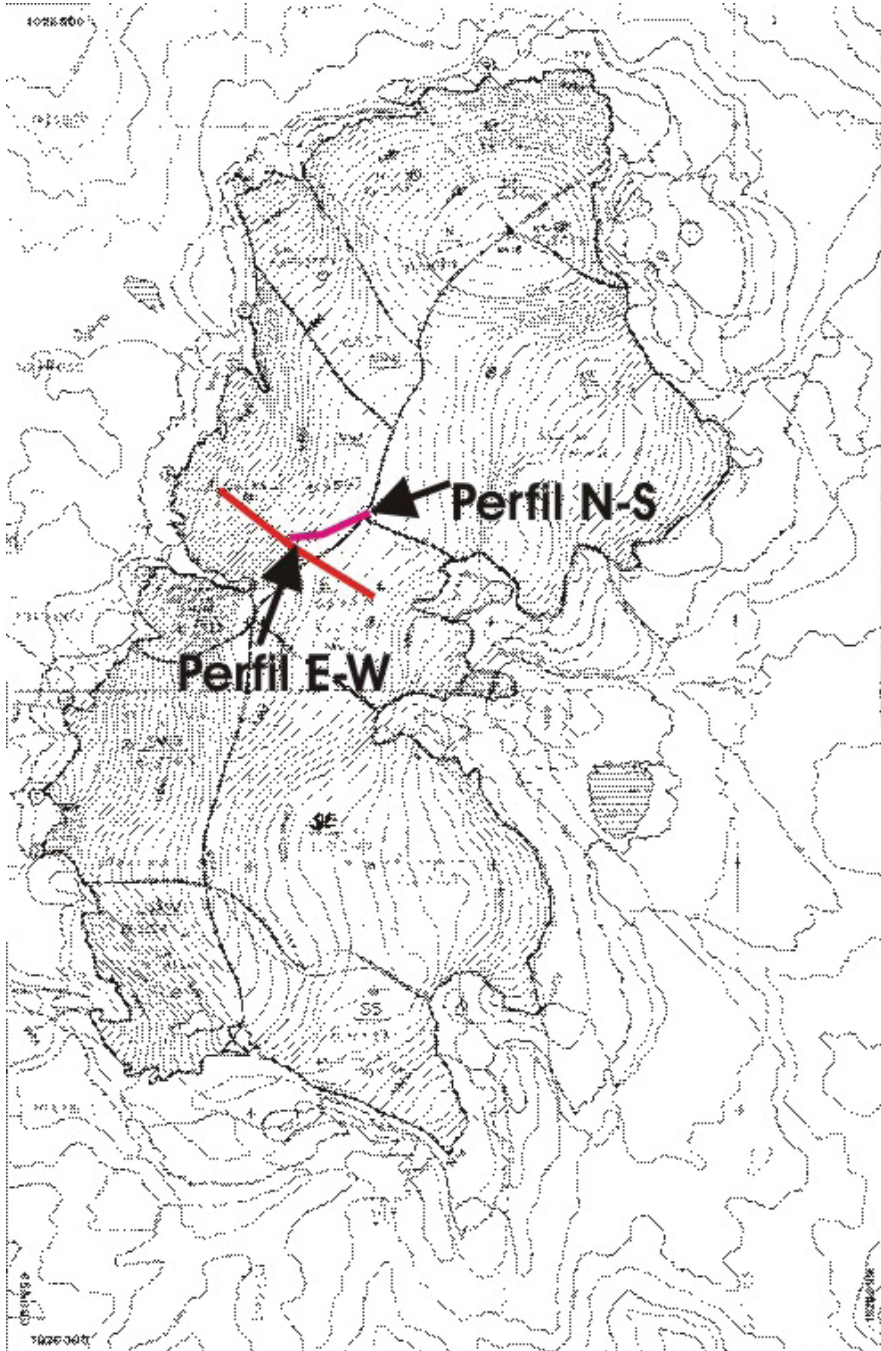


Figura 5. Localización perfiles del volcán Nevado Santa Isabel.

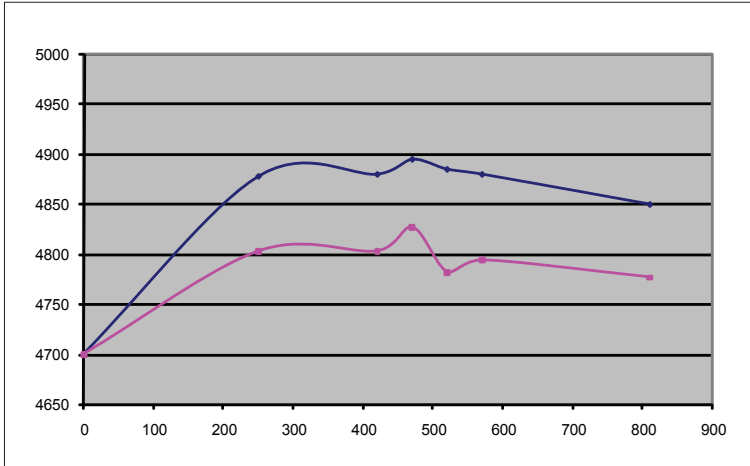


Figura 6. Perfil hielo y roca línea 1 volcán Nevado Santa Isabel.

Los resultados de las mediciones llevadas a cabo en el volcán Nevado de Santa Isabel son:

- Espesor máximo hallado: 103 metros.
- Longitud total de líneas de radar trazadas: 1230 metros.
- Espesor mínimo: 23 metros.

Medida de espesores de hielo en el volcán Nevado del Tolima

El volcán Nevado del Tolima se encuentra ubicado en el departamento que lleva su nombre, cuyas coordenadas geográficas son $4^{\circ} 39' N$ y $75^{\circ} 22' O$, y a una distancia de 142 km al oeste de Bogotá y a 43 km al sureste de Manizales. Toma su nombre del vocablo indígena *Tarib*, *Tol*: nieve –lo resplandeciente e *Yma* (Ima): lo supremo. Se le ha considerado un estratovolcán, con una altura de 5220 msnm.

Las coordenadas planas con origen Bogotá del cráter del volcán corresponden a

$$X= 1.006.875 \text{ norte, y } Y= 861.240 \text{ este}$$

En el caso del volcán Nevado del Tolima, las medidas de radar se llevaron a cabo en su totalidad sobre la plataforma glaciar, ya que para la medida de

espesores de hielo sobre las lenguas se presenta mucha dificultad a causa de las fuertes pendientes (Ramírez & Guarnizo, 1998).

La línea de trabajo se inicia en la cima sobre la cota 5217 msnm, correspondiente a las coordenadas planas de Gauss con origen Bogotá 1.007.050 norte, y 861.050 este. A partir de este punto (punto A, figuras 7 y 8) y con un azimut de 100 grados, se trazó el eje principal. Esta dirección se conservó hasta la abscisa K0 + 180 metros (punto B, figuras 7 y 8).

Posteriormente se cambió la dirección del eje para un azimut de 70 grados, con una distancia de 100 metros hasta llegar a la segunda cima, cerca del glaciar Krauss (punto C, figuras 7 y 8). La longitud total del eje fue de 280 metros, abscisados cada 30 metros. En las figuras 7 y 8, sobre los puntos A, B, C y D, se puede observar la localización del eje con respecto a la plataforma glaciar y al cráter.

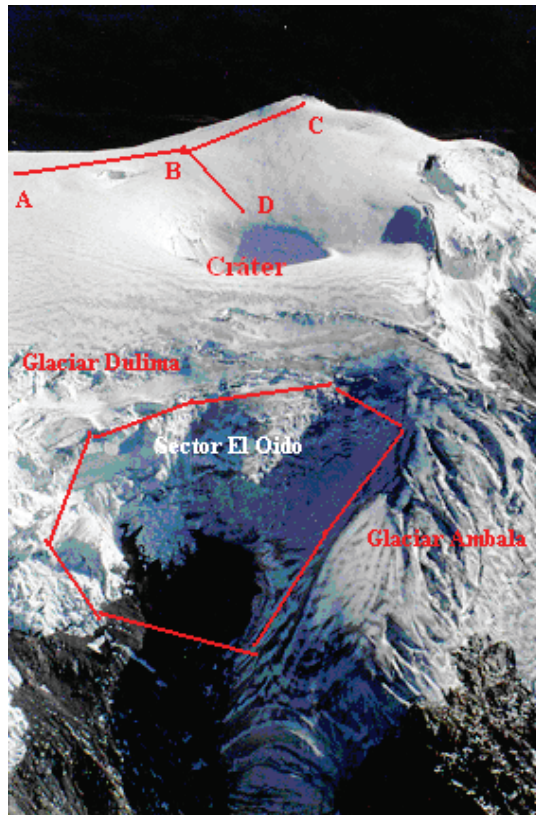


Figura 7. Medidas de radar, volcán Nevado del Tolima.

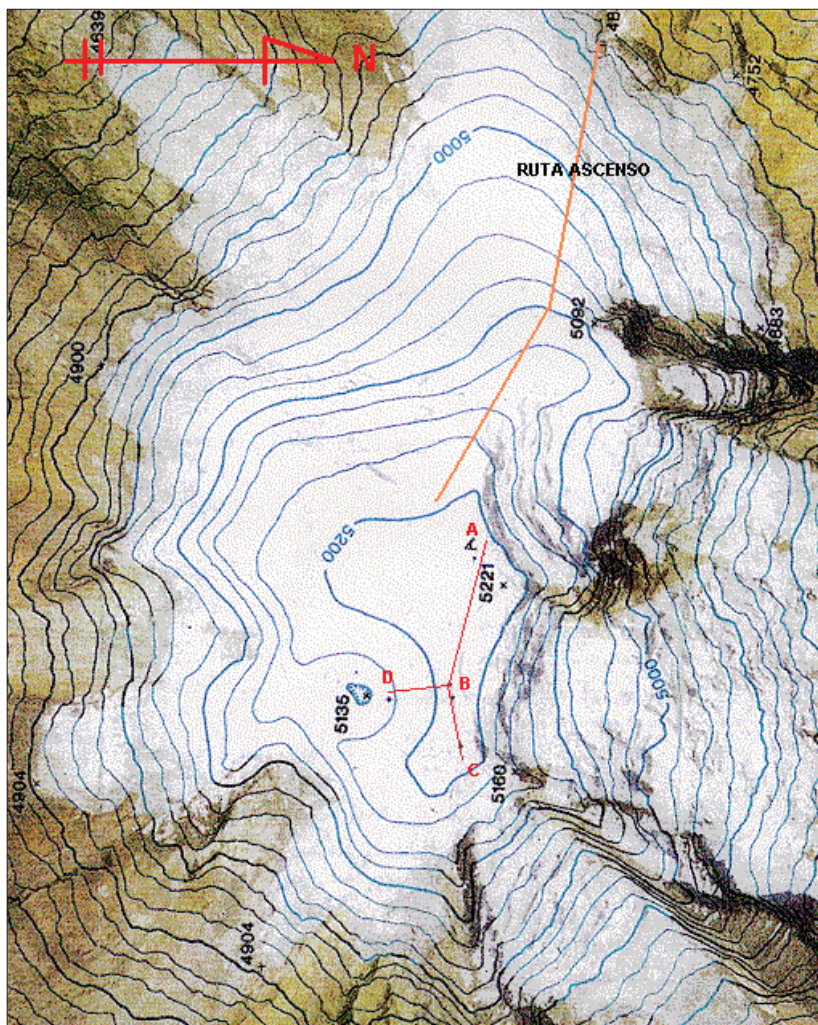


Figura 9. Vista en planta líneas de radar.

Los resultados de las mediciones llevadas a cabo en el volcán nevado del Tolima son:

- Se trazaron 460 metros de radar.
- El espesor mayor encontrado fue de 175 metros.
- El espesor promedio fue de 70 metros.

Uso del GPR en Ecuador

Mediciones en la zona de ablación del glaciar 15 α del volcán Nevado del Antisana

El volcán Nevado del Antisana se localiza en la cordillera Central, en las coordenadas geográficas 0° 28' 30" latitud sur y 78° 8' 55" de longitud oeste, con una altitud máxima de 5760 msnm.

Las medidas de radar se efectuaron a más o menos 30 metros debajo de la estación meteorológica Sama (Campbell-2). A partir de este punto, y con un azimut de 59 grados se localizaron nueve puntos para espesor de hielo. Posteriormente, se continuó con un azimut de 64 grados hasta completar un total de quince puntos de medición de espesor, con los cuales se procedió al cálculo de los volúmenes de hielo (Ramírez et ál., 2002). En la figura 10 se pueden observar la zona de estudio y el perfil de georradar hecho, así como también el límite del borde glaciar actual. La longitud del perfil fue de 461 metros.

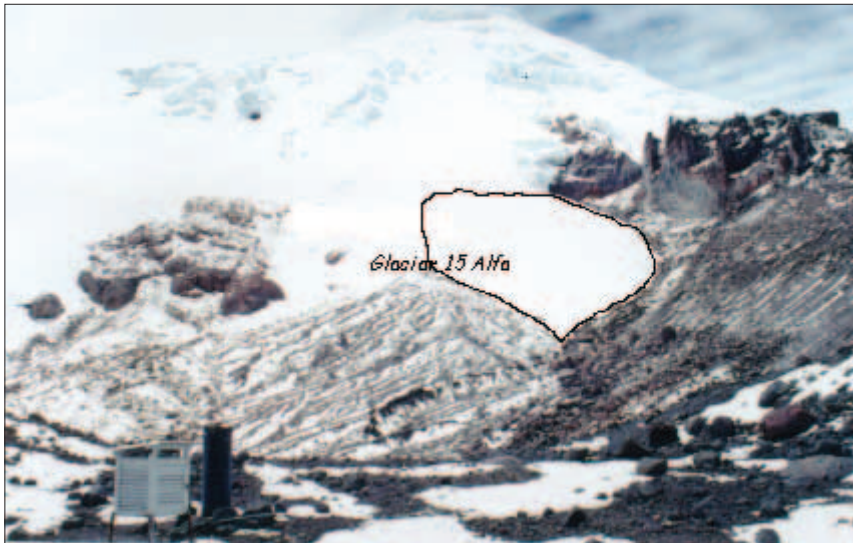


Figura 10. Vista general del glaciar Antisana 15 α y las líneas del georradar.

El procesamiento de la información se realiza con la ayuda de los paquetes de computación Surfer®, Acad 2000® e Ilwis®. Para el cálculo del volumen del casquete glaciar se siguió esta metodología:

- Digitalización de las curvas de nivel a partir del mapa topográfico. Este mapa posee curvas de nivel con intervalos de diez metros.
- Creación del Modelo Digital del Terreno (DTMHIELO). En este modelo se incluye el casquete glaciar como parte del terreno.
- Elaboración de secciones topográficas a lo largo de las líneas que se usaron para medición de espesores con el radar de impulso. En campo se midieron quince puntos.
- Elaboración de tres secciones topográficas trazadas en sentido de la dirección de la pendiente e interpolación de los valores de espesor hallados con la ayuda de los quince valores hallados en el campo.
- Extracción de los valores de espesor en cada punto a lo largo de las secciones topográficas, al igual que los valores de coordenadas X,Y. Se extrajeron 113 puntos para un total de 128, con los cuales se hizo el cálculo final.
- Sustracción al DTMHIELO de los valores de espesor obtenidos en cada punto, para obtener así el valor de altura topográfica del sustrato rocoso sin hielo.
- Eliminación de las curvas de nivel del mapa topográfico que están por encima del límite del glaciar.
- Adición de los puntos con valor de altura topográfica del sustrato rocoso al mapa topográfico al que se le eliminó la topografía arriba del glaciar.
- Interpolación entre la topografía abajo del glaciar y los datos de altura topográfica calculados para cada punto del sustrato rocoso. Esta interpolación genera el Modelo Digital del Terreno del sustrato rocoso sin hielo (DTMROCA).
- Sustracción del DTMROCA al DTMHIELO. Con este cálculo se obtiene una matriz de paralelepípedos, donde la altura es el valor de espesor de hielo y el área el tamaño de píxel usado en el cálculo.
- Cálculo del volumen de cada paralelepípedo y sumatoria de los volúmenes individuales para obtener así el volumen del casquete.

En la tabla 3 se puede apreciar el resumen de los quince puntos medidos. Los resultados de las mediciones llevadas a cabo en el volcán Nevado del Antisana son:

Altura mínima = 4803 m.

Altura máxima = 5005 m.

Área de la lengua glaciar estudiada = 91.335,6 m².

Máximo espesor de hielo hallado = 48,9 m.

Espesor promedio = 39,3 m.

Volumen del casquete = 1.585.999,5 m³.

Tabla 3. Resumen medidas de radar volcán Nevado Antisana.

Puntos	Coordenadas		T. (Microsg.) reflexión	Espesor		Altitud	
	norte este			m		msnm	
1	947914	817069	0,35	34,7		4865	
2	947891	817050	0,38	37,4		4865	
3	947846	817157	0,35	34,7		4890	
4	947822	817139	0,37	36,5		4900	
5	947782	817233	0,35	34,7		4925	
6	947743	817327	0,37	34,5		4960	
7	947730	817319	0,47	45,5		4960	
8	947704	817303	0,34	33,8		4960	
9	947679	817288	0,39	37,7		4962	
10	947729	817435	0,50	48,1		5000	
11	947703	817420	0,51	48,9		5002	
12	947678	817404	0,50	48,1		5005	
13	947652	817389	0,50	48,1		5005	
14	947614	817365	0,50	46,5		5002	
15	947933	817020	0,20	20,2		4065	

Medidas de espesor de hielo en el volcán Nevado del Cotopaxi

El Cotopaxi es un gran estratovolcán ubicado en la cordillera Oriental de los Andes del Ecuador, a 60 km al sureste de Quito, que alcanza una altura de 5897 metros sobre el nivel del mar (msnm). En los últimos miles de años, este edificio volcánico ha tenido un promedio periódico de erupciones cada siglo (Hall, 1977 & Barberi et ál., 1995).

El volcán Cotopaxi viene mostrando señales de reactivación muy preocupantes, se podrían amenazar zonas altamente pobladas. El riesgo de lahares que podría provocar el Cotopaxi es uno de los riesgos más serios que corren regiones densamente pobladas como San Rafael (Valle de los Chillos), que bordea el río Pita.

La superficie y el volumen de hielo del Cotopaxi cambiaron considerablemente en estas últimas décadas, por lo que es necesario evaluar el espesor y volumen en los glaciares del Cotopaxi para modelizar y evaluar los riesgos propios de los lahares y flujos de lodo que podrían producirse durante una posible erupción del volcán.

Localización de los perfiles de radar

El trabajo de campo se realizó sobre los sectores norte y sur (Cáceres, 2004). Seguidamente se puede apreciar la localización de las áreas de estudio (figura 11).

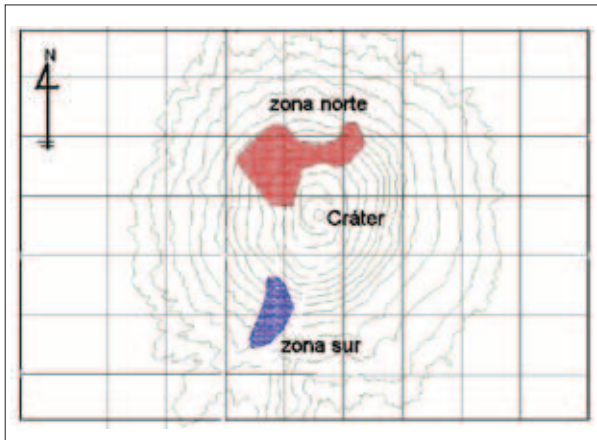


Figura 11. Localización áreas de estudio. Volcán Cotopaxi, Ecuador.

El trabajo en el sector norte del volcán se divide en tres zonas definidas así: primer sector NW, segundo sector N-Central, tercer sector NE.

Las primeras medidas del sector NW se inician en el punto de cota 5691 msnm, al norte de Yanasacha, con coordenadas planas 784.945.947 N y 9.925.076.489 E. La longitud horizontal de este perfil corresponde a 607 m y una diferencia de altura del orden de 289 m.

Para la zona de estudio correspondiente al sector N-Central se tomó como punto de inicio sobre la cota 5150 en las coordenadas 785.472 N. y 9.925.691 E. A partir de allí se empieza un perfil en dirección al límite de la lengua glaciar, que alcanza a tener una longitud de 1026,77 m y una diferencia de nivel del orden de 404 m.

La tercera zona estudiada corresponde al sector NE, y comienza en el punto de cota 5149,9 msnm, con unas coordenadas planas 785.472 N. y 9.925.691 E. Sobre este sector, se encontró un espesor del orden de 40 m.

Para realizar las labores en la zona sur hubo que trasladar el campamento. Las medidas de radar se efectuaron a partir de la cota 5058,03 sobre el punto con coordenadas planas 784.836 N y 9.923.417 E. Más adelante se podrá apreciar la zona de acercamiento a los glaciares de la cara sur (figura 12). Se hicieron 14 puntos de estación, para un total de 27 medidas de radar, con un valor promedio de 30 metros en la distancia entre antenas, resultando al final un espesor máximo del orden de 56 m.



Figura. 12. Glaciares de la cara sur del Cotopaxi, Ecuador.

Los resultados de las mediciones llevadas a cabo en el volcán Nevado del Cotopaxi son:

- Los espesores medidos de los glaciares varían entre 28 y 57 metros.
- Las mediciones se hicieron principalmente en el sector norte y secundaria-mente en el sur, faltando sobre todo el sector oriental, donde los glaciares son más importantes.
- En el flanco Norte se encontró un valor máximo de 116 metros, lo que sugiere irregularidades notables relacionadas con calderas laterales o ca-ñones subglaciares producto de la actividad volcánica.

Uso del GPR en la cordillera Real

Medidas de espesor de hielo en el glaciar del Zongo

Ubicado sobre el Nevado del Huayna Potosí, el glaciar del Zongo se localiza en la cordillera Real de Bolivia con coordenadas geográficas $16^{\circ} 15'$ de latitud sur y $68^{\circ} 10'$ de longitud oeste, con rangos altitudinales que van desde 4900 hasta 6000 msnm; la exposición general del glaciar es sur y este, y posee un área de $1,8 \text{ km}^2$. Para este glaciar se trazaron dos perfiles: el perfil 1, con dirección 180 grados, y el perfil 2 con una dirección de 210 grados de azimut. Ambos perfiles se localizan en la parte central de la lengua glaciar y están distanciados 440 metros uno del otro. En la figura 13 es posible observar la localización de ambos ejes. La longitud del eje 1 fue de 384 metros y de 447 metros para el perfil 2 (Ramírez, 2005).

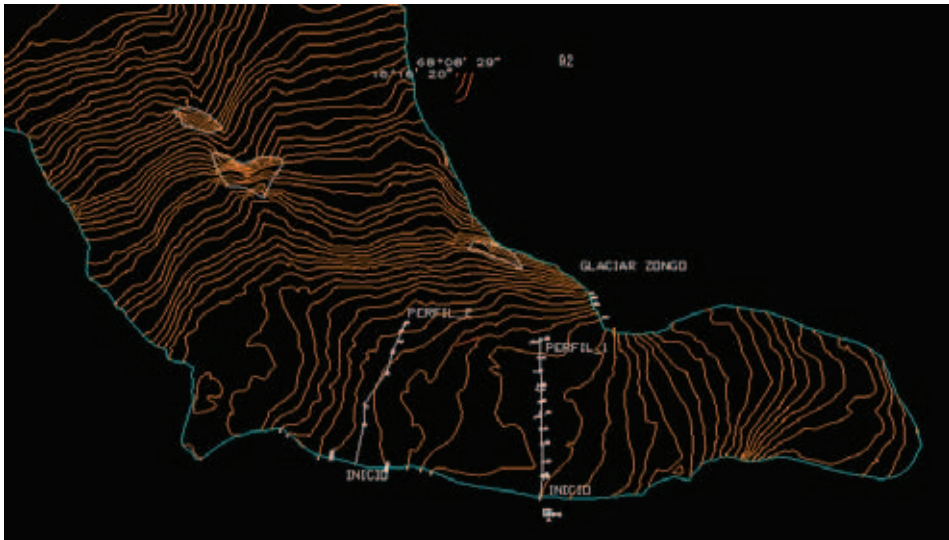


Figura 13. Localización perfiles 1 y 2 glaciar del Zongo, Bolivia.

Cabe mencionar que las medidas de radar tomadas en campo corresponden a la zona central de la lengua y no se tienen medidas del sector NW, pero por la morfología presente se suponen espesores mucho menores que los encontrados en la base.

En las figuras 14 y 15 se pueden apreciar los perfiles para ambas líneas.

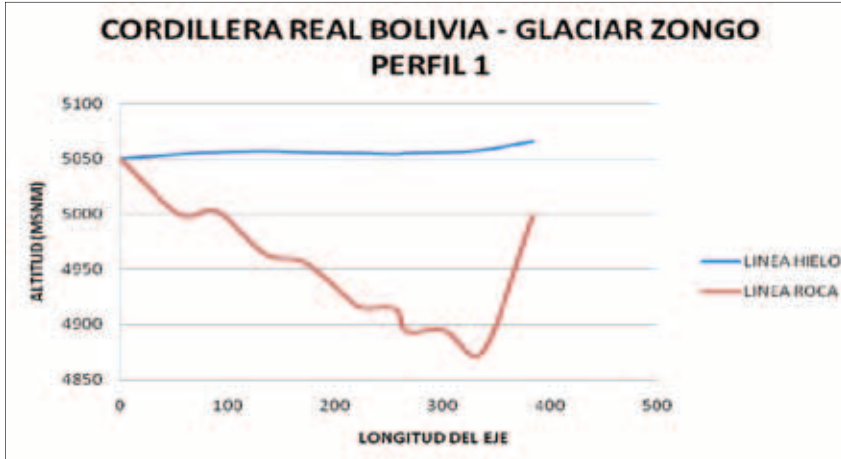


Figura 14. Perfil 1, glaciar Zongo.

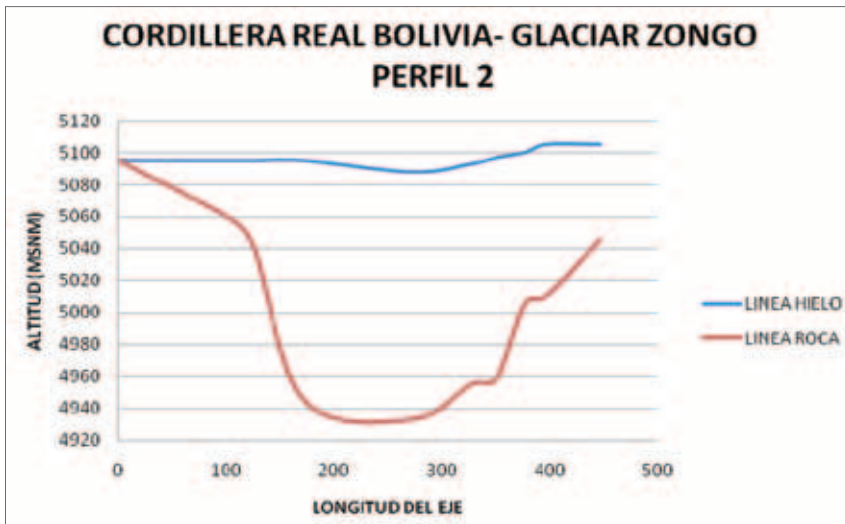


Figura 15. Perfil 2, glaciar Zongo.

Para las medidas de campo se utilizaron receptores de GPS marca Thales, referencia Z-Max Surveyin System.

En la figura 16 se puede ver una de las señales obtenidas en el Zongo con un valor de 1,3 microsegundos, que corresponde a un espesor de 137 metros para una distancia entre antenas de 40 metros.



Figura 16. Traza radar Zongo.

Resultados obtenidos

El número de estaciones materializadas fue de 18, para un total de 43 ecos de radar. Respecto a los espesores hallados, se tiene un promedio de 90 metros y el máximo valor hallado fue de 183 metros, que coincide con medidas llevadas a cabo en épocas anteriores en este glaciar (Édson Ramírez, comunicación oral).

Medidas de espesor de hielo en el glaciar Charquini Sur

El glaciar Charquini Sur se localiza en la zona del Huayna Potosí, en las coordenadas $16^{\circ} 9'$ sur y $68^{\circ} 9'$ oeste, con un rango altitudinal de 5371 msnm (Cima) y 4985 msnm, aproximadamente. La exposición general del glaciar es sur.

Perfiles trazados

Perfil 1

Se inicia en la cota 500, con un azimut de 80 grados y una longitud de 594 metros. El espesor máximo hallado en esta línea fue de 90 metros.

En la figura 17 se puede apreciar la línea de hielo y roca obtenida.

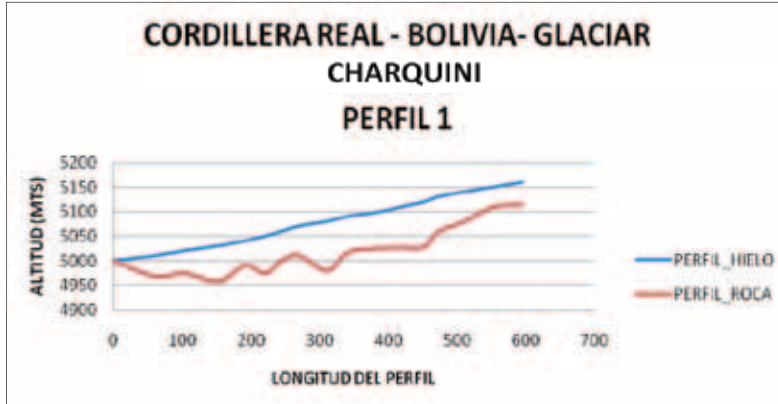


Figura 17. Detalle perfil 1, glaciar Charquini Sur.

Perfil 2

Se localiza más al sur del perfil 1, sobre la cota 5020 msnm, y una longitud de 779 metros, y con una dirección de 80 grados de azimut. El espesor máximo hallado fue de 86 metros. En la figura 18 se puede apreciar el perfil obtenido.

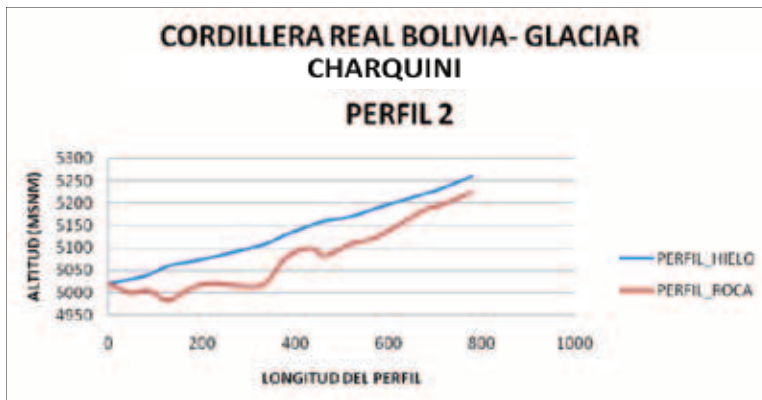


Figura 18. Detalle perfil 18, glaciar Charquini Sur.

Perfil 3

Se inicia en la parte superior del glaciar, sobre la cota 5215 msnm, con un azimut aproximado de 330 grados y una longitud de 370 metros. El espesor máximo hallado fue de 77 metros. En la figura 19 se puede observar el trazado de la línea de hielo y roca resultante.

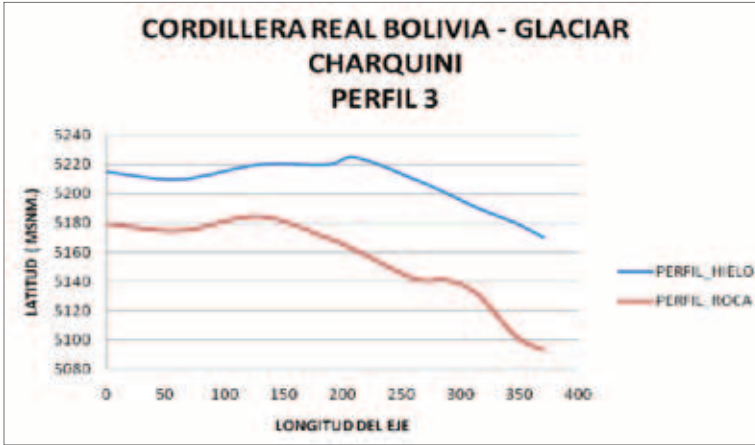


Figura 19. Detalle perfil 3 Glaciar Charquini Sur.

Perfil 4

Se inicia en la cota 5050, con un azimut de 80 grados y una longitud de 578 metros. El espesor máximo hallado fue de 94 metros. En la figura 20 se puede ver el trazado del perfil del hielo y roca obtenido.

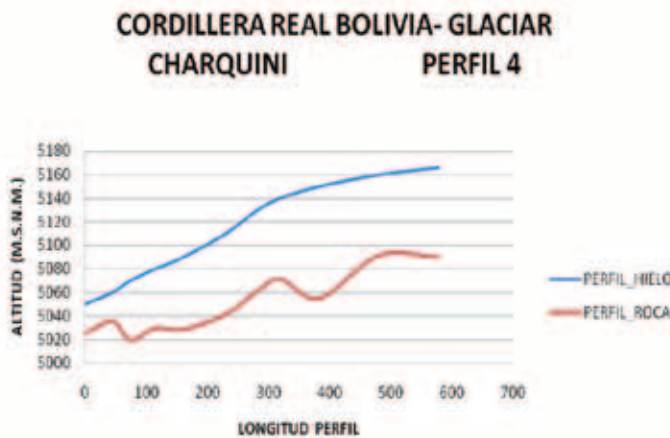


Figura 20. Detalle perfil 4, glaciar Charquini Sur.

Perfil 5

Se localiza en la parte intermedia del glaciar, sobre la cota 5150 msnm, y dos direcciones predominantes: en el primer sector de 330 grados de azimut y en

una segunda dirección con 290 grados de azimut. La longitud total del perfil es de 404 metros y se obtuvo un espesor máximo de 77 metros. En la figura 21 se puede apreciar el perfil de la línea trazada.

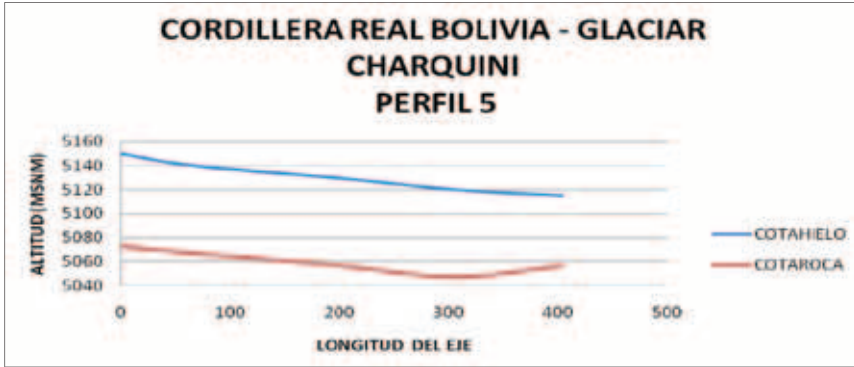


Figura 21. Detalle perfil 5, glaciar Charquini Sur.

Perfil 6

Para finalizar el trabajo de radar, y a partir de la zona NW del glaciar, se trazó una línea con dirección aproximada de 260 grados. La longitud de este perfil es de 340 metros y se encontró un espesor máximo de 76 metros. En la figura 22 es posible observar el trazado del perfil.

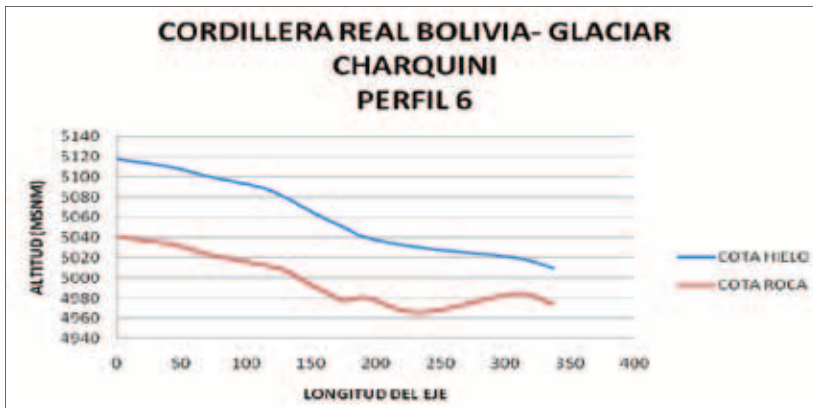


Figura 22. Detalle perfil 6, glaciar Charquini Sur.

Así las cosas, en total se trazaron 6 perfiles (figura 23).

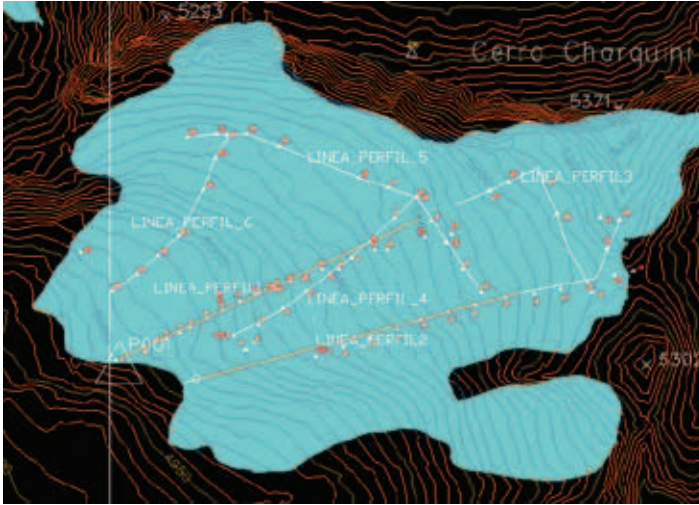


Figura 23. Localización perfiles, glaciar Charquini Sur, Bolivia.

Los resultados obtenidos en el glaciar Charquini Sur son:

- Se obtuvieron en total 84 puntos de medida de radar, distribuidos a lo largo de seis perfiles.
- El valor máximo hallado fue de 94 metros y un promedio de 59 metros de espesor.

Para apreciar la magnitud de los espesores de hielo hallados en el glaciar Charquini Sur, en la figura 24 se puede observar una gran roca que ha aflorado en la parte intermedia del glaciar, con un tamaño que alcanza a tener más de ocho metros de altura.



Figura 24. Detalle roca aflorada en la parte central del glaciar Charquini Sur, Bolivia.

Fuentes de error

Las principales fuentes de error encontradas son:

- Un error de lectura de la señal registrada. Este error es en general del orden de 0,01 a 0,05 μs , que corresponden a 1-4 metros de espesor de hielo.
- Un error de interpretación del sustrato rocoso a partir de las elipses de espesor. Este tipo de error tiene que ver fundamentalmente con la escogencia de la mejor disposición de las antenas, para así lograr que las ondas reflejadas provengan de un plano perfectamente vertical, lo que supone un conocimiento previo de lo que podría ser el sustrato rocoso. En este punto, la superficie glaciar y su entorno es un buen marcador de lo que se supone puede ser el sustrato rocoso.
- Respecto a la confiabilidad del equipo, se puede decir que mientras no se disponga de al menos un dato de perforación de la masa de hielo que sirva de patrón comparativo, no hay otra opción que la confiabilidad dada por el fabricante. En este punto es importante mencionar que, en el caso del glaciar Zongo, en Bolivia, se tiene un valor muy parecido en el espesor encontrado utilizando otro equipo de radar (Édson Ramírez, comunicación oral).
- En lo que respecta a la ubicación cartográfica precisa de los sitios de radar calculados, es clave medir con equipos de precisión (GPS), usando para ello el método diferencial ya que no sería válido tener valores de espesores acordes con la morfología glaciar sin saber su ubicación espacial precisa.

Conclusiones

- El GPR (*Ground Penetrating Radar*), o radar de subsuelo, es un método de prospección no destructivo, basado en la emisión de ondas electromagnéticas en un medio –el hielo en este caso– que ha resultado ser muy práctico y confiable para hallar los espesores de hielo de los glaciares andinos.
- En las zonas exploradas –terrenos complejos con muchas grietas y pendientes empinadas, en la mayor parte de los casos– se obtuvieron señales claras y los espesores hallados son coherentes con la morfología glaciar.
- En los volcanes donde se hallaron espesores por encima de los 120 metros, estos datos corresponden a grandes cubetas cubiertas de hielo y que enmascararían formaciones volcánicas como calderas laterales y cañones

subglaciares (caso volcán Cotopaxi) o cráteres adventicios (caso volcán Nevado del Ruiz). Estas “irregularidades” merecen una atención especial por el error que inducen en la estimación del volumen de la capa de hielo y el peligro que representan (riesgo de almacenamiento de agua que podría generar grandes lahares en caso de una erupción volcánica).

- Para disminuir el efecto de los elementos reflectores externos que pueden producir reflexiones que enmascaren la información del sustrato glaciar, se recomienda densificar las medidas utilizando para esto cuadrículas con líneas espaciadas regularmente. ■

Referencias bibliográficas

- Barberi, F., Coltelli, M., Frullani A., Rosi, M. & Almeida, E. (1995). Chronology and dispersal characteristics of recently (last 5000 years) erupted tephra of Cotopaxi (Ecuador): implications for long-term eruptive forecasting. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 69(3-4), 217-239.
- Cáceres B. et ál. (2004). Determinación del volumen del casquete de hielo del volcán Cotopaxi. Inédito.
- Funk, M., Bosch, H. & Valla, F. (1993). Measures des epaisseurs de glace par la methode radar au glacier de Sarennes. Inédito.
- Franco, B. et ál. (2004). Métodos de observación de glaciares en los Andes tropicales. Francia.
- Guarnizo, L. F. et ál. (1995). El flujo de escombros de enero 15 de 1995 sobre el río Lagunillas. *Memorias*. Bogotá: VII Congreso Colombiano de Geología.
- Hall, M. L. (1977). El volcanismo en el Ecuador. Quito: Instituto Panamericano de Geografía e Historia.
- Icefield Instrumens Inc. (1997). *Using the radar*. Yukón.
- Lugo, J. (1985). *La superficie de la Tierra. Un vistazo a un mundo cambiante*. México: Fondo de Cultura Económica, p. 87.
- Narod, B. B. & Clarke, G. K. C. (1994). Miniature high-power transmitter for radio-echo sounding. *J. Glaciology*, 40(134),190-194.
- Ramírez, J. & Guarnizo, L. F. (1998). Informe glaciología volcán Nevado del Tolima. Bogotá: INGEOMINAS.
- Ramírez, J. (2006). Estudios glaciológicos en el Parque Nacional Natural Los Nevados y su aplicación para determinar la evolución de glaciares tropicales en Colombia. *Memorias*. Bogotá: Primera Conferencia Cambio Climático.
- Ramírez, J. et ál. (2005). Informe Comisión Proyecto Charquini 2005. Colombia. Inédito.
- Ramírez, J. et ál. (2002). Georradar en el volcán Antisana. Ecuador. Inédito.
- Vargas C. A. et ál. (2002). Determinación del sustrato rocoso en glaciares tropicales mediante el empleo del radar. *Revista Academia Colombiana de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales*, 100, 394-402. Bogotá.

POTENTIAL OF CBERS-2B HIGH RESOLUTION CAMERA (HRC) IN SNOWCOVER IDENTIFICATION

Rafael Ribeiro^{1,2}

Jorge Arigony-Neto²

Ulisses Franz Bremer²

Jefferson Cardia Simões²

Edson Ramírez³

Abstract

The creation of a worldwide glacier inventory by means of satellite imagery is the major aim of the Glims (Global Land Ice Measurements from Space) program. This is carried out primarily by the use of data from Aster (Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer) and Landsat TM/ETM+ (Thematic Mapper) instruments. One of the most important questions regarding the monitoring of ice masses with satellite images is related with the limitations of such kind of data to map a statistically representative set of glaciers from all sizes. For example, by using Aster and Landsat data, respectively with 15 and 30 m spatial resolution, is almost impossible to analyze accurately changes in small mountain glaciers. In April this year, the Brazilian National Institute for Space Research (Inpe) made available the first image acquired on Andean glaciers by the new High Resolution Camera (HRC) onboard the China-Brazil Remote Sensing Satellite (CBERS-2B). The main goal of this work is to show the potential of the CBERS-2B HRC data for delimitation of snow and ice masses and identification of its associated morphological features in a test area located in the Bolivian and Chilean Andes (18°55' S, 69°09' W).

- 1 Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Brazil. rrr.3@pop.com.br.
- 2 Núcleo de Pesquisa Antárticas e Climáticas, Departamento de Geografia, Instituto de Geociências, UFRGS. Brazil.
- 3 Universidad Mayor de San Andrés, Instituto de Hidráulica e Hidrología. Campus Universitario. La Paz, Bolivia. eramirez@accelerate.com.

Introduction

A worldglacier inventory by means of satellite imagery is the major aim of the Global Land Ice Measurements from Space (Glims) program, primarily, using Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (Aster) and Landsat TM data. One of the major issues related to the monitoring of ice masses through remote sensing is studying glaciers that rapidly respond to regional climate variations. Unfortunately, very small glaciers are excluded from such analyses, due to the Aster-15 m and Landsat TM+ 30 m sensor spatial resolutions.

In April 2008, images taken by the High Resolution Camera (HRC) with spatial resolution of 2.7 m-the new CBERS-2B sensor-were released by the Brazilian Space Agency (EBA). This work presents the use of CBERS-2B HRC to facilitate the identification of the size and shape of snow and ice masses in a mountainous area located between the Bolivian southwest and Chilean northern ($18^{\circ}55' \text{ s}$ and $69^{\circ}09' \text{ w}$) borders (figure 1).

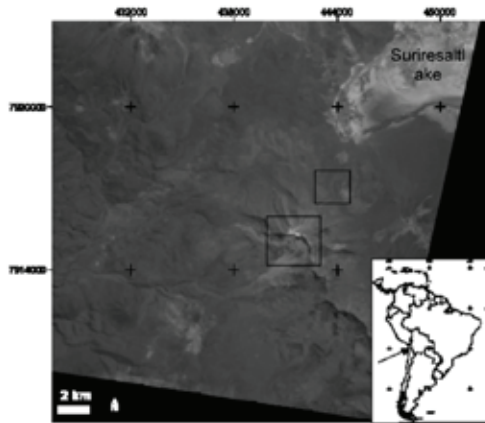


Figure 1. CBERS-2B HRC panchromatic band image showing a mountainous area of the Bolivian-Chilean border in South America (inset). The frames show the two studied areas.

CBERS-2B remote sensing data

The CBERS-2B satellite, launched on September 2007, is very similar to its predecessors, CBERS 1 and 2. However, some improvements were made (e.g. Replacement of IRMSS imager for an HRC). This camera operates in a single

spectral band, covering visible and near-infrared bands, generating 27 km wide images with a 2.7 m resolution (table 1).

Table 1. Characteristics of the High Resolution Camera on CBERS-2B.

Spectral band	0,50-0,80 μm
Field of view	2,1°
Spatial resolution	2,7 X 2,7 m
Image strip width	27 km (NADIR)
Temporal resolution	130 days in the proposed operation

Methods

Glims uses data from satellite sensors with spatial resolutions of about 20 m. Besides offering better glaciological interpretation capacity, CBERS-2B HRC data is free for South American countries.

Since this sensor is still under testing, we analyzed an HRC image of 26 April, 2008. To evaluate the sensor's identification performance for snow and ice (form and shape), in the studied area, we compared this scene with a Landsat image, obtained 9 days after, on May 5, 2008.

Using RGB composition 5 (1.55-1.75 μm), 4 (0.76-0.90 μm) and 2 (0.52-0.60 μm), it was possible to identify glacier extensions and some moraines on the Landsat image test area (blue = snow; black = lakes; red = rocks, vegetation and soil). It is important to note that the HRC image was acquired at the end of April (end of the rain season), where the superficial snow cover may not yet have reached its annual minimum. Glacial deposit altitude was determined by using SRTM digital elevation model (DEM) with 7 m vertical and 90 m horizontal precision (Smith and Sandwell, 2003).

Results and discussion

Because snow reflects the full visible light spectrum, similar to cloud cover and salt flats (figure 1). The spectral behavior of snow on CBERS-2B HRC imagery is white. Soil, rocks and vegetation appear as darker shades and water bodies appear as lighter shades. Southward slopes, shadowing the mountains, mask pixel answer (figure 2a and 2b).

Spectral band automatic classification is difficult to perform because of the lack of satellite data calibration. On the other hand, HRC can be used with other small spatial resolution multispectral sensors to monitor changes in individual snow fields, precisely assessing the limits of various glacial and periglacial facies (e.g. identification of debris area cover) or image fusions (e.g. RGB-HIS).

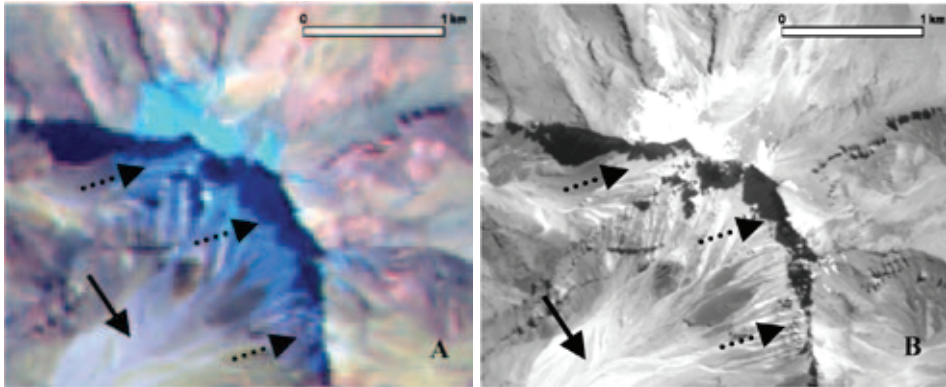


Figure 2. The continuous arrows point to meltwater. Dotted arrows indicate shadowed slopes, in Landsat (542) and HRC scene, respectively.

The DEM analysis identified mountain peaks of over 5000 m above sea level (a.s.l.). Normally, snow accumulates above this elevation, indicating the snow line at about this altitude. The occurrence of moraines, below 4.500 m (figure 3c and 3d) and the Nevado Illimani ice core data (Ramírez et al., 2003), indicate a lower temperature for the region.

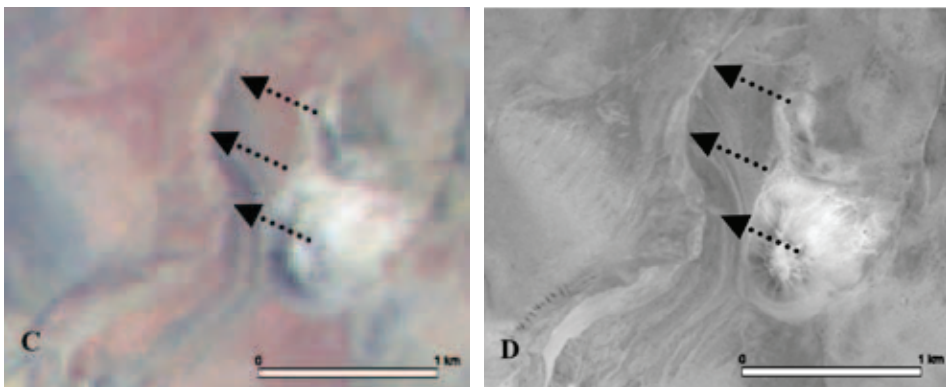


Figure 3. Arrows in C and D indicate moraines in Landsat (542) and HRC scene, respectively.

Conclusion

Although CBERS-2B HRC is still not operational, it shows great potential for optical imagery coverage. Field-based calibrations and validations are required for the most useful quantitative satellite-based analysis. This sensor's spatial resolution can be used to monitor glacial targets as well for mapping glacier limits; flow vector fields; supra-glacial lake development, etc.

Acknowledgements

The Brazilian National Institute for Space Research (INPE) provided the satellite data for this study. R. R. Ribeiro thank Brazilian National Council for Scientific and Technological Development (CNPq) for doctorate studentship. Special thanks to Ricardo B. Braga who kindly helped the authors with the English review. ■

References

- Ramírez, E., Hoffmann, G., Taupin, J. D., Francou, B., Ribstein, P., Aillon, N., Ferron, F.A., Petit, J. R., Landais, A. & Simões, J. C. (2003). A New Andean Deep Ice Core From Illimani (6350 m), Bolivia. *Earth and Planetary Science Letters*, 212, 337-350.
- Smith, B. & Sandwell, D. (2003). Accuracy and Resolution of Shuttle Radar Topography Mission Data. *Geophys. Res. Lett.*, 30(9), 1467, doi: 10.1029/2002gl016643.

ACONDICIONAMIENTO FÍSICO PREVIO A LA ALTITUD Y LA MARCHA EN MONTAÑAS CON PREDOMINIO DE SUELO VOLCÁNICO INESTABLE

Elkin Porfirio González Morales
Santiago Ramos Bermúdez¹

Introducción

El ascenso a las montañas motiva al ser humano desde épocas inmemoriales, cuando abandonó su vida de arborícola y se fijó en los valles y montañas como lugar de nuevas posibilidades de subsistencia, para encontrar alimento y refugio. También se ha visto a las montañas como lugar habitado por dioses y demonios, así como fuente de inspiración para la creación de poemas, pinturas y canciones. Más recientemente se ha investigado sobre el funcionamiento del cuerpo humano en las mismas montañas. La montaña es el lugar donde se originan historias de triunfos y tragedias, experiencias épicas, vida al límite.

Desplazarse por la montaña es un acto motor en apariencia fácil, pero que a raíz de los elementos presentes en ésta, tales como la inclinación, la altitud sobre el nivel del mar, el viento, el aire enrarecido (baja presión parcial de oxígeno), el frío, las precipitaciones, la baja humedad del aire, la alta radiación ultravioleta, la cual aumenta en un 3 o 4% por cada 100 m (Platonov y Bulatova, 1998), etc., que tienen un cierto impacto sobre el rendimiento, por fatiga muscular, deshidratación, malnutrición y fatiga mental (Schoene y Hornbein en Shephard y Astrand, 2000), pueden dejar el cuerpo humano expuesto a peligros tanto objetivos como subjetivos, que obligan a una previa preparación físico-atlética y a adquirir una mayor conciencia de la importancia de la locomoción. Aquí comprenderemos mejor el acto de caminar en la montaña en forma responsable y eficiente.

¹ Docentes de la Universidad de Caldas, Departamento de Acción Física Humana, Facultad Ciencias para la Salud. elkin.gonzalez@ucaldas.edu.co, santiago.ramos@ucaldas.edu.co.



Objetivos

- Conocer y valorar los efectos de la marcha con movimientos y posturas eficientes en montañas con suelo inestable de origen volcánico.
- Aumentar las posibilidades de rendimiento motor mediante el acondicionamiento y mejora de las capacidades físicas, y hacer el ajuste, dominio y control corporal en el desarrollo de la marcha por terrenos volcánicos.
- Tomar conciencia de la importancia de la preparación física antes de visitar las montañas de altitud alta, que además tienen suelos volcánicos inestables.



Condiciones internas y externas en la montaña

En función de la altitud, se presentan variaciones en las condiciones externas y en el organismo. Entre las variaciones del ambiente se cuentan la ya mencionada disminución de la temperatura, la baja en la presión atmosférica, que implica una reducción de la presión parcial del oxígeno, lo cual aumenta el esfuerzo del organismo por proveerse de este gas vital; el incremento de la ionización del aire, la disminución de la humedad del aire y una elevada radiación solar al mermar el grosor y la densidad de la atmósfera (Platonov, 1998).

La presión de oxígeno baja; así, al nivel del mar es de 150 mm Hg en promedio, pero a 3048 metros es de 107 mm Hg. A nivel alveolar, esta presión parcial de oxígeno por supuesto también se reduce, pasando de 100 mm Hg a nivel del mar a 78 mm Hg a 2000 metros y a 38 mm Hg a 5500 metros, aproximadamente (Mínguez, 2001).

A estas variaciones el organismo responde con adaptaciones agudas, tales como el aumento de la frecuencia respiratoria (hiperventilación) y cardíaca, que permiten una *acomodación* inicial. Así mismo desencadena los mecanismos para las adaptaciones crónicas (aclimatación), como el aumento de glóbulos rojos y de hemoglobina, proteína a base de hierro que transporta el oxígeno hacia los músculos y demás órganos, y el CO₂ de éstos hacia los pulmones y medio externo.

La hiperventilación produce una eliminación de grandes cantidades de dióxido de carbono, lo que reduce la presión de este gas y alcaliniza los líquidos corporales; con todo, esto luego lo compensan los riñones, inhibiendo el centro respiratorio. Sin embargo, ahí entra en acción el proceso de aclimatación porque unos cinco días después esta inhibición del centro respiratorio desaparece, volviendo la estimulación de los quimiorreceptores a su normalidad. Con la hipoxia se desarrolla una marcada hipertensión arterial pulmonar a consecuencia de un mecanismo de estabilización de la presión arterial de oxígeno, mediante la vasoconstricción de la musculatura arteriola pulmonar (Mínguez, 2001).

La clave de estas adaptaciones es darle al organismo el tiempo necesario para realizar las múltiples modificaciones que requiere. El primer error es subir demasiado rápido (lo cual es cada vez más fácil, dadas las características de los vehículos modernos); esto es particularmente fácil en América y en

general cerca del trópico, donde son posibles los asentamientos humanos en altitudes medias (México D.F., Bogotá D.C., La Paz, etc.); en consecuencia, existen carreteras y ferrocarriles a 5000 y más metros de elevación. También es inadecuado abrigarse mucho desde el inicio del viaje, viajar con las ventanas del vehículo cerradas o, peor aún, con la calefacción conectada.

La marcha como acto locomotor básico

El ser humano posee un maravilloso sistema de transmisión y análisis de los datos e informaciones, que le permite mantenerse en equilibrio durante la marcha y en otras actividades que le dan habilidad motriz.

Para Peña (2007), el patrón de la marcha está determinado por el equilibrio, la estabilidad proporcionada por los brazos separados del cuerpo, el movimiento rítmico de las zancadas y la transferencia del peso corporal del talón a la punta del pie.



Cuando se pone el pie en un terreno inclinado, se requiere llevar el cuerpo levemente inclinado hacia adelante, generándose una postura de gran gasto energético. Una zancada demasiado larga consume energía en exceso, por lo que se debe buscar una colocación completa de la planta del pie y dar pasos de mediana amplitud. Hay que usar un calzado con buen agarre y una caña alta y ajustada. Cuando se avanza por terreno volcánico, caracterizado por arena y piedras sueltas, es muy importante pisar donde ya pisó el compañero que nos antecede, ya que así el terreno se va afirmando con las pisadas y brinda una base más sólida y estable de apoyo, reduciendo de manera significativa el esfuerzo necesario para ascender.



Para mejorar el equilibrio tanto en ascensos como en descensos es muy útil el bastón, que puede remplazarse por un palo largo. Esto proporciona gran estabilidad porque nos desplazamos en tres apoyos, dando mayor opción de buscar un buen sitio para colocar cada pie.

Ritmo

Mantener un ritmo es la clave para regular el gasto energético. Se debe comenzar a caminar lentamente para permitir el calentamiento de los múscu-

los y articulaciones, regular el ritmo cardíaco y adecuarse a la duración del esfuerzo. Se trata de buscar una armonía entre la respiración, el equilibrio, los músculos, el corazón y la cabeza.

Respiración

La primera compensación a la disminución de la presión parcial de oxígeno se produce por la hiperventilación, la cual genera una reducción de la PCO_2 alveolar y un incremento de la PO_2 arterial, y del contenido en oxígeno de la sangre arterial (West, 1983, en Shepard y Astrand, 2000). La aclimatación ventilatoria se asocia con un aumento de la excreción renal de bicarbonato como compensación de la alcalosis respiratoria. La estancia prolongada en grandes altitudes puede producir una hipertensión pulmonar aguda que determine un mal de montaña crónico (enfermedad de Mongue), caracterizado por hipertensión pulmonar, policitemia, lentitud mental y *cor pulmonale*. Una reducida respuesta ventilatoria a la hipoxia y una exagerada respuesta presora vascular pulmonar al ejercicio (Undurraga, 2003) aumentan la posibilidad de sufrir esta clase de edema. La adaptación crónica implica el incremento de glóbulos rojos y hemoglobina, así como la afinidad de la hemoglobina por el oxígeno.



Una respiración correcta y controlada, combinada con la relajación de los músculos que actúan, puede alargar el tiempo de marcha y aumentar así la eficacia y la seguridad en los movimientos.

En la inspiración lenta, profunda y más larga, la sangre se satura con mayor cantidad de oxígeno, liberando más anhídrido carbónico; la espiración se debe hacer lentamente y dosificando la salida del aire con ayuda de los labios.

El aumento de la hemoglobina y la cantidad de glóbulos rojos, como resultado de la permanencia en altura, además de la deshidratación por la actividad física y la sequedad del aire, aumentan la viscosidad de la sangre. Esto, sumado al frío, el cual produce vasoconstricción periférica, incrementa el riesgo de congelamiento, especialmente en las zonas más expuestas y alejadas del centro del cuerpo (pies, manos, orejas, nariz); una de las precauciones para minimizar este riesgo es asegurar una frecuente rehidratación.

Acondicionamiento previo

La preparación previa para abordar con éxito el ascenso a la montaña debe incluir el desarrollo de la resistencia aeróbica, la fuerza muscular y la flexibilidad muscular.

La resistencia aeróbica es la base de la preparación física para el montañismo. Es importante el aumento de la capacidad aeróbica, más que de la potencia (por unidad de tiempo), dada la larga duración de estas actividades, que se miden en días e incluso semanas. Se recomienda realizar actividades de larga duración (preferiblemente de dos horas o más) a intensidad moderada, por lo menos tres veces por semana. En lo posible, dar una caminata más larga el fin de semana, portando un morral, por terrenos naturales para asegurar adaptaciones más específicas. Entre semana, actividades como montar en bicicleta, trotar, nadar, aeróbicos, saltar con la cuerda, subir y bajar escaleras, pueden remplazar la caminata. Es necesario acostumbrarse a la rehidratación con bebidas deportivas y a la nutrición con carbohidratos de cadenas cortas (azúcares) y largas (pastas, pan, papa), mezclados con alimentos de bajo índice glicémico (nueces, maní y similares), adecuados para proveer energía durante largo tiempo.

Así mismo, existen otros mecanismos para acelerar la aclimatación a la altura, utilizando equipos y métodos apropiados (Wilber, 2001). Entre ellos, se cuentan:

- Hipoxia normobárica (apartamento hipóxico), que simula condiciones de 2000 a 3000 metros de altitud, para vivir y dormir en ellos por 8 a 18 horas diarias, pero entrenar a menor altura. Esto produce mejoría en la eritropoyetina sérica (EPO), recuento de reticulocitos y glóbulos rojos, que beneficiarían el desempeño al subir a alturas reales. Sin embargo, algunos estudios han fallado al tratar de encontrar diferencias significativas en los beneficios propuestos antes y después de este procedimiento. Wilber (2004) encontró que se producían incrementos iniciales de la EPO hasta un 353% y luego de cinco a diez días de estancia se reducía al 62-97% sobre los niveles normales de oxígeno. También se halló un incremento significativo de hemoglobina y hematocrito, así como una pérdida de hierro después de diez días de exposición a la hipoxia normobárica.
- Suplementación de oxígeno para simular condiciones normales durante entrenamientos de alta intensidad en altura. Las personas viven en altura, pero el suplemento de oxígeno les permite realizar trabajos de alta intensidad en condiciones simuladas del nivel del mar (“viva arriba y entrena abajo mediante la suplementación de oxígeno”). Esto les permite tener un incremento significativo en el rendimiento físico, sin causar estrés por radicales libres de oxígeno adicionales (Berglund et ál., 2002).
- Instalaciones para dormir en hipoxia, como las cámaras hiperbáricas, diseñadas para facilitar a las personas dormir en “la altura” y entrenar y vivir más abajo.
- Exposición intermitente a la hipoxia, que se basa en el supuesto de que exposiciones cortas a la hipoxia (1,5 a 2 horas) son suficientes para estimular la producción de EPO y glóbulos rojos. En el mercado se consiguen equipos portátiles que permiten entrenarse en el hogar.

La flexibilidad, especialmente del tríceps sural (gemelos y sóleo, músculos de la pantorrilla) y tendón de Aquiles (músculos gemelos o de la pantorrilla), es muy importante porque es lo que nos permite poner el pie plano en la pendiente. De lo contrario, tendríamos que apoyarnos en la punta del pie y soportar todo el esfuerzo con los músculos, despreciando la mecánica del pie y sobrecargando dicho grupo muscular. La flexibilidad se puede desarrollar realizando dos sesiones de estiramientos sostenidos diarios para cada grupo muscular importante, de 30 segundos cada una.

La fuerza muscular también es fundamental para el montañista, pues se trata de llevar su propio peso, más los equipos científicos, comida, impermeable, ropa de abrigo, etc., durante largas horas en pendientes a veces extremas. El incremento de la fuerza se refleja además en una mayor resistencia dinámica y una protección adicional de las estructuras articulares y los órganos internos contra el sobreuso y las caídas. Se recomienda fortalecer los músculos con pesas o máquinas, haciendo de dos (avanzados) a tres (novatos) sesiones semanales, con cuatro series entre ocho y doce repeticiones para cada grupo muscular, con una resistencia entre el 60% (novatos) y 80% (avanzados) de las posibilidades máximas (la mayor cantidad que puede realizar correctamente una sola vez) (Rhea et ál., 2003).

Entrenamiento

El organismo se adapta a los estímulos de entrenamiento, desencadenando su potencial genético para mejorar su respuesta ante la reaparición del estímulo. Una carga de entrenamiento (ejercicio físico por encima del umbral mínimo) produce en principio una disminución de la capacidad del organismo. Afortunadamente, el organismo no se conforma con retornar al estado inicial, sino que lo supera (supercompensación), produciéndose como resultado final una elevación del nivel morfofuncional del organismo (González y Ramos, 2007). ■

Modelo de ciclo de entrenamiento

Semana	1	2	3	4	5	6
Entrenamiento resistencia	X	X	X	X	X	
Entrenamiento fuerza			X	X	X	
Bajar el ritmo					X	X
Condición óptima						X

Semana entrenamiento de la resistencia

Lunes	Martes	Miércoles	Jueves	Viernes	Sábado	Domingo
Carrera lenta 10 km o 60 min. Estiramientos	Carrera lenta 10 km o 60 min. Estiramientos	Bicicleta baja intensidad 30 min. Estiramientos	Descanso	Bicicleta baja intensidad 40 min. Estiramientos	Caminata lenta 1 hora. Estiramientos	Carrera media 15 km o 90 min. Estiramientos

Referencias bibliográficas

- Berglund, B., Gennser, M., Ornshagen, H., Ostberg, C. & Wide, L. (2002). Erythropoietin concentrations during 10 days of normobaric hypoxia under controlled environmental circumstances. *Acta Physiologica Scandinavica*, 174 (3), 225-229.
- González, M. Elkin. & Ramos, Santiago (2007). Memorias de la Primera Conferencia Internacional de Cambio Climático. *Impacto en los Sistemas de Alta Montaña*, 268-269. Bogotá, Colombia.
- Peña, E. (2007). *Didáctica especial de la educación física en altitud*. Manizales, Colombia: Universidad de Caldas.
- Platonov, V. N. & Bulatova, M. M. (1998). *Entrenamiento en condiciones extremas*. Barcelona, España: Paidotribo.
- Rhea, M. R., Alvan, V. A., Burkett, L. N. & Bull, S. D. (2003). Metaanálisis para determinar la dosis-respuesta para el desarrollo de la fuerza. *Med. Sci. Sports Exercise*, 35 (3), 4536-464.
- Shephard, R. J. & Astrand, P. O. (2000). *La resistencia en el deporte*. Traducción Josep Padró. Barcelona, España: Comité Olímpico Internacional, Federación Internacional de Medicina Deportiva.
- Undurraga, Felipe & Undurraga, Álvaro (2003, abril). Edema pulmonar de gran altura. *Revista Chilena de Enfermedades Respiratorias*, 19, 113-116.
- Wilber, Randall L. (2001). Current trends in altitude training. *Sports Medicine*, 31 (4), 249-265.
- Wilber, Randall L., Holm, Paige L., Morris, David M., Dallam, George M., Subudhi, Andrew W., Murray, Dennis M. & Callan, Samuel D. (2004, November). Effect of FIO₂ on oxidative stress during interval training at moderate altitude. *Medicine Science Sports Exercise*, 36 (11), 1888-1894.

DESAPARICIÓN DE LOS GLACIARES EN EL PARQUE NACIONAL DE LOS NEVADOS EN COLOMBIA. CASO SANTA ISABEL Y SU INVESTIGACIÓN GLACIOFOTOGRAFOMÉTRICA

Javier González¹
Ekkehard Jordan¹
Diana Blanco²
Katty Castillo¹
Facundo Ponce de León¹
José Torres³
Fabio Vélez¹

Resumen

Si bien se habla del acelerado derretimiento de los glaciares a escala global, su magnitud puede variar sustancialmente incluso en el ámbito regional. Colombia se cuenta entre los países donde se ha registrado una de las pérdidas más dramáticas en los últimos años y en la actualidad sólo subsisten seis glaciares. Un ejemplo muy claro lo constituye el Nevado Santa Isabel. En este trabajo se presenta una valoración de la pérdida en área y volumen glaciar de este nevado en el período entre 1987 y 2005, por medio de métodos fotogramétricos y de digitalización tridimensional. Para los 18 años se midió una pérdida superior al 57,7% del área glaciar al pasar de 6,56 a 2,78 km², correspondiente a un volumen de 250,86 millones de metros cúbicos. Finalmente, se destacan las ventajas de la medición de balances volumétricos de hielo para explicar la contracción del glaciar en comparación con los cálculos basados en áreas.

¹ Heinrich Heine Universität, Universität Straße 1 Gebäude 25.12.01, Düsseldorf, Alemania, jfpatino2003@yahoo.com, Dr.Ejo@t-online.de, kattycastillo@gmx.net, facundo@uni-duesseldorf.de, fabiovel@udea.edu.co.

² Dale Digital, dianablanca@gmx.net.

³ Universidad Nacional de Colombia, Laboratorio de Sistemas Complejos, sede Medellín, Colombia, jlnature@gmail.com.

Abstract

Despite the global accelerated melting of the glaciers, its magnitude can drastically change even in a regional scenario. Colombia is among the group of countries where lately the most dramatical loses have been registered and currently only six glaciers remain. One example is the Nevado de Santa Isabel. This paper presents an evaluation of its glacier area and volume loss between 1987 and 2005 by means of photogrammetric and 3D digitalization methods. Over 18 years was measured a loss over 57,7% of the glacier area, which shrunk from 6,56 to 2,78 km², corresponding to a volume loss of 250,86 million of cubic meters. Finally, the advantages of the measurement by means of volumetric mass balances, in order to explain the glacier shrinkage, are explained over the area based estimations.

Introducción

Las investigaciones sobre balances de masa han tenido poca tradición en el trópico por diversos motivos. En Colombia, sólo a raíz de la erupción del volcán del Nevado del Ruiz en 1985, que tuvo consecuencias catastróficas sobre áreas densamente pobladas al cobrar la vida de miles de personas y producir inmensos daños materiales, se dio inicio a las investigaciones glaciológicas con mayor intensidad. Surgieron entonces evaluaciones de pérdida de glaciar e investigaciones sobre su posible relación con el clima y los eventos volcánicos a través del análisis del material existente, especialmente de series de fotografías aéreas.

Las evaluaciones digitales en la cartografía y fotogrametría comenzaron con la disertación de Linder (1991, 1993) en el Parque Nacional de Los Nevados en Colombia a través del desarrollo de nuevos métodos, usados por primera vez en los trópicos y posiblemente a nivel mundial, en combinación con la fotogrametría analítica, en forma de modelos de elevación de alta precisión y mapas digitales para calcular pérdidas de volumen, permitiendo diferenciar con buena aproximación los cambios en los glaciares causados por factores climáticos y vulcanológicos. Este trabajo lo tradujo acertadamente al español el profesor Mojica, de la Universidad Nacional de Colombia por encargo del Instituto Geográfico Agustín Codazzi (Igac), debido a su significado para la investigación glaciológica colombiana y su relevancia práctica

para los análisis y predicción de catástrofes. Este lo publico posteriormente el Igac, en 1993, junto con un suplemento de la primera ortofoto digital del Nevado del Ruiz, con la dirección del profesor Rüdiger Finsterwalder, que es igualmente la única de glaciares tropicales publicada en el mundo.

El primer sobrevuelo con película en color, ideado especialmente para la evaluación de glaciares se efectuó en 1987 a través del financiamiento de DFG, el apoyo de la Fundación de la Universidad Técnica de Hannover y la donación de películas de Agfa-Gevaert en trabajo conjunto con el Igac de Colombia.

Un año después se creó en Bogotá la sección de glaciología del Igac, en convenio con la Universidad de Osnabrück (sede Vechta) y el apoyo de la Fundación Volkswagen, dedicada a la investigación glaciaria a nivel nacional, con base en la enseñanza alemana y la colaboración austriaca, quienes ayudaron con las prácticas, en el campo de la investigación glaciaria en los Alpes. Así formada, se realizaron investigaciones de balance de masas con métodos glaciológicos en el Nevado Santa Isabel en trabajo mancomunado con el Observatorio Sismológico y Vulcanológico de Ingeominas, en Manizales.

El problema de la investigación glaciológica en Colombia se ha debido, además de la inestabilidad institucional y de personal (por el transpaso de esta función del Igac al Ideam en 1995 hubo pérdida de la información de los balances de masa del Nevado Santa Isabel), a las difíciles condiciones de seguridad para las investigaciones en campo, a las impredecibles condiciones climáticas, a la altitud a la que se encuentran los glaciares y a la escasa capacidad logística disponible en el país para ejecutar vuelos fotogramétricos. Lo anterior se ha conjugado para que varios intentos de efectuar sobrevuelos de los glaciares en el parque hayan fracasado o terminado en material inutilizable. Sólo hasta el 2005 se pudo captar de nuevo el Nevado Santa Isabel gracias al apoyo logístico del personal de INGEOMINAS, en Manizales, a la disposición de Aeroestudios de Medellín, que puso a disposición su infraestructura a costos mínimos, y al financiamiento privado. Lamentablemente, el Nevado del Ruiz no pudo fotografiarse en su totalidad a causa de la nubosidad reinante.

En virtud de los rápidos progresos de la fotogrametría digital en los últimos años y gracias a las mejoras radiométricas en el manejo del contraste de las imágenes, éstas se pueden procesar y evaluar en mejor forma. Sin embargo, la tarea de medir puntos estereoscópicamente sobre la superficie poco contrastante de un glaciar no es fácil, por lo que requiere una persona experta y altamente calificada. Otro aspecto limitante ha sido la insuficiente exactitud

de los puntos de control disponibles, lo cual se espera superar en el futuro con las mediciones de especialistas en tectónica de placas de Ingeominas o mediante el empleo de los nuevos sistemas de navegación que vienen de la mano con la tecnología de las cámaras digitales.

Con esta publicación se pretende mostrar las posibilidades ofrecidas por la fotogrametría digital moderna en el análisis del comportamiento glaciar en complejos montañosos dentro de los trópicos. Se toma como ejemplo principal el Nevado Santa Isabel.

Surge entonces la pregunta de qué valor diagnóstico tienen las conclusiones sobre los cambios en la superficie del glaciar en relación con los cambios en su volumen, y mirar si se justifica este esfuerzo adicional. Con este fin se presentan los resultados para los dos parámetros (área y volumen) en un contexto regional, y se establece una comparación con sistemas glaciares con diferente configuración geomorfológica, en particular con el Chimborazo.

En Colombia se han efectuado varios estudios sobre la pérdida de masa glaciar, en particular para la cordillera Central, tomando como punto de partida el área de deshielo (Linder, 1991 y 1993; Pulgarín et ál., 1996). Si bien el cambio en superficie permite obtener un estimativo general del nivel de deshielo, la comparación directa con otras montañas se torna inexacta en razón de que se obvian parámetros adicionales importantes, tales como la ubicación general en el sistema de circulación climática regional, el índice de acumulación/ablación, el efecto barlovento o sotavento, la forma del cono, la pendiente e incluso la presencia de nieve. Los cálculos de los cambios o diferencias interanuales en el volumen, por su parte, son más dispendiosos, pero permiten obtener una estimación en la que se consideran intrínsecamente los anteriores parámetros. En tal sentido, Vuille et ál. (2008) subrayan el hecho de que en Colombia la glaciología es todavía una ciencia joven, donde las observaciones detalladas y estudios de balance de masa hasta ahora comienzan.

Este trabajo se muestra como una de las escasas estimaciones cuantitativas de la pérdida volumétrica de hielo para Colombia que cubre el período entre 1987 y 2005 (18 años), con base en la aerotriangulación multitemporal de fotografías aéreas y la digitalización estereoscópica 3D. Este método permite obtener una cuantificación más exacta y significativa en el contexto climático de la magnitud del deshielo. Complementa además el trabajo de Linder (1991, 1993), que llega hasta el año 1987, con métodos y técnicas actuales.

Área de estudio

El Nevado Santa Isabel se encuentra ubicado en medio del Parque Nacional de Los Nevados, al centro occidente de Colombia. Éste forma parte de una cadena de nevados y volcanes, conformada entre otros por los vecinos volcán Nevado del Ruiz y el Nevado del Tolima (figura 1). A diferencia de éstos, que presentan un casquete glaciar concéntrico, el Nevado Santa Isabel tiene una estructura alargada en dirección norte-sur, con varios domos y dos picos principales, alcanzando el más alto 4950 m. Sus cuencas de drenaje son los ríos Otún y Claro, al occidente, y Totarito hacia el valle del Magdalena, al oriente (Herd, 1982; Linder, 1991, pp. 3/93 y 9; Thouret, sf.; Braitmeier, 2003, p. 15; Huggel et ál., 2007, pp. 129 y 130). Existen varios trabajos en los que se miden el área del glaciar del Nevado Santa Isabel a través de diferentes fuentes de datos tales como fotografías aéreas, imágenes de satélite y la reconstrucción histórica a partir de morrenas que datan de 1850 (Flórez, 1992, Ceballos et ál., 2006 & Huggel et ál., 2007).

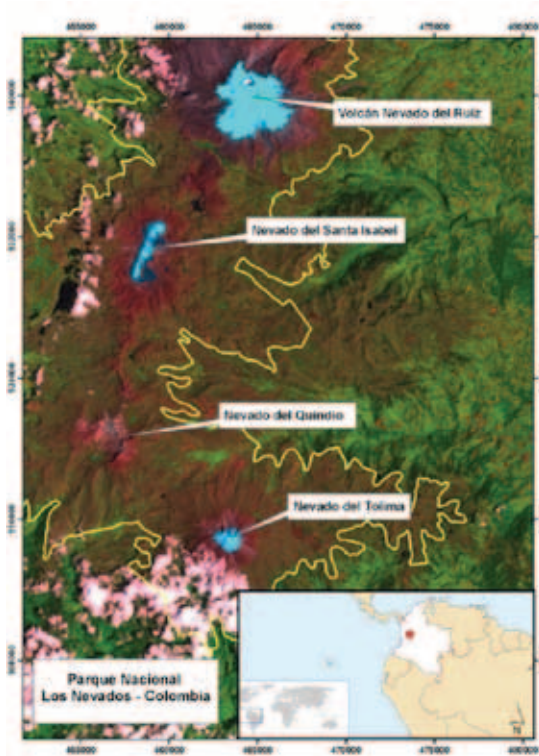


Figura 1. Ubicación del Nevado Santa Isabel dentro del Parque Nacional Los Nevados (línea amarilla), Colombia (modificado de imagen Landsat ETM+ del año 2000, tomada de la Universidad de Maryland).

Este último, en forma discutible, representa sólo una idea del área cubierta en ese entonces por los glaciares. En la tabla 1 se puede observar un resumen de los estimativos disponibles. Tomando como punto de partida los datos más confiables, extraídos con base en la restitución fotogramétrica, se deduce que la magnitud del deshielo ha afectado más de un 70% del área en un lapso de 46 años (1959-2005).

Tabla 1. Estimativos históricos de la superficie cubierta por el glaciar para el Nevado de Santa Isabel (*): medición fotogramétrica (compilación de fuentes disponibles).

Año	Área total (km ²)	Fuente
1850	27,80	Flórez, 1992
1946	10,80	Flórez, 1992
1959	9,78*	Jordan et ál., 1989
1959	9,50*	Linder, 1991 y 1993
1976	10,80	Hoyos-Patiño, 1998
1987	6,50*	Linder, 1991 y 1993
1987	6,40*	Braitmeier, 2003
1987	6,56*	Este trabajo
1995	5,30	Ceballos et ál., 2006
1996	5,30	Ideam en Braitmeier (2003)
2002	3,30	Ceballos et ál., 2006
2005	2,78*	Este trabajo

Metodología

En la evaluación fotogramétrica de la evolución del glaciar se siguieron estos pasos:

- Escaneo de tres series de fotografías aéreas con escáner fotogramétrico (ZI) de catorce micrones de resolución para los años 1987 y 2005, que cubren los nevados del Ruíz y Santa Isabel.
- Medición de los puntos de control y de enlace sobre las fotos (figura 2). Como puntos de control se emplearon los mismos de Linder (1991).
- Aerotriangulación multitemporal de ambos años con Bingo®, incluido el Nevado del Ruíz.
- Digitalización de puntos de altura en pares estereoscópicos de fotos (digitalización 3D) con la extensión Stereo Analyst® (Leica Geosystems). La distancia entre puntos oscilaba entre 10 y 20 m. En total se digitalizaron cerca de 115.000 puntos.

- Generación de modelos de elevación digital para cada año por medio de TIN y el empleo del módulo 3D Analyst[®] de ArcGIS.
- Cálculo de la diferencia del volumen y área. Se evaluó el 95,8% del área total glaciada en 1987. El resto no pudo calcularse por falta de cubrimiento estereoscópico del extremo sur del glaciar, tal como se aprecia más adelante (figura 3).

Resultados y discusión

En la figura 2 se muestra la aerotriangulación multitemporal para las tres series de fotos, mientras que en la tabla 2 se presentan detalles de los resultados del proceso. Se obtuvo un error cercano al pixel (sigma 0 de 17,56) y un error absoluto, el cual hace referencia al ajuste de los puntos de control en relación con el modelo, entre cuatro y siete metros. Si bien éste es un error relativamente alto, su causa puede atribuirse a la dificultad en la localización de los puntos de control en las fotos y a la diferencia en escala de éstas. Adicionalmente, se debe considerar el hecho de que el error interno, en relación con los objetos dentro del área de triangulación, es diez veces menor que el error absoluto, esto es, cercano a 70 cm en el plano y 50 cm en altura en el presente caso. Esto significa que para los más de 100 m de pérdida de altura del glaciar en ciertos lugares, que hay entre las series de fotos, el error representa menos del 1%, y para pérdidas menores corresponde proporcionalmente a valores menores. Para la pérdida total de volumen, el nivel de inexactitud no sobrepasa el 2%. Lo mismo aplica para los resultados de la superficie, donde son otras las fuentes de error que afectan sensiblemente los valores.

Las ilustraciones en la figura 3 muestran el grado de retroceso del glaciar entre 1987 y 2005, a través de una ortofoto (arriba) y un modelo de pérdida de altura (abajo). Este último se obtiene de la diferencia de los dos modelos de elevación digital. Los colores oscuros representan las mayores pérdidas y los claros una pérdida mínima o incluso cierta ganancia.

Tabla 2. Resultados de Bingo de la aerotriangulación multitemporal.

Error relativo (sigma 0)	Error absoluto (m)		
	X	Y	Z
17,56	7,021	6,387	4,686



Figura 2. Aerotriangulación conjunta de 1987 y 2005 en Bingo para los nevados del Ruiz y Santa Isabel.

Es de anotar que las mayores pérdidas se obtuvieron en el flanco oriental, con diferencias en altura superiores en algunos puntos a los 100 m y retrocesos en distancia que en ciertos sectores se acercaron a 1 km. Linder (1991) observó algo similar entre los años 1959 y 1987, con valores de pérdida en altura mayores de 90 m, muy superiores a los 60 m encontrados para el Ruiz en el mismo período. Por otra parte, la vertiente norte, de cara al volcán del Ruiz, se caracterizó por pérdidas de moderadas a bajas.

En área total, el glaciar pasó de 6,56 km² en 1987 a 2,78 km² en el 2005, registrando una pérdida de 57,7%. Tomando como referencia los valores de la tabla 1, se calculó una tasa de deshielo anual cercana a 0,1 km² a partir de 1959, con valores mayores que 0,2 km²/año entre 1987 y 2005. Las altas tasas históricas de deshielo del Nevado Santa Isabel, en comparación con su vecino el volcán Nevado del Ruiz, se han atribuido en gran parte a la influencia del tamaño de la superficie del glaciar y a su ubicación altitudinal (Linder, 1991 y 1993). En este sentido, el área glaciar del Nevado Santa Isabel equivale aproximadamente a menos de la mitad del Ruiz y alcanza una altura máxima de 4950 m, muy cerca de la línea nival permanente, mientras que el Ruiz llega hasta los 5320 m (Linder, 1991 y 1993 & Hegel et ál., 2007).

A partir de los modelos de elevación se hizo un cálculo de la pérdida de volumen para el 95,8% del área del nevado. Los resultados arrojan una pérdida de 250,86 X 10⁶ m³ de hielo, con un promedio de 14 x 10⁶ m³/año. Si se contrasta con los datos del Chimborazo (Jordan et ál, en prensa), es evidente el derretimiento acelerado del glaciar del Santa Isabel.

Debido a que no se cuenta con mediciones confiables del espesor de la capa de hielo, sería muy aventurado ahora estimar la desaparición del glaciar basándose en los volúmenes. Según las mediciones de pérdida areal (0,211 km²/año), se puede calcular que los 2,78 km² que aún existen desaparecerán –de seguir las mismas condiciones climáticas de los últimos años– en aproximadamente trece años, tiempo que se puede acortar a diez, si consideramos el menor espesor restante del glaciar.

Conclusión

Con este trabajo se puede obtener una visión tridimensional del fenómeno del derretimiento glaciar del Nevado Santa Isabel, por cuanto involucra el

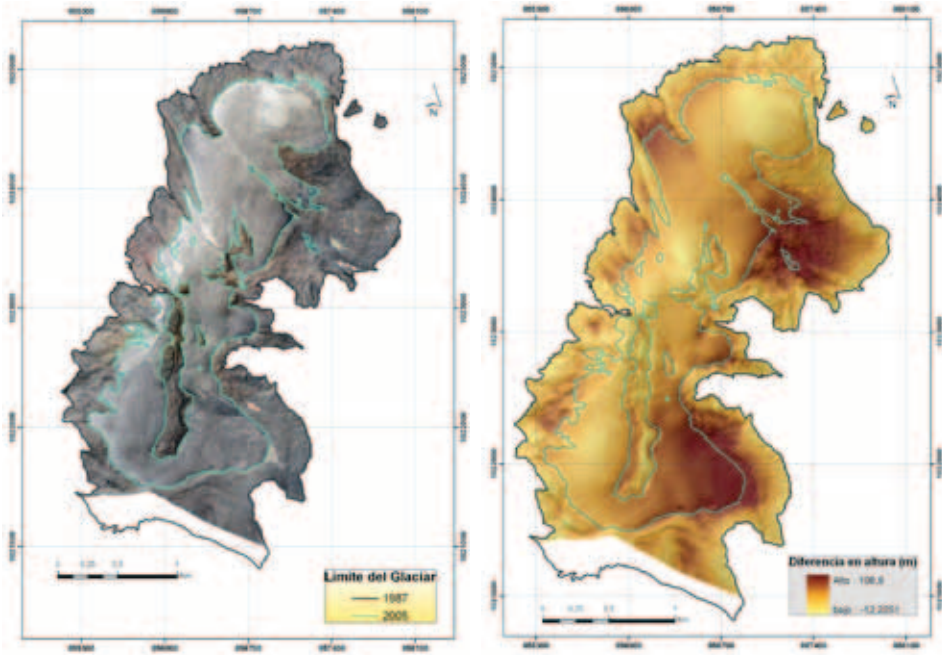


Figura 3. Pérdida de la cobertura glaciar en el Nevado Santa Isabel entre 1987 y 2005. Arriba se aprecia el casquete glaciar en la ortofoto del 2005. Abajo se observa la pérdida en altura (m), siendo los valores positivos (intermedios a oscuros) las pérdidas y los negativos (los más claros), las ganancias.

factor altura en los cálculos y de esta manera considera la falta de un área de verdadera acumulación que supere la línea hielo, tal como ocurre con los macizos del Ruiz, Huila, Cotopaxi y Chimborazo. El método fotogramétrico ha probado ser muy confiable y exacto, dependiendo de la calidad de los resultados de la aerotriangulación multitemporal y de la ubicación exacta de los puntos de altura sobre la superficie del glaciar. Al proporcionar datos en forma de volumen, se ofrece un panorama más claro de las dimensiones del derretimiento; en este caso, se constató la pérdida acelerada de hielo en relación con anteriores mediciones.

Al pasar de un monitoreo de la superficie a uno del volumen, se pueden mostrar y por tanto documentar los cambios de masa, lo que permite avanzar para entender los parámetros que explican la estrecha dependencia entre los glaciares y el clima, sin que con ello se quiera crear ilusiones de que es posible hacer inferencias a partir de los diversos factores que influyen en el desarrollo de los glaciares. La sola comparación entre el Santa Isabel y el

Chimborazo a través de un esquema simple comprueba con cifras, sin pretender sobreinterpretarlas, las diferencias obtenidas por medio de los diversos métodos investigativos. A partir de estos resultados se deberían establecer diferenciaciones hipsométricas y espaciales, y sus correlaciones en el contexto de una modelación donde se consideren las complejas interacciones causa-efecto. Sería deseable también para efectos de estimaciones y pronósticos más confiables, que se hagan sobrevuelos sistemáticos con fines glaciológicos y preventivos, en los períodos más adecuados (que son al final de la época seca), para que no se repita la experiencia de eventos catastróficos con pérdidas de vidas humanas, como en el caso del Ruiz.

Bibliografía

- Braitmeyer, M. (2003). Die Energiebilanz an der Oberfläche des Nevado Santa Isabel, Kolumbien. Ph. D. thesis. Universität Düsseldorf.
- Ceballos, J. L. et ál. (2006). Fast shrinkage of tropical glaciers in Colombia. *Ann. Glaciol.*, 43, 194-201.
- Flórez, A. (1992). Los nevados de Colombia, glaciales y glaciaciones. *Análisis Geográficos*, 22. Bogotá: Instituto Geográfico Agustín Codazzi (Igac).
- Herd, D. (1982). Glacial and Volcanic Geology of the Ruiz-Tolima Volcanic Complex. *Publicaciones Geológicas Especiales de INGEOMINAS*, 8, 1-48.
- Hoyos Patiño, F. (1998). Glaciers of Colombia: Satellite Image Atlas of Glaciers of the World-Glaciers of South America-Glaciers of Colombia. *United States Geological Survey. Professional Paper 1386-I*, pp. 111-130.
- Huggel, C., Ceballos, J., Pulgarín, B., Ramírez, J. & Thouret J. (2007). Review and reassessment of hazards owing to volcano-glacier interactions in Colombia. *Annals of Glaciology*, 45, 128-136.
- Jordan, E., Geyer, K., Linder, W., Fernández, B., Flórez, A., Mojica, J., Niño, O., Torres, C. & Guarnizo, F. (1989). The recent glaciation of the Colombian Andes. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie*. Pt.1, n.º 5-6, pp. 1113-1117.
- Jordan et ál. (en prensa) Primer ortofotomapa del Chimborazo (Ecuador) y su valor como diagnóstico para cambios climatológicos en relación con otros glaciares tropicales.
- Linder, W. (1991). Klimatisch und erupitionsbedingte Eismassenverluste am Nevado del Ruiz, Kolumbien, während der letzten 50 Jahre: eine Untersuchung auf der Basis digitaler Höhenmodelle. Ph. D thesis, Universität Hannover.

- Linder, W. (1993). Pérdidas en las masas de hielo en el Nevado del Ruiz, causadas por procesos climáticos y eruptivos durante los últimos 50 años. *Análisis Geográficos*, 23. Bogotá: Instituto Geográfico Agustín Codazzi (Igac).
- Pulgarín, B., Jordan, E. & Linder, W. (1996). Nevado del Huila (Colombia): cambio glaciar entre 1961 y 1995. In *Proceedings VII Congreso Colombiano de Geología*, tomo I. Bogotá: Ingeominas, pp. 440-451.
- Thouret, J.-C. (s.f.). Le massif volcanique du Ruiz-Tolima, cordillera Central, Colombie; carte geomorphologique des interrelations volcano-glaciaires. París: Laboratoire IMAGEO CNRS, escala 1:50.000.
- Vuille et ál. (2008). Climate change and tropical Andean glaciers: Past, present and future. *Earth-Science Reviews*, 89, pp. 79-96.

RECONSTRUCCIÓN CLIMÁTICA EN LA SIERRA NEVADA DEL COCUY DESDE LA ÚLTIMA EDAD DE HIELO MEDIANTE UN MDT DE ALTA RESOLUCIÓN

José L. Torres^{1,2}
Javier González¹
Ekkehard Jordan¹
Luis N. Parra²

Introducción

Se ha podido construir y evaluar un modelo digital de terreno (MDT) a partir de fotografías aéreas de los años sesenta para la Sierra Nevada del Cocuy a tres y cinco metros de resolución. Se ha avanzado en el análisis de la evolución glacial y geomorfológica desde la última edad de hielo con base en este modelo, y adicionalmente se hacen nuevos análisis mediante la creación de algunos programas que emplean técnicas de las matemáticas e inteligencia artificial para ampliar y mejorar el análisis espacial y temporal derivado. Se han utilizado, valorado y comparado el rendimiento y la exactitud de diferentes métodos y programas para la adquisición de los puntos de control, ajuste del bloque para aerotriangularlo, y análisis del MDT. Así mismo, se incluyeron también herramientas gratuitas y *software* libre (Google, Landsat, Grass-GIS, etc.) que pueden utilizarse masivamente en Suramérica y otros países que cuentan con pocos recursos para llevar a cabo tales investigaciones. Este estudio sirve como prueba piloto para futuras investigaciones relacionadas con el análisis y modelamiento espacio-temporal de sistemas de alta montaña en Colombia y Suramérica.

En razón de la complejidad y muchas variables que influyen en el retroceso de los glaciares en el trópico andino surgen, surgen preguntas como las siguientes: ¿se puede hablar de un calentamiento global o regional? ¿Términos

¹ Instituto de Geografía, Universidad de Düsseldorf, jltorres@unal.edu.co, jfpatino2003@yahoo.com, Dr.EJo@t-online.de.

² Escuela de Geociencias, Universidad Nacional de Colombia, lnparra@unalmed.edu.co.

como cambio climático y calentamiento global son burdas generalizaciones, o reducciones científicas metodológicas a un nivel exagerado que sólo busca protagonismo del momento, obviando la complejidad inherente a los sistemas naturales? Si esto tuviera cierto nivel de probabilidad, ¿qué otros factores – fuera de la temperatura– han influido en el retroceso glaciar en los Andes? ¿De qué manera podrían considerarse factores como el geomorfológico, geográfico y astronómico, entre otros, en esta discusión.

Lamentablemente, Colombia no se escapa a este fenómeno de retroceso glaciar, puesto que durante el siglo XX vio desaparecer casi diez de sus nevados (Cumbal, Chiles, Quindío, Sumapaz, etc. Flórez, 2004). Las consecuencias que podría tener este comportamiento acelerado de desglaciación, especialmente para los países andinos tropicales con alto número de glaciares sobrevivientes (Colombia, Ecuador, Perú y Bolivia), son difíciles de estimar (Ceballos et ál., 2006; Ramírez et ál., 2001); se habla de escasez de recursos y pérdida de ecosistemas únicos como los páramos a corto y largo plazos, pero ¿qué tan verídicas son estas afirmaciones?

Precisamente en esta complejidad climática y en la necesidad de hallar soluciones a esta problemática descansa el objetivo de este estudio, con el cual se intenta reconstruir cambios climáticos y la evolución de ecosistemas tropicales de alta montaña, basándose en indicadores geomorfológicos y climatológicos durante la última edad de hielo en Colombia.

Descripción del proyecto

La Sierra Nevada del Cocuy, Güicán o Chita es un macizo montañoso de origen sedimentario, ubicado en la cordillera Oriental al nororiente de Colombia, donde existen diversos tipos de ecosistemas bien diferenciados altitudinalmente, y que van desde la selva húmeda tropical hasta el páramo, superpáramo y nieves perpetuas. La sierra es una de las principales estrellas hidrográficas y glaciares remanentes de Colombia, con dos vertientes: la occidental, que se dirige al Magdalena, y la oriental, hacia la Orinoquia (Flórez, 1996). En ella existen todavía huellas bien conservadas de los últimos fenómenos glaciales más relevantes del Pleistoceno, valles glaciares y secuencias morrénicas, algunas de las cuales ya se han datado en estudios anteriores (Brunschweiler, 1981 & Van der Hammen et ál., 1981).

Según datos del Instituto de Hidrología, Meteorología e Investigaciones Ambientales (Ideam), en 1850 la sierra tenía 148,7 kilómetros cuadrados de coberturas de hielo, pero hoy, a causa de su acelerado proceso de desaparición, solamente le quedan alrededor de 20 kilómetros cuadrados. En promedio, el nevado está perdiendo entre 15 y 20 metros lineales de hielo por año (Ceballos et ál., 2006).

El objetivo principal de este proyecto ha sido construir un modelo computacional que, utilizando herramientas matemáticas y de la inteligencia artificial, y a partir de un MDT, permita hacer una diferenciación espacial y una posterior derivación temporal de la evolución climatológica en la Sierra Nevada del Cocuy. Las etapas de éste han sido las siguientes:

- Selección de un ecosistema apropiado para validar el modelo evolutivo que se va a proponer. En este caso se escogió región ya descrita, la Sierra Nevada del Cocuy, ubicada en el nororiente de Colombia, por sus características especiales para la validación del modelo propuesto: multiplicidad de geoformas glaciales bien conservadas por la ausencia de fenómenos volcánicos, disponibilidad de estudios anteriores que brindan la posibilidad de contrastar y corroborar los resultados aquí obtenidos con los de otros autores, etcétera.
- Realización, mediante un nuevo módulo computacional, de una diferenciación espacial de los elementos glaciares.
- Derivación de una clasificación temporal para los elementos diferenciados desde el módulo anterior, en la que se consideran también otros estudios anteriores como, dataciones, clasificación de campo.

Metodología utilizada

1. Generación del MDT de la Sierra Nevada del Cocuy mediante un proyecto fotogramétrico, el cual comprendió los siguientes pasos:

- Búsqueda de información disponible: fotos aéreas, fotos satelitales, puntos de control, etc.
- Mejoramiento computarizado de la información encontrada: contraste, brillo, resolución radiométrica y geométrica, etc.

- Orientación interior de las fotos. Se utilizó el programa Lisa Foto de la HHUD.
- Ubicación de puntos de enlace y control. El enlace se realizó manual y automático con el objeto de comparar resultados. Se usaron los programas Imatie de la HHUD y el programa LPS, versión 9.1 para cada tipo de enlace, respectivamente.
- Realización de la orientación exterior por aerotriangulación. Se utilizaron la versión 5 del programa Bingo y el Bluh para algunas funciones auxiliares de conversión de datos.
- Estereocorrelación mediante el programa LPS, versión 9.1
- Creación del MDT mediante el programa LPS, versión 9.1.
- Creación de varias ortofotos y mapas para la Sierra Nevada del Cocuy, también usando este último programa.

Todos los pasos se hicieron a resoluciones de 800 y 1600 dpi, con el fin de comparar los resultados.

2. Determinación y aproximación de las principales propiedades que se pueden derivar del MDT para la realización de la diferenciación espacial, así como la posterior derivación y reconstrucción climática.
3. Reconocimiento y clasificación preliminar de elementos de terreno presentes en el MDT mediante las herramientas SIG tradicionales: análisis raster, filtros, parámetros geomorfológicos tradicionales, análisis y clasificación espacial, etc., en Grass-GIS.
4. Mejoramiento del reconocimiento anterior mediante lógica difusa y *wavelets* (onditas), usando nuevos módulos en Grass-GIS y R (*software* libre).
5. Validación de este reconocimiento por medio de análisis estereoscópico digital y comparación con trabajos de campo.
6. Utilización de los elementos de terreno diferenciados, y plenamente identificados y corroborados, para la creación de un modelo derivado temporal para la reconstrucción glaciar y climática de la Sierra Nevada del Cocuy, utilizando un nuevo módulo en Grass-GIS.
7. Análisis de resultados, conclusiones y recomendaciones, y redacción de un informe final.

Elaboración del MDT

Como menciona Heck (2006), existen varias dificultades en Colombia para encontrar material actualizado y preciso al momento de realizar un proyecto fotogramétrico que permita crear un MDT aceptable. Por tanto, fue necesario acudir a imágenes de satélite disponibles en la internet para la toma de puntos de control y a un banco de fotografías aéreas de la Sierra Nevada del Cocuy, de propiedad del profesor Ekkehard Jordan, del Instituto de Geografía de la Universidad de Düsseldorf (HHUD), tomadas por el Instituto Geográfico Agustín Codazzi (Igac) y traídas a Colombia con la colaboración de la Universidad Vechta/Osnabrück, la Universidad de Hannover, el Servicio de Cooperación Alemana (DAAD) y la Sociedad de Fotogrametría Alemana (DFG).

Tabla 1. Información de las fotografías aéreas usadas (observar figura 1).

Faja	Vuelo	Fotos	n.o	Año
1	C2174	622-638	17	1982
2	M598	8037-8053	17	1960
3	M1370	19211A- 19226A	16	1961
4	M1370	20012A-20022A	11	1962

Faja	Distancia focal (mm)	Escala	Calidad
1	152,91	1:35. 000	Regular
2	154,27	1:34. 000	Regular
3	154,33	1:34. 000	Regular
4	154,84	1:34. 000	Buena

Coordenadas geográficas	6° 15' N-6° 38' N 72° 14' W-72° 21' W
Rango altitudinal (m)	2900 - 5490
Número de fajas	4
Número total de fotografías	61
Resolución de escaneo	16 μ -(dpi)
Traslape entre fotos	60%
Traslape entre fajas	30%
Cámaras usadas	Fairchild-1960 a 1962 RMK Zeiss Jena - 1982

Por otro lado, se usaron las siguientes imágenes satelitales:

Para obtener información de control horizontal: Imágenes 7-55 y 7-56 del 13.12.2000 ETM+, SRTM (Enhanced Shuttle Radar Topography Mission), banda 8 con resolución de 14,25 m en x, y, disponible en el servidor de la Universidad de Maryland

Para obtener información de control vertical: Imagen Aster, suministrada por Earth Observing System Data Gateway (EOS Nasa), de 30 m de resolución en x, y, y 10 m aproximadamente en z.

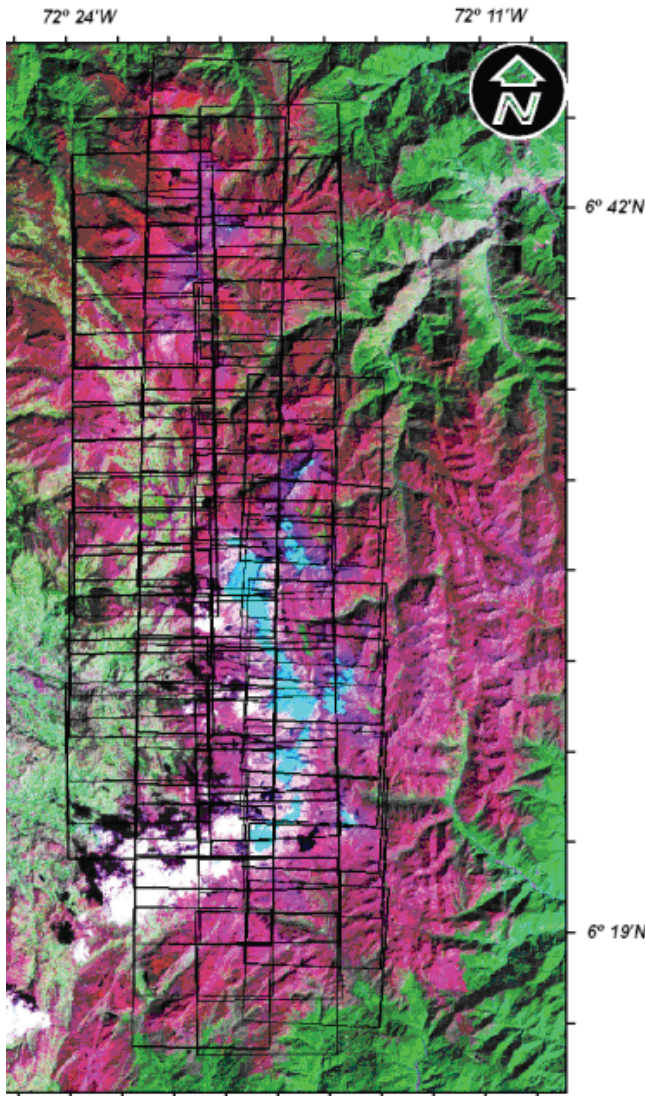


Figura 1. Fajas de fotografías aéreas utilizadas, se aumentan de izquierda a derecha (desde faja 1 hasta faja 4, más información de las fajas en la tabla 1).

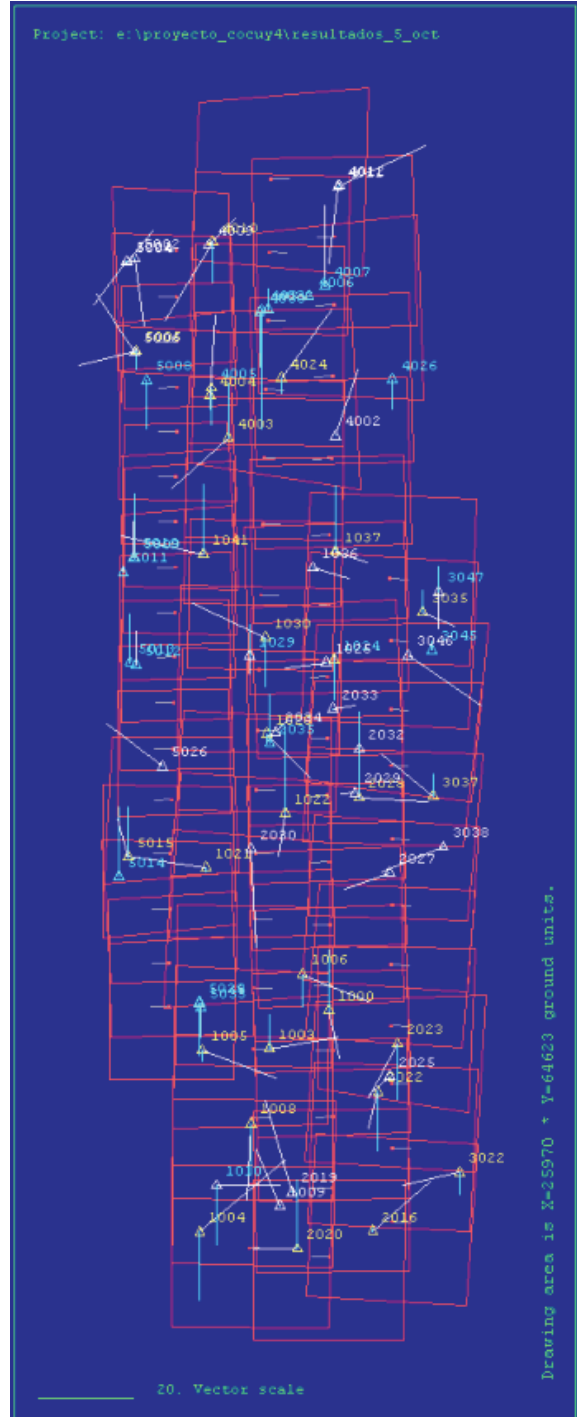


Figura 2. Distribución de los puntos de control utilizados para la aerotriangulación final. Fajas aumentan de izquierda a derecha (desde faja 1 hasta faja 4, más información de las fajas en la tabla 1).

El proceso de aerotriangulación del bloque fue una tarea especialmente laboriosa debido a que el área tiene sectores con un relieve de alta montaña bastante escarpado. En estos sectores se debieron agregar más puntos de enlace y de control, buscando mejorar las posibles inexactitudes en los MDT finales. Así mismo, principalmente en las fotografías de los años sesenta, hubo zonas con pésimo contraste, y a pesar de las mejoras digitales de las fotografías escaneadas, el proceso de estereocorrelación automática no se comportó tan bien como se esperaba en estas regiones. Igual que con los sectores de relieve escarpado, se hicieron mejoras notables usando más y mejores puntos de enlace y de control que permitieron lograr al final, después de muchos ensayos y repeticiones, buenos resultados en la exactitud de los MDT.

Tabla 2. Desviación estándar y precisión de la aerotriangulación de las fajas 1 (cámara Fairchild), 4 (cámara RMK Zeiss) y todas las fajas a resoluciones de 1600 y 800 dpi.

Faja	Año	Sigma 0	
		Precisión relativa	
		1600 dpi	800 dpi
1	1982	16,3 (1,1 pixeles)	23,1 (0,8 pixeles)
4	1962	27,3 (1,8 pixeles)	39,7 (1,3 pixeles)
Alles	1960-1982	41,1 (2,6 pixeles)	52,2 (1,7 pixeles)
		RMS (Root Mean Square)	
		Precisión absoluta	
		1600 dpi	800 dpi
1	1982	x, y≈12 z≈7 m	x, y≈13 z≈11 m
4	1962	x, y≈9 z≈9 m	x, y≈16 z≈16 m
Alles	1960-1982	x, y≈10 z≈10 m	x, y≈14 z≈12 m

De la tabla 2 se pueden concluir diferentes aspectos relacionados con el proceso de aerotriangulación y mejoramiento del ajuste del bloque:

- Al disminuir la resolución de las imágenes la precisión relativa (respecto a las otras fotos considerando los puntos de enlace) disminuye, pero la absoluta (respecto a las coordenadas de los puntos de control) aumenta
- Adicionalmente, es relevante observar que la cámara RMK Zeiss, para la toma de 1982 (faja 1), arroja en general mejores resultados que la Fairchild, su contraparte de 1962 (faja 4).

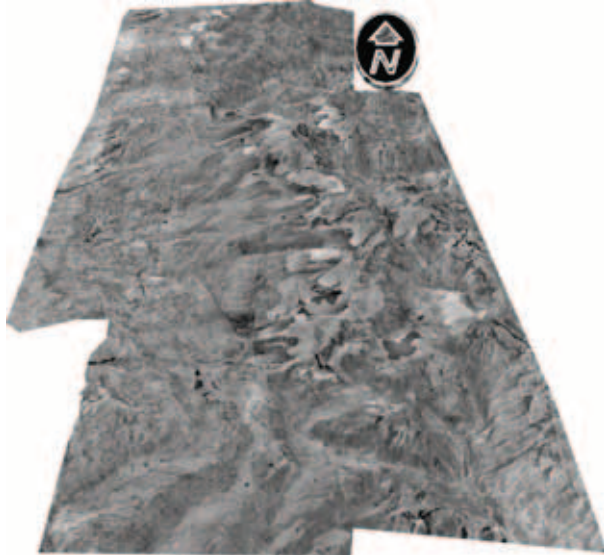


Figura 3. Ortofoto de la Sierra Nevada del Cocuy con una resolución de 3 m, a partir del MDT creado.

Análisis geomorfológico del MDT

A partir del MDT de 5 m creado, o dicho de otra manera, desde el modelo de elevación (MDE) disponible, se pudieron derivar diferentes parámetros geomorfológicos, los cuales ponen en evidencia diferentes estructuras del relieve, entre las cuales sobresalen visiblemente las dejadas por los más notables y recientes fenómenos glaciares: morrenas, hombreras, valles glaciares, entre otras. En la actualidad existen numerosas metodologías y posibilidades para llevar a cabo un análisis geomorfológico que conduzca al reconocimiento semiautomático de estas estructuras del terreno:

- Las modernas herramientas computacionales, como los SIG o los programas fotogramétricos, ofrecen numerosas posibilidades para realizar clasificaciones automáticas de fotografías aéreas y MDT, análisis de texturas y espaciales entre otros. Estas herramientas podrían combinarse para conseguir los mejores resultados posibles.
- Estructuras del relieve podrían digitalizarse estereoscópicamente usando las herramientas que brinda la nueva área de la estereoscopia digital, y

compararse con las obtenidas por otros métodos de reconocimiento en campo o en laboratorio.

- Las herramientas de reconocimiento automático de estructuras de relieve o geoformas basadas en características geomorfológicas, también podrían usarse. Algunos programas como el Grass, SIG de dominio público, ofrecen adicionalmente la posibilidad de crear nuevos módulos o adaptar los ya existentes, de acuerdo con las necesidades del estudio en cuestión.
- Podrían combinarse los tres métodos anteriores y aprovechar las bondades de cada uno.

En este proyecto se ha utilizado el programa mencionado, Grass versión 6.3, el cual ofrece ventajas como velocidad y flexibilidad, entre otras, y se ha aplicado para calcular las propiedades geomorfológicas que serían la base para los nuevos módulos de reconocimiento desarrollados. El Grass versión 6.3, permite calcular los siguientes parámetros (Wood, 1996):

- elev: valores de elevación.
- slope: máximo gradiente en un punto.
- aspect: dirección del máximo gradiente.
- profc: curvatura vertical (en dirección del máximo gradiente).
- planc: curvatura horizontal.
- crosc: curvatura seccional, tangente a las isolíneas.
- longc: curvatura longitudinal, perpendicular a las isolíneas.
- minic: mínima curvatura en la *moving window*.
- maxic: máxima curvatura en la *moving window*.
- feature: identifica diferentes geoformas con base en los anteriores parámetros.

En relación con la geomorfología, se han efectuado diversos estudios que persiguen el mismo propósito de este estudio en cuanto al reconocimiento de estructuras del relieve para un posterior análisis de su evolución, aprovechando las bondades del programa Grass y otros similares. Por ejemplo, Bonk (2002) calculó parámetros geomorfológicos para el Nanga Parbat en el Tíbet, con miras a automatizar procesos cartográficos de la geomorfología a diferentes escalas, él consideró una organización jerárquica de los elementos

topográficos mediante un modelo orientado a objetivos, el cual ayudaba también a representar la geodinámica de la evolución topográfica. Bonk encontró muchas dificultades, sobre todo en la caracterización de elementos del terreno más complejos que aquellos homogéneos, normalmente reconocidos sin dificultades por los programas disponibles, para mencionar sólo algunos de estos elementos que plantean dificultades especiales: terrazas de ríos, facetas de vertiente, entre otras.

Posteriormente, Vélez (2006) identificó facetas planares en las vertientes del cañón del río Buey utilizando estas mismas herramientas geomorfológicas, aunque también anotó que es necesario extender estas herramientas de la geomorfometría paramétrica tradicional para considerar la complejidad o variabilidad espacial de los elementos de terreno, tarea que, como ya se ha mencionado, se intenta acometer en el presente estudio.

Modelo propuesto para el reconocimiento de geoformas glaciares y la reconstrucción climática

En la búsqueda de hallar herramientas que optimicen el reconocimiento geomorfológico discutido en el capítulo anterior, Schmidt (Schmidt et ál., 2004) usó varios módulos automáticos que basándose en los parámetros geomorfológicos, ayudaron a identificar elementos de terreno más complejos que aquéllos hasta ese entonces clasificados. Schmidt utilizó lógica difusa e hizo un análisis de las limitaciones de la matriz cuadrática empleada para derivar los parámetros geomorfológicos (Schmidt et ál., 2003 y 2004).

Siguiendo una metodología difusa y un modelo evolutivo orientado a objetivos para la clasificación de geoformas propuesto por Torres (Torres et ál., 2006), se aplicó esta propuesta para analizar parámetros geomorfológicos y clasificar estructuras de terreno glaciares, con resultados que hasta el día de hoy han sido buenos.

Como se puede observar (figura 4), hay estructuras de terreno que pueden variar en sí mismas de un color a otro, ya que los clasificadores difusos proporcionan una manera simple de obtener una conclusión a partir de información de entrada vaga, ambigua, imprecisa, con ruido o incompleta. Esta herramienta se fundamenta en proposiciones que no cumplen con la ley de la media excluida de la lógica clásica; es decir, una proposición difusa no

necesariamente es falsa o verdadera del todo, sino que puede tener valores intermedios, por lo que podemos tener en consideración fenómenos geodinámicos de erosión o evolución glaciar que han deformado ciertas estructuras desde una forma más bien homogénea hasta otra mucho más compleja para su identificación.

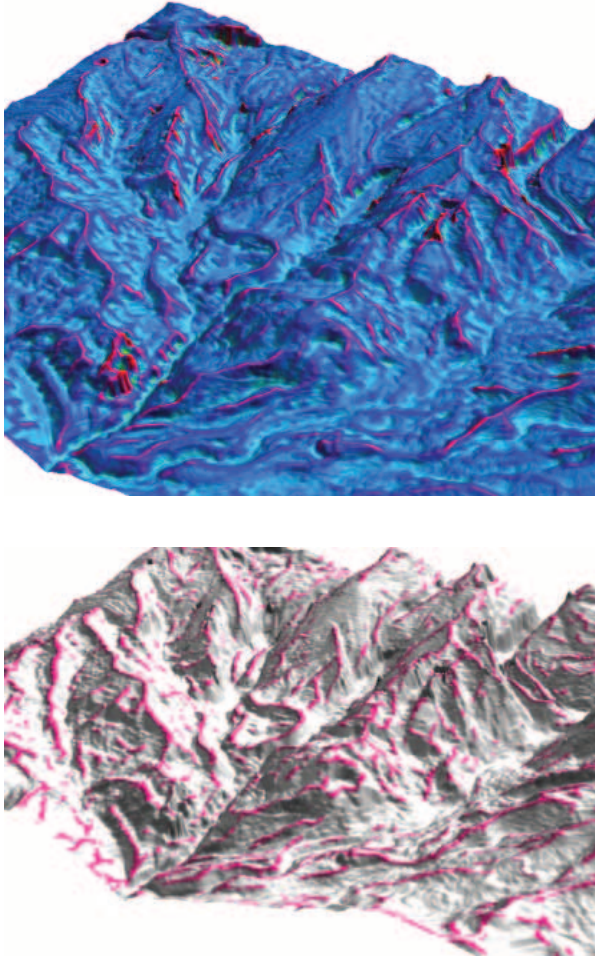


Figura 4. Escenas de la parte occidental en el MDT logrado para la Sierra Nevada del Cocuy, después del reconocimiento hecho mediante un nuevo clasificador difuso implementado para Grass, versión 6.3. En la figura de arriba hay una densa gama de colores, mientras que en la de abajo sólo se usa un color para clasificar y representar una amplia serie de estructuras de terreno.

Actualmente se continúan mejorando estas herramientas difusas, y se desarrollan dos módulos adicionales: uno que utiliza *wavelets* (onditas) para hacer análisis multirresolución de las estructuras, que permite evaluar la exactitud de emplear diferentes tamaños de matrices cuadráticas (ventanas), y otro módulo espacio-temporal que, con base en las clasificaciones de elementos de terreno glaciares logradas en pasos anteriores y un sistema experto con información espacial, reconstruya la evolución climática en las regiones de interés analizadas.

Aplicaciones

Fuera de permitir una diferenciación y clasificación de elementos espaciales en glaciares tropicales y la posterior derivación de la evolución climática en uno de los más importantes glaciares remanentes de Colombia, el Cocuy, este estudio y este modelo podrían servir también para otros estudios relacionados con los ecosistemas de alta montaña y los nevados en Colombia, gracias a la alta precisión del MDT: estudios ambientales, palinológicos, geológicos, etc. Más adelante podría reproducirse esta investigación para otros sistemas de alta montaña en Colombia y evaluar factores como la amenaza sísmica, comportamiento pedológico, fluvial, geológico y glacial (lahares); alteración de ecosistemas de alta montaña; manejo y cartografía de parques naturales, entre otros. Esto sería posible, ya que estudios como éste permitirían que en el futuro se encuentren a disposición mapas, ortofotos, cartografía y productos derivados de alta resolución, para ayudar a llevar a cabo todo tipo de estudios y manejo ambiental.

Otras posibilidades que genera este estudio son:

- Base para el posterior análisis del cambio de coberturas o masas de hielo de la Sierra Nevada del Cocuy. Se necesitaría otro MDT con igual o mejor resolución para los últimos años y, con éste, el cálculo de la pérdida de área y volumen.
- Base para la utilización de herramientas gratuitas o abiertas en internet: Google, Landsat y Open o Free-GIS.
- Desarrollo de nuevos algoritmos para imágenes y de modelación aplicados al reconocimiento de geoformas en la alta montaña de los trópicos:

morrenas, crestas, hombreras, valles glaciales, etc. Al ser producidos con la figura de *software* GNU, otras personas en Colombia o en el mundo pueden usar estas metodologías y algoritmos, sin necesidad de pagar por ellos. Esta posibilidad beneficia enormemente a los países en vía de desarrollo, que cuentan con pocos recursos para adquirir las herramientas informáticas más modernas a precios elevados.

- Generación de opciones metodológicas para ayudar a entender mejor el retroceso glacial en los trópicos andinos, como por ejemplo la consideración de factores como el geomorfológico en el entendimiento de este retroceso.

Conclusiones

Se ha logrado crear un MDT para la Sierra Nevada del Cocuy que permite hacer análisis de terreno, climatológico y glaciológico de alta resolución usando y comparando diversas posibilidades de adquisición de datos y herramientas informáticas. Este estudio se enmarca en la creciente necesidad de analizar los ecosistemas de alta montaña y glaciares tropicales en su rápido retroceso actual, y proponer nuevas alternativas explicativas de este fenómeno. Adicionalmente, se genera una iniciativa para que los países andinos se apropien de la posibilidad de introducir y utilizar nuevas herramientas de modelación, adaptadas a sus condiciones y necesidades.

Agradecimiento

Esta investigación ha sido posible gracias al apoyo del Programa Alβan, programa de becas de alto nivel de la Unión Europea para América Latina, beca E04D049223CO.

Referencias bibliográficas

- Bonk, Radoslav (2002, 11-13 de septiembre). Scale-dependent geomorphometric analysis for glacier mapping at Nanga Parbat: Grass GIS Approach. Proceedings of the open source GIS-Grass users conference 2002. Trento, Italia.
- Brunschweiler, D. (1981). Glacial and periglacial form systems of the Colombian Quaternary. *Revista Cíaf*. Bogotá.
- Ceballos, J. L., Euscátegui, C., Ramírez, J., Cañón, M., Huggel, C., Haerberli, W. & Machguth, H. (2006). Fast shrinkage of tropical glaciers in Colombia. *Annals of Glaciology*, 43, 194-201.
- Flórez, Antonio (2004). Los Nevados se derriten. *UN Periódico*, 66, 14 de noviembre de 2004. Bogotá: Universidad Nacional de Colombia.
- Flórez, Antonio & Torres, Carlos B. (1996). La Sierra Nevada del Cocuy, Chita o Güicán. El páramo. Ecosistema de alta montaña. Ediciones de la Fundación de Ecosistemas Andinos (Ecoan), I, 135-156.
- Ramírez, E., Francou, B., Ribstein, P., Desclotres, M., Guérin, R., Mendoza, J., Gallaire, R., Pouyaud, B. & Jordan, E. (2001). Small glaciers disappearing in the tropical Andes: a case-study in Bolivia: Glaciar Chacaltaya (16° S). *Journal of Glaciology*, 47(157), S. 187-193.
- Heck, Volker (2006). Geoökologische Untersuchungen im PNN Puracé, Kolumbien: ein Ansatz zur Optimierung der Erfassung von Geo-und Bio-Ressourcen in hochandinen Ökosystemen. Promotionarbeit, Heinrich-Heine-Universität Düsseldorf, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Fakultät.
- Marchant, Robert et ál. (2002). Pollen-based biome reconstructions for Colombia at 3000, 6000, 9000, 12 000, 15 000 and 18 000, 14C yr ago: Late Quaternary tropical vegetation Dynamics, *Journal of Quaternary Science*, 17(2), 113-129.
- Mark, B. G. & Helmens, K. F. (2005). Reconstruction of glacier equilibrium-line altitudes for the Last Glacial Maximum on the High Plain of Bogota, Eastern Cordillera, Colombia: climatic and topographic implications. *J. Quaternary Sci.*, 20, 789-800.
- Schmidt, J. & Hewitt, A. (2004). Fuzzy land element classification from DTMs based on geometry and terrain position. *Geoderma*, 121(3-4), 243-256.
- Schmidt, J., Evans, I. S. & Brinkmann, J. (2003). Comparison of polynomial models for land surface curvature calculation. *International Journal of Geographical Information Science*, 17 (8), 797-814.
- Torres, J. (2006). Evolutionary Objects for Landforms Recognition in Glaciers based in Grass Possibilities. In FOSS4G2006 Congress-Free and Open Source Software for Geoinformatics, Laussane.
- Van der Hammen, T., Barelds, J., De Jong, H. & De Veer, A. A. (1981). Glacial sequence and environmental history of the Sierra Nevada del Cocuy (Colombia). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 33-32, 247-340.
- Vélez R., Mauricio (2006, abril). Caracterización de facetas en un sector del

cañón del río Buey mediante MDE. Tesis maestría Geomorfología y Suelos. Medellín: Escuela de Geociencias, Laboratorio de Sistemas Complejos. Universidad Nacional de Colombia.

Wood, J. (1996). The Geomorphological Characterisation of Digital Elevation Models. PhD thesis. Lancashire (UK): Department of Geography, University of Lancaster.

Parte 2

GLACIARES Y AMENAZAS

Monitoreo hidrometeorológico de los glaciares del Parque Nacional Natural Los Nevados

Evaluación geométrica del casquete glaciar del volcán Cotopaxi usando fotogrametría digital

Ortofotomapa del Chimborazo y su valor como diagnóstico para cambios climáticos en relación con otros glaciares tropicales

Aspectos relevantes de la actividad del Volcán Nevado del Ruiz. 1985-2008

Erupciones del volcán Nevado del Huila (Colombia) en febrero y abril de 2007 y cambios en su masa glaciar

Observaciones geodésicas satelitales GPS y monitoreo del cambio global

Red de detectores de flujos de lodo en las cuencas de los ríos Páez y Símbola, Nevado del Huila

MONITOREO HIDROMETEOROLÓGICO DE LOS GLACIARES DEL PARQUE NACIONAL NATURAL LOS NEVADOS

Fernando Mejía Fernández¹
Blanca A. Botero Hernández¹

Resumen

Los glaciares del Parque Nacional Natural Los Nevados constituyen una de las grandes reservas de agua pura de la ciudad de Manizales y los municipios aledaños del departamento de Caldas. Es particularmente importante a nivel económico y científico monitorear el comportamiento de estos glaciares, con el fin de prever su evolución a corto y mediano plazos. En este artículo se presenta una reseña de los procesos que han llevado a la consolidación de la red de estaciones hidrometeorológicas del Parque Nacional Natural Los Nevados, la cual mide y transmite en tiempo real datos de variables climáticas y caudales. Se discute también acerca de su situación actual y futura.

Abstract

One of the biggest reserves to water supply in Manizales city and the nearest cities are the Glaciers on the Parque Nacional Natural Los Nevados. In an economical and scientific way is very important monitoring the behavior of these glaciers, in order to predict their evolution in a short and in a medium period of time. In this paper is presented the past, the present and the future of the network of meteorological stations, located at the Parque Nacional

¹ Universidad Nacional de Colombia, sede Manizales. fmejiaf@unal.edu.co, baboteroh@unal.edu.co.

Natural Los Nevados, which allows to measure and to transmit in real time data of climatic variables and discharges.

Introducción

En el 2001, el IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change) argumentaba que existía una amplia evidencia para sustentar un mayor retroceso de muchos glaciares de montaña durante los últimos cien años, en respuesta a un incremento de la temperatura. Así mismo, se reportaba la rápida recesión de los glaciares del trópico en las últimas décadas (IPCC, 2001). La sensibilidad de los glaciares a la evolución climática está ampliamente reconocida. En esta forma, los glaciares tropicales andinos se revelan *a priori* como un irremplazable laboratorio natural, que permite seguir las evoluciones climáticas globales desde el corto hasta el mediano plazo (Mejía & Londoño, 2006). Adicionalmente, los glaciares tropicales andinos tienen una importancia económica considerable. Sus aguas de deshielo son fuente de agua potable e industrial para capitales como La Paz, Quito, Lima, y otras ciudades andinas, como Manizales.

Las autoridades colombianas señalan al Parque Nacional Natural Los Nevados como una de las grandes reservas de agua pura, ya que de sus cumbres se desprenden quebradas y ríos que surten regiones del país de marcada importancia económica y social; por tanto, es particularmente importante en los ámbitos económico y científico monitorear el comportamiento de los glaciares andinos tropicales, con el fin de prever su evolución a mediano plazo (Mejía & Londoño, 2006). En este artículo se presentan las estaciones que conforman la actual red de monitoreo hidrometeorológico del Parque Nacional Natural Los Nevados, al igual que algunas consideraciones relacionadas con el estado actual y futuro de éstas.

Antecedentes

Desde finales de la década de los noventa, varias instituciones, entre las que se destacan la Corporación Autónoma Regional de Caldas (Corpocaldas) y la Universidad Nacional de Colombia, sede Manizales, a través de su Grupo de Trabajo Académico en Ingeniería Hidráulica y Ambiental, han estado

aunando esfuerzos para establecer una línea base ambiental del área glaciar de los Nevados del Ruiz y Santa Isabel (vertiente occidental). Desde 1998 se formó un grupo interdisciplinario con participación de las siguientes entidades: Universidad Nacional de Colombia (sede Manizales), Universidad de Caldas, INGEOMINAS, Aguas de Manizales y Corpocaldas, las cuales ejecutaron la primera fase del proyecto denominado “Evaluación de la oferta hídrica en los glaciares tropicales del Parque Nacional Natural Los Nevados, en el marco de los cambios climáticos globales”.

En esta fase, el estudio se efectuó en la cuenca del río Molinos y la quebrada Nereidas (sector occidental del volcán Nevado del Ruiz); una de las primeras actividades en tal sentido consistió en la elaboración y montaje de tres estaciones en la parte alta del volcán Nevado del Ruiz, para el monitoreo de variables ambientales en tiempo real, con transmisión de datos por telemetría. Se estudió el glaciar y su retroceso durante un año completo. Se instalaron dos estaciones hidrométricas y la estación meteorológica ubicada a mayor altura en Colombia. Esta fase 1 permitió evaluar la interrelación existente entre las variables climáticas, glaciológicas, hídricas y vulcanológicas con respecto a la evolución del glaciar Molinos, aunque con limitaciones por el número de sensores instalados y el número de datos recogidos. Este es el caso de la estación meteorológica situada sobre la nieve a 5150 msnm, donde no se contó con un sensor de precipitación que incluyera calefacción para el derretimiento de la nieve –y, por tanto, proporcionara una medida de precipitación en tiempo real–, ni se incluyeron un anemómetro ni una veleta para velocidad y dirección del viento, por limitaciones económicas.

La segunda fase de este mismo proyecto, que culminó en el 2004, consistió en la ampliación de la red de estaciones meteorológicas e hidrométricas del parque, teniendo como objetivo complementar la red de estaciones existentes. Al finalizar esta segunda fase, se implementaron las cinco estaciones hidrometeorológicas que integran la actual red de estaciones del Parque Nacional Natural Los Nevados.

Variables registradas e instrumentos de medición en la red

Radiación solar

Para cuantificar esta variable se cuenta con sensores de radiación solar, basados en un fotodiodo que se adapta adecuadamente al espectro solar; este

instrumento de precisión detecta longitudes de onda de 300 a 1100 nanómetros. La unidad de medida es el vatio por metro cuadrado (W/m^2).

Temperatura

La temperatura es una medida relacionada con la cantidad de calor o energía cinética (movimiento) del aire atmosférico. Para la medición de esta variable se emplea un sensor externo, con un rango que se encuentra entre 15 y 20 °C. La resolución de este sensor es de 0,5° y su funcionamiento se basa en un dispositivo semiconductor, constituido por un diodo zener cuyo potencial reverso está en función de la temperatura.

Precipitación

Para medir esta variable se emplean pluviómetros de cazoletas basculantes. Básicamente, se trata de un recipiente con un cono colector o área colectora, que se encarga de captar la precipitación para luego conducirla a un par de cazoletas. Cuando una de ellas llega a su máxima capacidad, adquiere más peso y oscila alrededor de un eje, vaciándose y haciendo que la otra repita el proceso, constituyéndose así una serie de conmutaciones sucesivas. La medida de la precipitación se toma relacionando la capacidad de las cazoletas con el número de oscilaciones generado por la lluvia caída.

Velocidad y dirección del viento

Son las componentes horizontales del movimiento del aire. Se determinan por la dirección de donde sopla, expresada en grados sexagesimales y referida al punto más próximo de la rosa de los vientos (16 puntos), y por la velocidad expresada comúnmente en m/s, km/h, Mi/h o nudos. Los dispositivos para medir estas variables consisten en un anemómetro de copas, el cual registra la velocidad del viento en m/s, y en una veleta para medición de la dirección del viento con una precisión de 3° de azimut. Esta última también se registra en la rosa de los vientos.

Humedad relativa

La humedad relativa es el parámetro más usado para medir la humedad atmosférica. Se tiene un sensor comercial, que registra fluctuaciones en la humedad relativa, con un rango de 0 a 100%. Se define como la relación

que existe entre la presión parcial que ejerce el vapor contenido en el aire a la temperatura ambiente y la que ejercería si el aire estuviera saturado a esa misma temperatura.

Caudal

Dado el bajo caudal que se maneja en los ríos en estudio, es posible utilizar un sistema de medición indirecta mediante el uso de un aforador o canaleta Parshall. De este modo, si se conoce la altura o nivel del agua (H) dentro de la canaleta, es posible obtener el caudal que está fluyendo en un momento dado empleando la ecuación de calibración del aforador, $Q=kH^n$, donde Q es el caudal, H es la altura del agua, k el coeficiente que depende de la geometría del aforador y n es un exponente que también depende de la geometría del aforador.

Para medir la altura de la lámina de agua se utiliza un sistema de ultrasonido que no está en contacto con el agua. El dispositivo consta de un transmisor, el cual emite una ráfaga de ultrasonido que choca con la lámina de agua, generando una onda reflejada llamada eco que es devuelta a un receptor; el cálculo del nivel se hace con base en el tiempo de viaje de la ráfaga de ultrasonido. La ecuación del aforador para las estaciones de Nereidas y río Claro está dada por $Q=0.5874 \cdot H^{1.5}$, y para la estación Molinos por $Q=0.540 \cdot H^{1.5}$, con H en cm y Q en L/s.

Procesamiento de datos y sistemas de comunicación telemétrica de la red

Para efectuar la transmisión y recepción de los datos se emplea la Unidad Inteligente de Procesamiento (UIP). En este dispositivo se encuentran los circuitos electrónicos que permiten realizar las funciones de adquisición, interpretación y procesamiento de la información proveniente de los sensores de las diferentes estaciones y llevar el control sobre los sistemas de comunicación digital. En esencia, es el cerebro del sistema de monitoreo, constituido básicamente por un controlador y un modulador digital (A & V Ingeniería, 2003). Cada estación es un punto de transmisión de señales, lo que la convierte en una estación emisora. El proceso de transmisión se logra mediante un sistema de comunicación entre las estaciones de monitoreo y la estación

receptora. El medio de transmisión empleado es un sistema de radio convencional en VHF. Se cuenta con un protocolo de comunicación digital diseñado para un dispositivo de comunicación bidireccional (radioenlace), a través de una Interfaz de Comunicación Digital Remota (ICDR), la cual permite utilizar radios comerciales de fácil consecución, reparación y remplazo (A & V Ingeniería, 2003). La comunicación digital permite transferir por medio de un solo canal (frecuencia de radio) una gran cantidad de información, así como implementar sistemas de chequeo y eliminación de errores.

Software de adquisición de datos

El *software* de adquisición de datos y control de las estaciones meteorológicas e hidrométricas, instalado en la estación receptora, cuenta con utilidades que permiten visualizar los datos adquiridos por UIP de las estaciones instaladas. Se trata de un *software* en ambiente Windows, que permite conocer el estado actual de todas las variables monitoreadas. La actualización de las variables ocurre a intervalos periódicos previamente programados en cada estación, siendo este valor configurable desde la estación central. A su vez, el *software* facilita la realización instantánea de consultas de cada estación meteorológica e hidrométrica (solicitar datos de una estación en particular cuando se desee).

Red de estaciones del Parque Nacional Natural Los Nevados

Área monitoreada

El área de estudio se restringe al glaciar Molinos y las cuencas del río Molinos y la quebrada Nereidas. El glaciar Molinos está localizado al suroeste del cráter Arenas y posee características que lo convierten en glaciar piloto, por ser un sitio ideal para la realización de investigaciones de tipo climatológico y glaciológico debido a varios factores, tales como su fácil acceso desde el sitio hasta donde llega la carretera (El Refugio); el glaciar no tiene pendientes muy fuertes, por lo que haciendo fácil su recorrido; sus hielos dan origen al río Molinos, que recoge la mayoría de las aguas producto del deshielo y su caudal es susceptible de medirse con facilidad. Desde el punto de vista hidrológico, la parte alta del glaciar Molinos (5268 msnm) es el punto más elevado de la cuenca del río Chinchiná, subcuenca del río Claro, que tiene como afluentes a los ríos Molinos y Nereidas.

Como se mencionó anteriormente, la red actual consiste en cinco estaciones de monitoreo, tres de ellas hidrometeorológicas y dos meteorológicas. Las hidrometeorológicas están ubicadas en la parte alta de la quebrada Nereidas (figura 1), en el río Molinos (figura 2) y la tercera en la parte alta del río Claro (figura 3), estaciones que registran caudal, temperatura ambiente y precipitación. Las estaciones meteorológicas están localizadas en el glaciar Molinos del Nevado del Ruiz (figura 4) y en el glaciar del Nevado Santa Isabel (figura 5), registrando radiación solar, precipitación, temperatura ambiente, velocidad y dirección del viento y humedad relativa.



Figura 1. Estación hidrometeorológica Nereidas (Nevado del Ruiz). Tomado de UNAL-UC, 2004.



Figura 2. Estación hidrometeorológica Molinos (Nevado del Ruiz). Tomado de UNAL-UC, 2004.



Figura 3. Estación hidrometeorológica río Claro (Nevado Santa Isabel). Tomado de UNAL-UC, 2004.



Figura 4. Estación meteorológica Kumanday (glaciar Molinos, Nevado del Ruiz). Tomado de UNAL-UC, 2004.



Figura 5. Estación meteorológica Santa Isabel (Nevado Santa Isabel). Tomado de UNAL-UC, 2004.

La información recopilada se actualiza en un período de tiempo de quince minutos, lo que corresponde a 96 lecturas de cada una de las variables anteriores durante un día, intervalo suficiente para lograr una cobertura temporal satisfactoria de la serie de datos. El punto de recepción de datos se encuentra en las instalaciones de la Corporación Autónoma Regional de Caldas (Corpocaldas) (figura 9), lo que permite registrar y procesar los datos en tiempo real por medio de un receptor, un PC y el *software* de adquisición de datos, para posteriormente evaluarlos, ya sea mediante algún *software* o por personal especializado, capaz de interpretar los datos meteorológicos. Se dice que opera en tiempo real porque puede consultarse desde la estación receptora el estado de la estación de monitoreo que se desee.

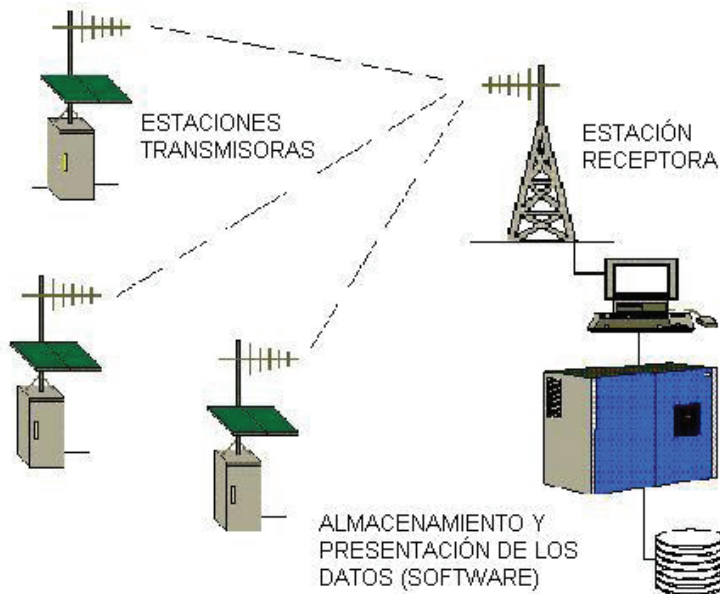


Figura 6. Esquema de funcionamiento de la red de estaciones del Parque Nacional Natural Los Nevados. Tomado de A & V Ingeniería, 2003.

Resultados preliminares

Durante la ejecución de los proyectos que se han encargado del montaje y mantenimiento de las estaciones hidrometeorológicas instaladas en el Parque Nacional Natural Los Nevados, se han presentado muchos inconvenientes a la hora de procurar el funcionamiento continuo de las estaciones. Lo anterior

ha llevado a la suspensión de la emisión de datos durante algunos períodos. El primer período de información continua va desde 1999 hasta el 2000. A partir de ahí, se han obtenido algunos períodos de registro continuo durante el 2002, 2003 hasta el 2005. A principios de enero de 2006, las estaciones se encontraban prácticamente fuera de servicio, y esta situación continúa hasta ahora. Con los datos recopilados se han realizado algunos análisis que han permitido caracterizar el ciclo diario en el área de estudio, llegando a conclusiones interesantes como las reportadas por Bermúdez & Londoño (2002) sobre la variación brusca de la temperatura ambiente entre las 6:00 y las 8:00 h, con ascensos aproximados de 6 °C en la estación Nereidas y en Molinos.

Actualmente, se encuentra en fase de ejecución un proyecto que tiene como objetivo realizar el mantenimiento curativo y preventivo de la red de estaciones hidrometeorológicas (Convenio 113, 2007). Lo esperado al final del proyecto es que las estaciones vuelvan a funcionar correctamente y transmitan la información relevante para poder analizarla en el contexto de fenómenos climáticos como el Enso, y evaluar la oferta hídrica de los glaciares de los nevados del Ruiz y Santa Isabel. Mucho es el esfuerzo que se ha invertido y se tendrá que invertir en el futuro para lograr el mantenimiento de la red de estaciones del Parque Nacional Natural Los Nevados. La corrosión debido a los gases azufrados es el principal factor de desgaste de los elementos que conforman las estaciones (figuras 7 y 8), tanto de soporte como de elementos que aportan protección a los sensores y equipos, como en los conectores de los sensores, que producen datos erróneos.



Figura 7. Sensor de nivel deteriorado por la corrosión en la estación Molinos (Mejía & Botero, 2008).



Figura 8. Corrosión de los elementos de algunas estaciones en las estructuras de soporte y seguridad para los elementos de medida (Mejía & Botero, 2008).

Aparte de la corrosión, las condiciones ambientales inherentes al glaciar, como la formación de hielo sobre los equipos, hacen que el mantenimiento de los equipos requiera más esfuerzo que en aquellas estaciones en una red urbana o en condiciones climáticas no extremas (figura 9).



Figura 9. Recipiente que contiene el sensor de temperatura, cables y soportes cubiertos totalmente por hielo. Estación Kumanday (Mejía & Botero, 2008).

Conclusiones

La red instalada durante los proyectos relacionados con el monitoreo del glaciar en el Parque Nacional Natural Los Nevados, en los cuales la Universidad Nacional de Colombia ha desempeñado un papel fundamental, constituye un esfuerzo piloto por monitorear la dinámica climática de ecosistemas glaciares y de páramo en grandes altitudes, de lo cual no hay antecedentes en el país.

El agresivo ambiente de la zona (gases azufrados, fuertes vientos, bajas temperaturas, arrastre de sedimentos en los ríos, cambios en la dinámica de éstos) ha conllevado una difícil operación y mantenimiento de la red, y ha afectado la vida útil de los aparatos de medición y teletransmisión, así como la infraestructura de las estaciones.

Se ha aprendido en forma empírica respecto a los elementos que resisten o no en estas condiciones tan adversas y respecto al comportamiento en particular de los sitios donde están instaladas las estaciones. Se tiene plena conciencia de que el esfuerzo realizado ha sido muy grande, y que se debe recuperar y mantener en funcionamiento esta red de estaciones. El valor de la información hidrometeorológica es proporcional a la longitud y continuidad de las series históricas, pues en cuanto mayor sea ésta, más confiabilidad adquieren los datos. Por este motivo, es indispensable crear los mecanismos que garanticen el funcionamiento continuo de las estaciones, generando archivos de información confiable que aumenten cada vez más el tamaño de las series. ■

Referencias bibliográficas

- A & V Ingeniería (2003). Red de estaciones meteorológicas e hidrométricas en el Nevado del Ruiz, manual del usuario. Presentado a la Universidad Nacional de Colombia, sede Manizales.
- Bermúdez, D. M. & Londoño, P. (2002). Evaluación y parámetros de optimización de la red de estaciones hidrometeorológicas del Parque Nacional Natural Los Nevados. Tesis de grado. Universidad Nacional de Colombia.
- Convenio 113 (2007). Evaluación de la oferta ambiental, especialmente la hídrica, de los glaciares tropicales andinos del Parque Nacional Natural Los Nevados, en el contexto del cambio climático global. Manizales: Universidad Nacional de Colombia, sede Manizales, y Corpocaldas.
- IPCC (2001). *Climate Change 2001. The Scientific Basis*. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. J. T. Houghton, Y. Ding, D. J. Griggs, M. Noguer, P. J. Van der Linden, X. Dai, K. Maskell & C. A. Johnson (eds.). Published for the Intergovernmental Panel on Climate Change.
- Mejía, F. & Londoño, P. (2006). Red de estaciones hidrometeorológicas para evaluar la oferta hídrica de los glaciares del Parque Nacional Los Nevados. Avances de la investigación en ingeniería. Universidad de Medellín. Vicerrectoría de Investigaciones. Centro de Investigación en Ingenierías. J. C. Jaramillo (ed.).
- UNAL-UC (2004). Evaluación de la oferta hídrica en los glaciares tropicales andinos del Parque Nacional Natural Los Nevados, en el marco de los cambios climáticos globales, fase II. Ampliación de la red de estaciones meteorológicas e hidrométricas del parque. Informe final. Manizales: Universidad Nacional de Colombia, GTA en Ingeniería Hidráulica y Ambiental - Universidad de Caldas, Departamento de Ciencias Geológicas.

EVALUACIÓN GEOMÉTRICA DEL CASQUETE GLACIAR DEL VOLCÁN COTOPAXI USANDO FOTOGRAMETRÍA DIGITAL

Bolívar Cáceres¹

Ekkehard Jordan²

Lars Ungerechts²

Bernard Francou³

Arturo Peñafiel⁴

Resumen

La posible ocurrencia de fenómenos laharíticos asociados con una reactivación del volcán Cotopaxi hizo necesario conocer de la manera más precisa el área de su cobertura glaciar, con la finalidad de realizar la modelación numérica de los posibles eventos que ocurrirían en caso de producirse una erupción. Para el efecto, en el 2003 se hizo una restitución fotogramétrica de las imágenes más recientes disponibles en ese momento y que corresponden a un vuelo realizado por el IGM en 1997. En total son dieciocho fotografías en color (3589-3606) que se encuentran distribuidas en dos líneas que cubren la totalidad del volcán; Además, se tienen fotografías para los años 1976, 1963 y 1956. Complementariamente, se presentarán los resultados obtenidos de la actualización con la última fotografía, correspondiente a mayo de 2006.

Abstract

The possible occurrence of laharitic phenomenon associated with a reactivation of the Cotopaxi volcano made necessary to know in the way more exactly

¹ Inamhi, Iñaquito, 700 y Corea, Quito, Ecuador. bolivarc@inamhi.gov.ec.

² Institute of Geography, Heinrich-Heine-Universität Düsseldorf. Universitätsstrasse 140225 Düsseldorf, Germany. ekkehard.Jordan@uni-duesseldorf.de.

³ IRD, Whymper 442 y Coruña, Quito, Ecuador.

⁴ Instituto Geográfico Militar, Quito, Ecuador.

the area of its covering glacier with the purpose of carrying out the numeric modelation of the possible events that would happen in the case of taking place an eruption. For the effect in the year 2003 one carries out a Photogrametric restitution of the available more recent images in that moment and that they correspond to a flight carried out by the IGM in the year of 1997. This flight consists of 18 pictures in color (3589-3606) that is distributed in two lines that cover all area of the volcano. Additionally pictures are had for the years of 1976, 1963 and 1956. Additional of this work present the last actualization for year 2006.

Metodología

Para la realización de esta restitución hubo que medir, en una primera fase, catorce puntos de control sobre el campo, tarea que llevaron a cabo técnicos del Inamhi y del IRD mediante la utilización de un sistema de posicionamiento satelital en modo diferencial (DGPS) durante los meses de marzo y mayo de 2002, y enero y abril de 2003, obteniéndose una precisión centimétrica (Cáceres, 2003).

En una segunda fase, las fotos seleccionadas se trataron en *software* para la realización de la fotogrametría digital, la cual permite tener mayores posibilidades de interpretación comparada con los métodos tradicionales, sean éstos analíticos o semianalíticos. Para introducir las imágenes en el *software* fotogramétrico, éstas deben escanearse previamente; en el caso de las fotos de 1997, se utilizó el escáner fotogramétrico ZI-Imagescann 2001. Como resultado se obtuvieron imágenes con una excelente calidad digital, que presentan una alta precisión geométrica (3 mm de error), un buen contraste y una alta resolución (14 mm). Las imágenes correspondientes a los años restantes se escanearon utilizando un escáner comercial Epson Expression 1640 XL. Las imágenes así tratadas presentan una baja resolución geométrica (21 mm), tienen una definición menor y un error geométrico alto (aproximadamente 30 mm); sin embargo, son una buena base para el proceso siguiente (Cáceres, 2003).

En una tercera fase, las fotografías se trataron utilizando el *software* Lisa-foto 4.0 con sus respectivos módulos (Wilfried Linder). Para ello, se debió definir el tipo de cámara que había que utilizar, en el caso de la fotografía del

año 1997, el protocolo estaba disponible, no así para las fotografías restantes, en las que se debió hacer una calibración aproximada de los valores, para lo cual se usó la distancia focal que sí es conocida y midiendo la distancia entre las marcas fiduciales en el *software* Lisa-foto (Cáceres, 2003). Este proceso resultó exitoso y terminó con la orientación interna de las fotografías, resultado que puede considerarse bueno (1997: 5 mm; 1976,1963 y 1956: 20 mm).

En una cuarta fase, los puntos medidos sobre el campo se ubican y miden sobre las fotografías, así como puntos adicionales comunes en un número de 24 en cada par estereoscópico de fotos; para ello se utilizó el programa Imatie (Michael Braitmeier, Universidad Heinrich Heine, Dusseldorf, Alemania). En todos los casos, los puntos de conexión se transfirieron en al menos dos pares adicionales de fotos.

Las primeras fotos en ser conectadas con esta metodología fueron las correspondientes a 1997, debido a la calidad de la imagen; posteriormente se conectaron las fotografías para los años restantes. Como resultado de este procedimiento de conexión se obtiene para cada año un bloque fotogramétrico multitemporal (Cáceres, 2003).

La ventaja de esta metodología es que los puntos de control tienen que medirse en un vuelo únicamente. Debido a la resolución de la imagen tan sólo se pueden ubicar objetos con un tamaño superior a los 60 centímetros; con todo, a veces fue imposible determinar la localización exacta de un punto con una precisión de un píxel, a causa de las características del terreno y de la ausencia de infraestructura. Como influencia de estos detalles, la precisión de las medidas se ubica en el orden de cinco metros en horizontal y un metro en vertical, la cual es suficiente para los objetivos del proyecto.

Posterior a estas mediciones se calculó un bloque de ajuste (aerotriangulación). Para ello se utilizaron los programas Bluh (Carsten Jacobsen, IPI de Hannover, Alemania) y Bingo 4.0 (Erwin Krug), usados en la Universidad Heinrich Heine de Dusseldorf, Alemania. La información aquí generada permitió medir los objetos con sus coordenadas reales. El bloque de ajuste así producido permite realizar mediciones con una precisión típica de tres metros en vertical y cinco metros en horizontal, pero hay que tomar en cuenta que la precisión será mayor en el bloque para el año 1997 que en el resto de bloques calculados, como resultado de la calidad de las fotografías empleadas (Jordan et ál., 2005).

La quinta etapa del estudio consistió en medir de manera tridimensional las coordenadas sobre la imagen ajustada. En total, se midieron alrededor de 500.000 puntos con la valiosa colaboración de Arturo Peñafiel (IGM) sobre la fotografía correspondiente al año de 1997 con una precisión de medio metro, con la finalidad de hacer una descripción completa de la superficie del glaciar y sus zonas más cercanas. Antes de esto se intentó aplicar métodos de estereocorrelación automática con la finalidad de analizar la superficie del glaciar sin la necesidad de que intervenga un operador, pero éstos arrojaron resultados muy pobres con una baja precisión, la cual no es adecuada para el proyecto, debido a una falla en los algoritmos del programa a causa del pobre contraste que se tiene sobre la superficie del glaciar en las fotografías empleadas (Jordan et ál., 2005). Para el modelo del año 2006 se midieron solamente 100.000 puntos.

Sobre la base de estas mediciones se generó un modelo digital de terreno con curvas de nivel cada cinco metros, utilizando una interpolación-TIN. De este trabajo se derivó una ortofoto en color para el año de 1997, sobre la cual se midieron los valores representativos de altura para cada una de las lenguas glaciares y los límites de su contorno, lo cual permitió realizar el estudio y análisis de sus características principales (áreas, longitudes, etc.) (Cáceres, 2003).

Los resultados obtenidos se presentan en las tablas 1 y 2, las figuras 1 y 2 y la fotografía 1. Se puede observar que al tomar como punto de partida el trabajo realizado por Jordan (1983) con fotografías del año 1976 y comparándolo con el trabajo de Cáceres (2003), se tiene un porcentaje de reducción del área con un valor promedio del 31% para cada una de las lenguas glaciares, y un porcentaje de pérdida de longitud como promedio del 18% para cada una de las lenguas glaciares. Para el período 1997-2006 la pérdida de la cobertura glaciar es de 14,1%.

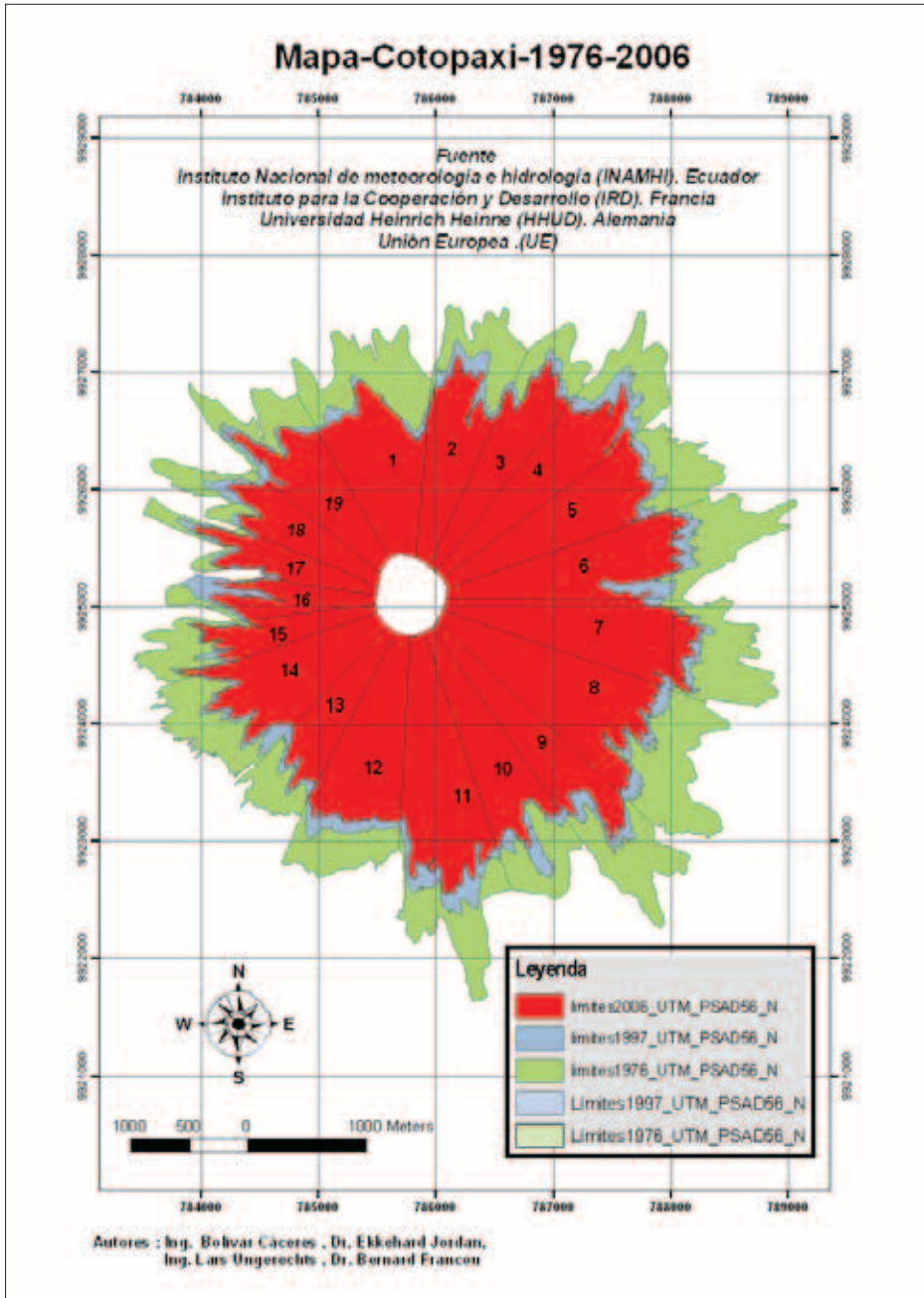


Figura 1. Modelo digital de terreno con los contornos para los glaciares del Cotopaxi. Período 1976-2007. E. Jordan et ál., 2005 & Cáceres, 2008.

Tabla 1. Valores de áreas medidas sobre cada una de las lenguas.

Nombre	Área (1976) m ²	Área (1997) m ²	% Reducción de área (1976–1997)	Área (2006) m ²	% Reducción de área (1976–1997)
Glaciar Sindipampa	1.437.000	865.288,0	39,8	708.808,1	18,1
Glaciar Carero Machay	975.100	770.736,7	21,0	697.312,8	9,5
Glaciar Potrerillos	982.800	772.697,4	21,4	697.612,5	9,7
Glaciar Pucahuaycu Norte	1.203.800	889.489,8	26,1	783.924,2	11,9
Glaciar Mudadero	1.170.900	725.944,4	38,0	600.550,1	17,3
Glaciar Cajas	1.362.500	934.392,4	31,4	800.941,0	14,3
Glaciar Tamboyacu	1.535.300	1.260.519,4	17,9	1.157.973,1	8,1
Glaciar Manantial	2.009.100	981.946,5	51,1	753.755,3	23,2
Glaciar Tambo	1.165.200	893.101,4	23,4	798.302,4	10,6
Glaciar Churumihurco	1.348.900	994.822,7	26,2	876.125,3	11,9
Glaciar Simarones	1.585.600	1.268.440,9	20,0	1.153.113,9	9,1
Glaciar El Picacho	1.403.500	1.067.240,8	24,0	951.015,2	10,9
Glaciar Saquimala	768.800	353.646,2	54,0	266.841,7	24,5
Glaciar San Lorenzo	1.192.300	740.290,9	37,9	612.723,1	17,2
Glaciar Capuli-Huaicu	776.100	435.090,9	43,9	348.193,0	20,0
Glaciar Pucahuaycu Oeste	298.300	195.418,4	34,5	164.782,8	15,7
Glaciar Chanchunga Sur	382.600	320.682,1	16,2	297.092,4	7,4
Glaciar Chanchunga Norte	712.300	427.634,5	40,0	349.952,3	18,2
Glaciar Yanasacha	957.400	735.124,3	23,2	657.546,7	10,6
Sumatoria	21.267.500	14.632.507,1	—	12.676.565,9	—
Promedio	—	—	31,0	—	14,1

Tabla 2. Valores de área del casquete glaciar del Cotopaxi.

Año	Área (m ²)	Volumen (m ³)	Área (km ²)	Volumen (km ³)
1976	21.267.500	1.063.375.000	21,3	1,06
1997*	14.632.507	731.625.357	14,6	0,73
2006**	12.676.566	633.828.295	12,7	0,63

* Jordan, 1983 & Cáceres, 2003.

** Se considera un espesor promedio de 50 metros.

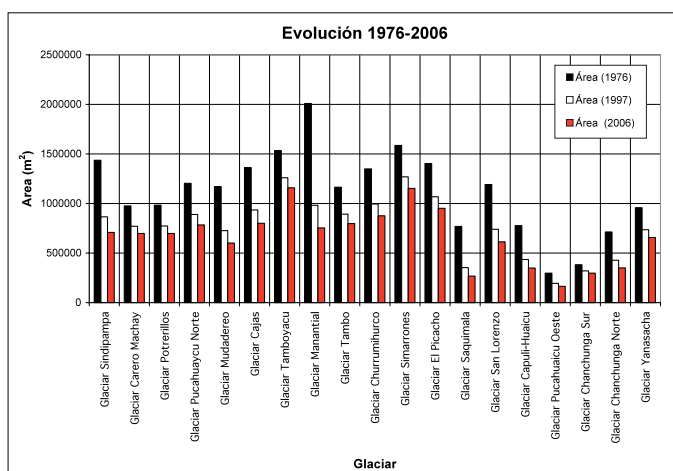
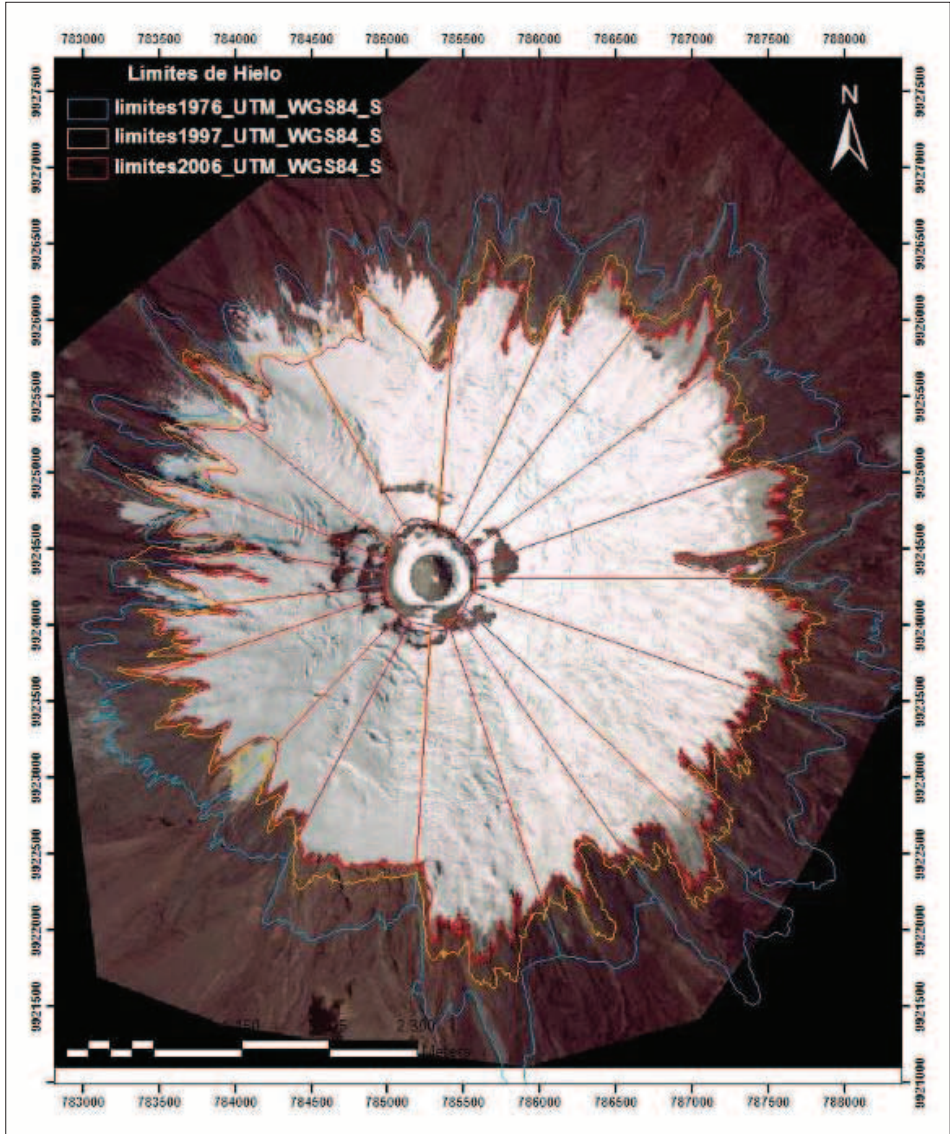


Figura 2. Comparación de las áreas de cada una de las lenguas glaciares del volcán Cotopaxi entre 1976 y 2006.



Fotografía 1. Ortografía del volcán Cotopaxi para el 2006. Cáceres et ál., 2008.

Discusión

Con las mediciones que se realizaron sobre la ortofotografía generada para 1997 y comparándolas con la ortofotografía del trabajo de E. Jordan, del año

1983, se pudo hacer un cálculo preliminar sobre los volúmenes del casquete glaciar del Cotopaxi, para lo cual se consideró un espesor medio de cincuenta metros; este espesor se escogió tomando en cuenta el trabajo previo y las observaciones realizadas en el campo con la finalidad de hacer comparaciones (Cáceres, 2003).

Complementariamente, se realizó una proyección del volumen del casquete glaciar para el 2006, teniendo en cuenta los estudios efectuados sobre los glaciares del Antisana y Carihuayrazo (Cáceres et ál., 2002; Francou et ál., 2000), los cuales se encuentran sobre la misma cordillera Oriental (Hastenrath, 1981), lo que permite *inferir* que su comportamiento es semejante, obteniéndose un valor de 0,63 km³; para ello se consideraron una reducción del 14,1% desde 1997 hasta el 2006 y un espesor medio de 50 metros, establecido por observaciones y mediciones directas (Cáceres, 2003).

Con la finalidad de conocer las pérdidas sobre el glaciar entre 1976 y 1997, se procedió a medir dos modelos digitales de alta precisión sobre la parte terminal de las lenguas más largas, ubicadas en dirección norte, sur, este y oeste (Carero Machay, Cimarrones, Cajas y Capulí Huaicu, en su orden); alcanzaron a medir 40.000 puntos manualmente, pero debido a la gran extensión de estas lenguas no se pudo realizar la medición en su totalidad en vista del gran tiempo requerido. Para obtener la pérdida de hielo entre 1976 y 1997 se resta un modelo del otro (Cáceres et ál., 2004).

Se pudo establecer que los espesores perdidos en el cuerpo del glaciar son localmente inconsistentes, lo que podría deberse a la variación de la morfología en el fondo del glaciar, la cual es controlada por el material del lecho rocoso. Los valores de pérdida medidos oscilan entre uno y dos metros en estructuras superficiales, hasta superiores a setenta metros que pueden corresponder a valles; esto indica que la masa de hielo no puede considerarse homogénea, por lo que no se puede predecir su pérdida de manera precisa sobre la base del conocimiento de la superficie parcial del glaciar (modelos digitales). Considerando esto, es imposible hacer una predicción completa de las pérdidas de hielo sin haber realizado las mediciones sobre la superficie total del casquete y no sólo sobre la parte terminal de las cuatro lenguas mencionadas anteriormente (Jordan et ál., 2005).

Para evaluar el comportamiento del glaciar a una escala temporal más larga, se utilizaron las imágenes de los años 1963 y 1956 con el propósito

de obtener los contornos de las lenguas; No obstante, se afrontaron muchos inconvenientes para interpretarlas, por la combinación de la superficie de la nieve sucia con la superficie de la nieve fresca, por la mala calidad del material fotográfico y por los problemas de escala. La restitución estereoscópica multitemporal sólo permitió hacer reconstrucciones locales de los límites del glaciar. Los resultados obtenidos se muestran en las figuras 3, 4, 5, 6, y 7.

Se pudo determinar un porcentaje promedio de pérdida del 31% de los volúmenes para el período 1976-1997 (Cáceres, 2003), aunque cabe señalar que este valor es únicamente *referencial* y deberá comprobarse en un futuro mediante la realización de mediciones reales de la variación del espesor –de ser posible sobre cada una de las lenguas– y por medio de la utilización de mediciones radar como las hechas en febrero de 2004; este valor se puede tomar como punto de partida para compararlo con las mediciones reales.

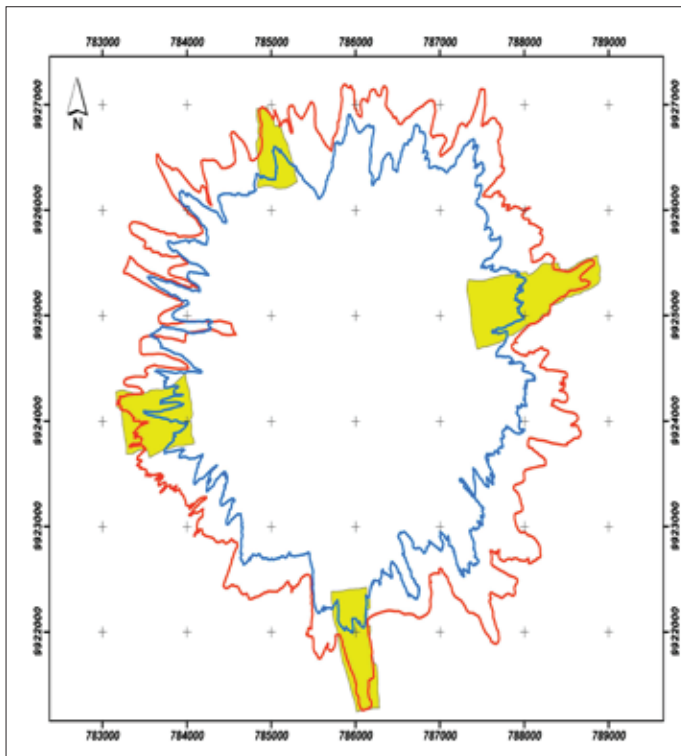


Figura 3. Comparación de los espesores de hielo para la parte terminal de cuatro lenguas glaciares del volcán Cotopaxi, entre 1976 y 1997. E. Jordan et ál., 2005.

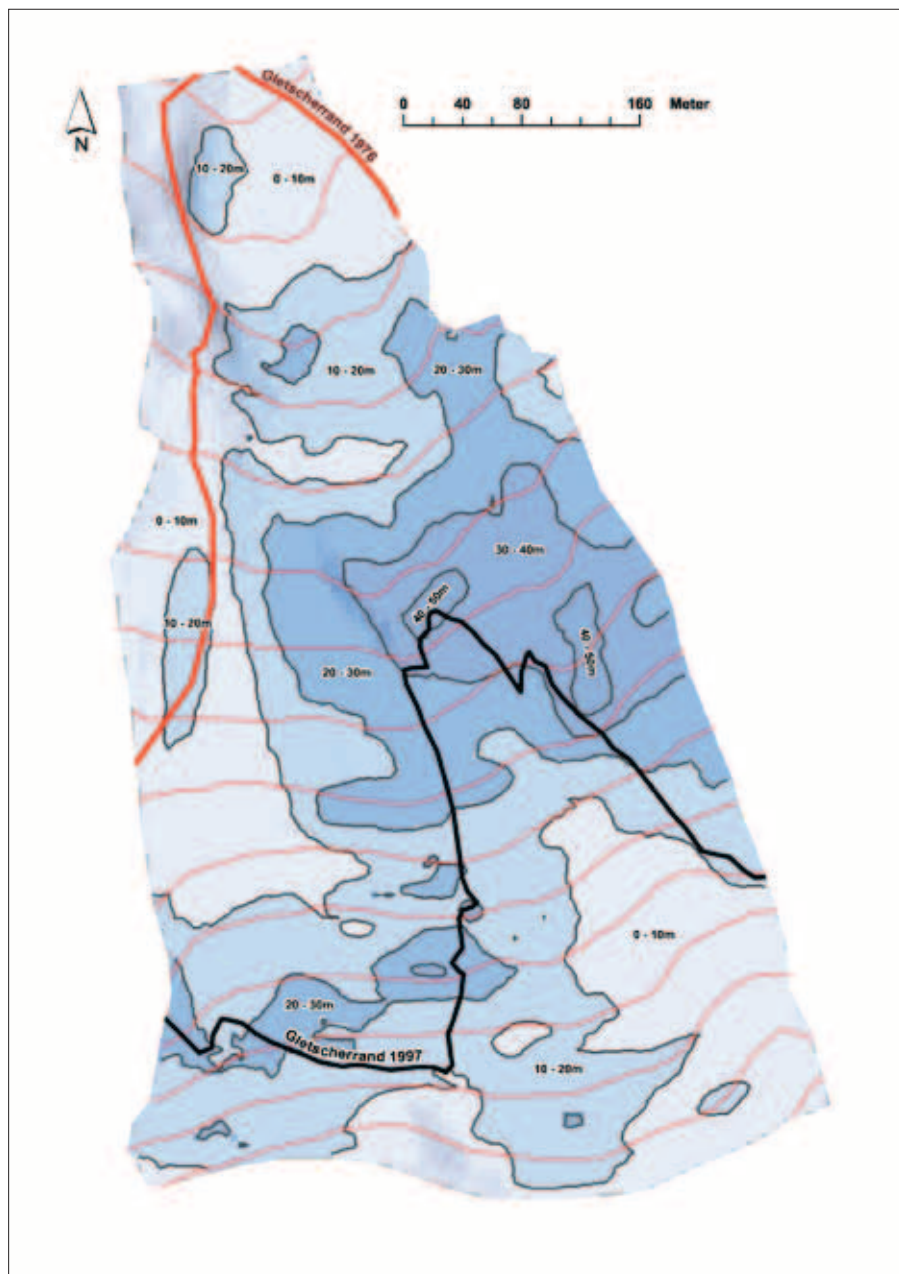


Figura 4. Comparación de los espesores de hielo para el glaciar Carero Machay (flanco norte) entre 1976 y 1997. E. Jordan et ál., 2005.

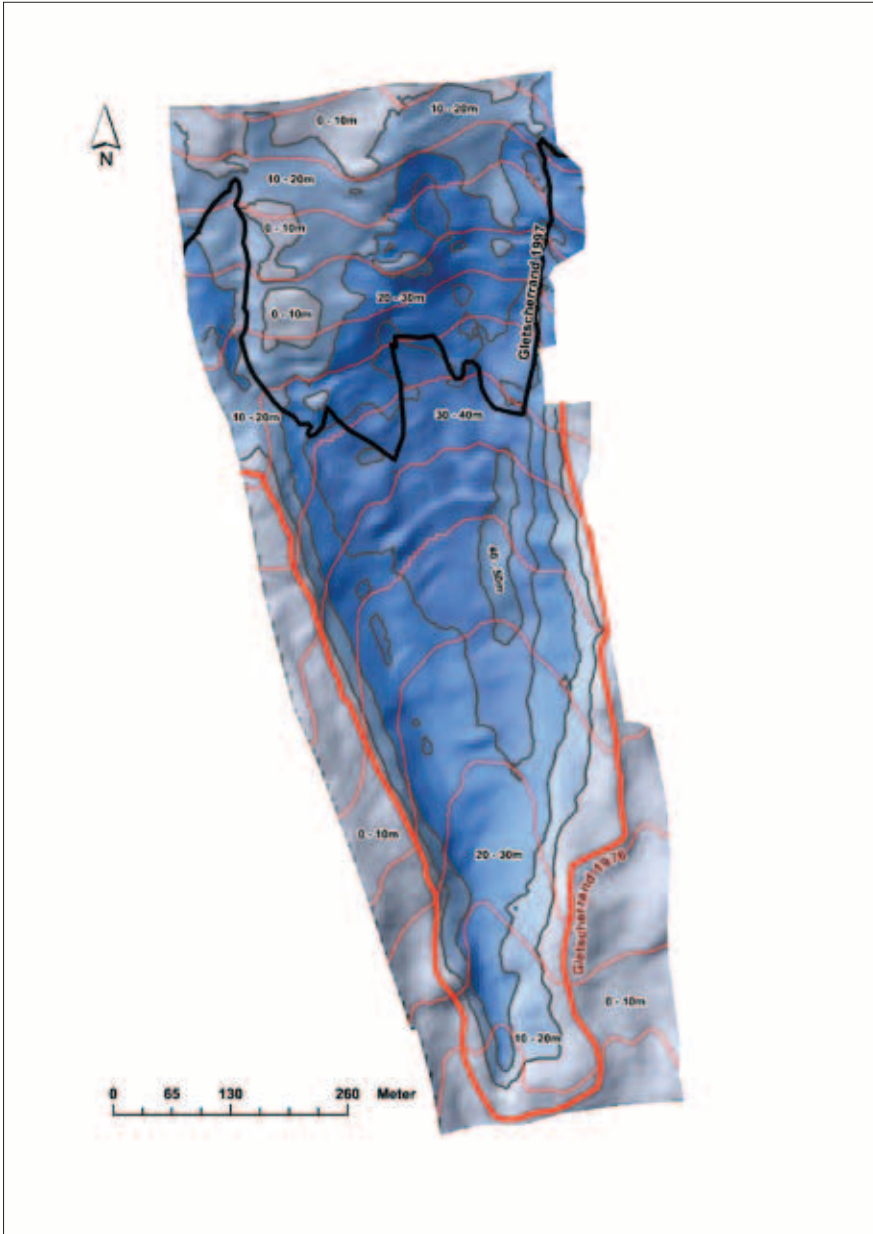


Figura 5. Comparación de los espesores de hielo para el glaciar Cimarrones (flanco sur) entre 1976 y 1997. E. Jordan et ál., 2005.

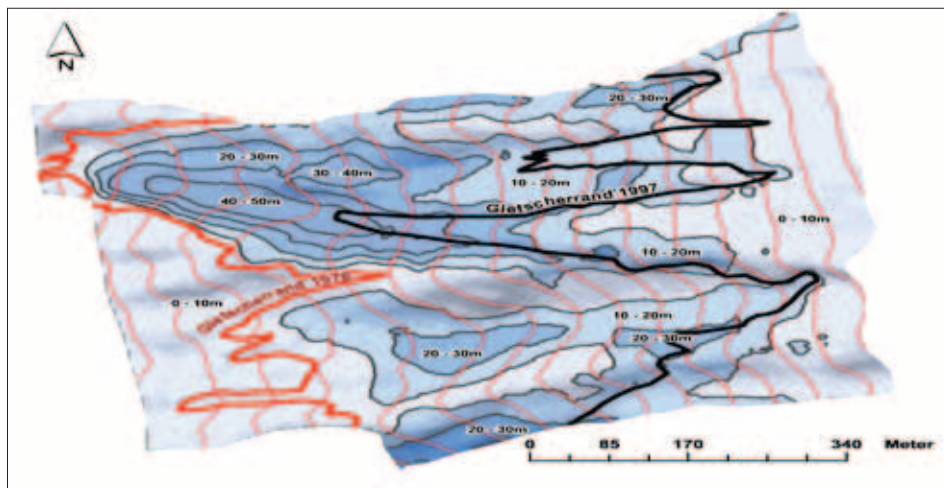


Figura 6. Comparación de los espesores de hielo para el glaciar Capulí Huaicu (flanco oeste) entre 1976 y 1997. E. Jordan et ál., 2005.

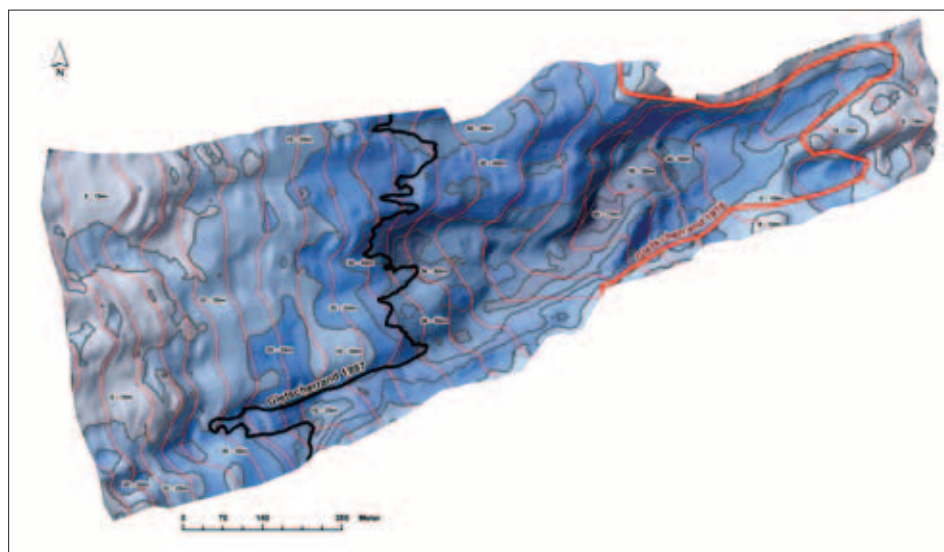


Figura 7. Comparación de los espesores de hielo para el glaciar Cajas (flanco este) entre 1976 y 1997. E. Jordan et ál., 2005.

Agradecimientos

A Patricia Mothes, del Instituto Geofísico de la Escuela Politécnica Nacional (IGEPN), por la colaboración prestada para la ubicación y medición de los puntos (DGPS) en el terreno.

A Arturo Peñafiel, del Instituto Geográfico Militar (IGM), por su valiosa colaboración en la medición manual de los puntos sobre la superficie glaciar (500.000 puntos).

A Luis Maisincho, por su colaboración para hacer las mediciones en el terreno.

Al Instituto Geográfico Militar del Ecuador (IGM), por proporcionar las fotografías aéreas en color para la realización del presente trabajo. ■

Referencias bibliográficas

- Cáceres, B., Jordan, E., Ungerechts, L., Francou, B., Peñafiel, A., Hastenrath, S. (2008, abril). Actualización del inventario para los glaciares del Ecuador. Resultados preliminares. X Congreso Ecuatoriano de Geología. *Memorias*.
- Cáceres, B. (2008). Upgrade of the inventory for the glaciers of Ecuador. WGMS Fog 9 2000-2005, WGMS-Unesco-PHI. En prensa.
- Cáceres, B. (2005). Evaluación reciente del área del casquete glaciar del volcán Cotopaxi, mediante la utilización de Fotogrametría digital. *Memorias*. Quito: XII Congreso Latinoamericano de Geología.
- Cáceres, B., Ramírez, J., Francou, B., Eisen, J., Taupin, J., Jordán, E., Ungerechts, L., Maisincho, L., Barba, D., Cadier, E., Bucher, R., Peñafiel, A., Samaniego, P., Mothes, P. (2004). Determinación de volúmenes del casquete de hielo del volcán Cotopaxi. Informe. Inamhi-Ird-Igepn-INGEOMINAS.
- Cáceres, B. (2003). Evolución de los glaciares del Cotopaxi. Informe. Inamhi-Universidad de Dusseldorf.
- Cáceres, B., Maisincho, L., Taupin, J. D. T., Favier, V., Tachker, P., Chazarin, J. P., Francou, B., Cadier, E. & Cruz, F. (2002). El glaciar 15 del Antisana (Ecuador). Balance de masa, topografía, meteorología, hidrología y balance de energía. Informe. Ird-Inamhi-Emaapq.
- Francou, B., Cáceres, B., Ramírez, E. & Mendoza, J. (2000). Glacier evolution in the tropical Andes during the last decades of the 20th century: Chacaltaya, Bolivia and Antizana, Ecuador. *Ambio*, XXIX, 7, 416-422.
- Hastenrath, S. (1981). The glaciation of Ecuadorian Andes. Rotterdam: A. A. Balkema.

Jordan, E. (1983). Die Vergletscherung Des Cotopaxi-Ecuador. *Zeitschrift Für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, 9(1), 73-102. Innsbruck: Universitätsverlag Wagner.

Jordan, E., Ungerechts, L., Cáceres, B., Francou, B., Peñafiel, A., Francou, B. (2005, December). Estimation by photogrammetry of the glacier recession on the Cotopaxi Volcano (Ecuador) between 1956 and 1997. *Hydrological Sciences Journal*, 50(6), 949-961.

ORTOFOTOMAPA DEL CHIMBORAZO Y SU VALOR COMO DIAGNÓSTICO PARA CAMBIOS CLIMÁTICOS EN RELACIÓN CON OTROS GLACIARES TROPICALES

Ekkehard Jordan¹

Javier González¹

Katty Castillo¹

José Torres¹

Lars Ungerechts¹

Fabio Vélez¹

Diana Blanco²

Marco Cruz³

En Colaboración con

Arturo Peñafiel, Bolívar Cáceres
(Inamhi) y Bernard Francou (IRD)⁴

Resumen

En este artículo se presenta un resumen sobre la historia de cómo se gestó el primer ortofotomapa del Chimborazo (Ecuador) con fines glaciológicos, con una sinopsis del cambio de la metodología fotogramétrica ocurrida en ese período. Usando la ortofoto y la restitución de un sobrevuelo posterior, se calculó la diferencia de los modelos digitales del terreno (MDT). Se hicieron comparaciones de las pérdidas de superficies y masas glaciares con las del Nevado Santa Isabel (Colombia) y el Cotopaxi (Ecuador), resultando diferencias inconsistentes. Se discuten las preguntas pertinentes al cambio climático. Finalmente, se analiza la influencia coyuntural, en el balance glaciar, de la lluvia de tefras provenientes de la reactivación del volcán Tungurahua en 1999, que desde entonces se depositan sobre la cúpula de hielo del Chimborazo, y se dan algunos puntos de vista sobre los posibles efectos que esto pueda tener.

¹ Geographie, Heinrich-Heine-Universität, Düsseldorf (HHUD), Alemania (Universität Straße 1, Gebäude 25.12.01), dr.ejo@t-online.de, jfpatino2003@yahoo.com, kattycastillo@gmx.net, jltorres@unal.edu.co, larsungerechts@gmx.de, fabiovel@udea.edu.co.

² Dale digital, Quito, Ecuador, dianablanca@gmx.net.

³ Expediciones Andinas, Ecuador, marcocruz@andinanet.net.

⁴ Directores y funcionarios del IGM de Quito, Ecuador.

Abstract

This paper gives an overview about the history of the Chimborazo's orthophotomap origin and its glacier objectives, with a resume of the changes of the photogrammetric methodology in the same period. The restitution of a posterior set of aerial photos allowed to establish differences between DTMs. The so obtained budget loss of the glacier surfaces and masses were compared with those from Nevado de Santa Isabel (Colombia) and Cotopaxi (Ecuador) resulting in incoherent differences; questions in relation to the climate change were discussed. Finally, the special situation of the influence of the ash rain from the Tungurahua volcano reactivated since 1999, on the glacier balance of the Chimborazo is presented and a view of the possible effects is given.

Introducción

Como producto del VII Congreso de Glaciólogos de América Latina, realizado en Manizales (Colombia), en agosto de 2008, se presentó por primera vez un borrador evaluable desde el punto de vista glaciológico del ortofotomapa del Nevado Chimborazo (figura 1). En él se plasma el producto de quince años de incesante esfuerzo de un proyecto que se retrasó más de lo esperado, sobre un destacado escenario que ya desde Humboldt (1802-1836), Whymper (1856, 1882) y Meyer (1909), por medio de brillantes y excepcionales facetas, se había descrito como “pletórico de aventuras”. Desde entonces hasta nuestro tiempo, sólo han cambiado las relaciones de estas circunstancias. Lo de destacado es tal vez porque apenas hasta ahora, “la máxima altura” de la Tierra (si se analiza el geode terrestre en relación con la distancia desde el punto medio de la Tierra), y a lo largo de los tempranos inicios investigativos humboldtianos que hicieron famosa a esta montaña, tan conocida desde el punto de vista científico, no existía ninguna cartografía en la que se clasificaran todos los glaciares con sus nombres (la asignación de nombres a los glaciares incluida en la publicación en CD de Jordan, 2003 et ál., sobre una imagen Landsat del Chimborazo, tiene errores en el sector oriental, corregidos e incluidos en el presente artículo, sobre una imagen Landsat más reciente [figura 2]), al igual que sus regímenes correctos de deshielo hacia el Atlántico y hacia el Pacífico, y con ello, las bases de los fenómenos erosivos a que da lugar en forma diferenciada.



Figura 1. Impresión de prueba de parte del ortofotomapa del Chimborazo con base en las fotografías aéreas en color, de 1997. La imagen corresponde al sector suroccidental del macizo montañoso con las dos cabañas, Refugio Carrel y Whymper. La región del pico más alto, cumbre Whymper, alcanza una altura en el modelo de 6267 metros (y no 6310 metros como se ha conocido, tal vez por una divergencia en el elipsoide utilizado). Se distinguen las múltiples lenguas glaciares de diferente tipo, que se presentan con sus nombres y alturas. Entre ellas se encuentra el Glaciar de los Escombros, el cual tiene una forma particular de un glaciar de rocas y es alimentado por avalanchas de nieve y hielo que caen desde la cima de las Murallas Rojas del Sur. El fragmento de ortofotomapa muestra el sector de Whymper, que es también la ruta principal de los andinistas para su ascenso a la cumbre.

El retraso de esta labor se debió a la complicada coordinación interinstitucional. Así, se trabajó el Chimborazo en el marco de un proyecto de transferencia técnica y de conocimiento, sobre saberes específicos de la glaciología y fotogrametría, de Europa hacia el Ecuador, el cual se encargó a la única institución del país legalmente constituida por la ley para hacer los sobrevuelos, esto es, al Instituto Geográfico Militar (IGM), cuya labor en el tema de las investigaciones glaciológicas debían complementarla interactivamente varias universidades del país.

ciarias, lo cual puede llegar hasta consecuencias jurídicas para los aportantes. Con el fin de evitar estas dificultades, se prescindió del apoyo por parte de entidades de financiamiento científico.

Por esta razón se destaca el apoyo por etapas, en las diferentes actividades, de las siguientes instituciones y personas (las cuales no comparten la autoría del artículo), a las cuales se les dan los respectivos agradecimientos: AGFA-Gevaert por las contribuciones de las películas en color y encargarse del revelado; a los directores y funcionarios del IGM que posibilitaron con los sobrevuelos y facilitaron el acceso a datos de archivos y mapas; a Eckhard Schmidt y sus colegas del DAAD por facilitar sus becarios; a ALBAN por prestar a sus becarios; a Bernard Francou del IRD y a Bolívar Cáceres del INAHMI por la medición de los puntos de control; a Wolfgang Arnold, del Geomedic, por las múltiples labores de comunicación; a quienes suplieron los requerimientos de transporte terrestre, y por último, pero no menos importante, al cuerpo directivo del HHU-Düsseldorf y a los colegas PD doctor Wilfried Linder y doctor Michael Braitmeier por el trabajo de programación, apoyo en la capacitación y sus recomendaciones.

Así comenzaron los trabajos en 1993 en Ecuador. En primera instancia, con la ampliación de un convenio con el IGM, y un poco más tarde con la Escuela Politécnica del Ejército (Espe) y la Escuela Politécnica Nacional (EPN); posteriormente, con el entrenamiento de los pilotos del IGM para la navegación especial en los sobrevuelos sobre glaciares, particularmente en el trópico; el uso por primera vez, también en Ecuador, de rollos de película en color para aerofotografía, seguida luego por la capacitación y formación en métodos analíticos de rectificación fotogramétrica y de triangulación con el Planicom y Bluh, y en los métodos digitales utilizados para el trabajo final de las ortofotos y la obtención de los resultados finales. La película en color incluso tuvo que llevarse en el equipaje de mano a Europa para su revelado, y sólo con gran esfuerzo, vehemencia y ayuda de funcionarios militares, se pudo lograr que la Aduana y las autoridades de seguridad (agentes antidrogas) no abrieran los empaques de las películas aún sin revelar. Todavía no se había experimentado en esa época con la toma de fotos directamente en formato digital o, en su defecto, con el escaneo láser.

Planeamiento del problema y finalidad del trabajo

Para el trópico interior son escasas hasta ahora las buenas representaciones cartográficas (e.g. Finsterwalder y Jordan, 1989), que permitan hacer análisis exactos de las existencias glaciares, su diferenciación exacta en relación con su posición e hipsometría y sus cambios con respecto a los eventos climáticos, y en un ámbito multitemporal, con el supuesto cambio climático. Los métodos fotogramétricos, mientras tanto, han madurado hasta el punto de alcanzar exactitudes submétricas en la confección de mapas y MDT, lo cual hace posible modelar con exactitud las diferencias anuales en los glaciares tropicales.

El Chimborazo muestra en el piso basal una gama contrastada de aspectos climáticos (Kilian, 1987, 1988, p. 43). El objetivo inicial del trabajo era, por tanto, la elaboración de una ortofoto del Chimborazo lo más exacta posible, según el estado del arte, para realizar una diferenciación de niveles altitudinales y superficies del glaciar, de acuerdo con las cuencas hidrográficas, y poder establecer una relación con las diferencias climáticas regionales y, a su vez, cimentar una base para la cuantificación futura de los cambios en el glaciar. Además, debería servir para compararlo con la capa glaciar de un volcán activo, el Cotopaxi. De éste ya se habían hecho investigaciones (Jordan, 1983), que se retomaron a raíz de la catástrofe del Ruiz (1985, Jordan et ál., 1987) mediante sobrevuelos de ambos glaciares en 1997, con el propósito específico de captarlo en película en color. La casualidad quiso que, después de terminar los trabajos básicos de restitución, se encontraran dentro del material no registrado en los archivos del IGM algunas fotos en color del macizo Chimborazo, tomadas en el año 2005, correspondientes a una prueba de los procesos de revelado del nuevo laboratorio fotográfico en color de esta institución en Quito. La ortofoto de 1997 permite observar los cambios espaciales entre los ventisqueros del Chimborazo, y la nueva serie de fotos (2005), apreciar la diferenciación temporal. Con estas precisiones, a continuación se presentan unos resultados parciales pero significativos, que ofrecen un vistazo importante sobre el fenómeno del derretimiento glaciar.

Antecedentes y localización de la zona de estudio

La investigación histórica de esta montaña de origen volcánico se remonta a principios del siglo XIX, empezando con los primeros intentos de escalada en 1802 y descripciones del sitio que incluían localizaciones geográficas, bosquejos cartográficos y retratos, así como los primeros levantamientos geológicos de Humboldt y Bonpland (Humboldt, reimpresso de 1979). Les siguieron las investigaciones glaciológicas hechas a comienzos del siglo XX por Hans Meyer (1907, Jordan et ál., 2003), que continúan hasta épocas actuales (e.g. Kilian, 1988 & Heine y Heine, 1996), más la intensificación de las investigaciones geológicas (Sauer, 1965 & Kilian, 1987), la publicación de tratados ecológicos, así como un compendio de tomos ilustrados (García & Francou, 2002), reportes de escaladores y folletos de guías turísticas (Cruz, 1983), y bosquejos y mapas de sobrevista del área (IGM, s.f.). En un principio, todo esto estaba sólo a cargo de investigadores y visitantes europeos, y ha ido pasando en las últimas décadas cada vez más a manos de científicos e instituciones nacionales, partiendo de la traducción de obras de valor histórico al castellano (e.g. Whympfer, 2001).

El Chimborazo le debe este interés a su ubicación en el centro del Ecuador, lo que la convierte en la cota más elevada cercana a la línea ecuatorial, por encima de los 6000 msnm, y a su aparición majestuosa como volcán con apreciables campos visibles cubiertos de hielo y nieve, que sobresalen entre los diversos conos volcánicos inactivos de las tierras altas (La Sierra).

Si bien el Chimborazo pertenece geológicamente a la cordillera Oriental, las aguas de su deshielo surten a complicados sistemas hídricos de las vertientes Atlántica y Pacífica. El macizo goza climatológicamente de la alimentación de sistemas nubosos provenientes del cinturón de convergencia tropical amazónico, así como de sistemas de vientos ecuatoriales del Occidente, los cuales crean en sus cambios periódicos anuales una diferenciación climática con discontinuidades comunes, generando así una división climática con fenómenos de barlovento y sotavento. Como consecuencia, se presentan extremos de lluvias en el piso altitudinal del páramo, que dan lugar, de acuerdo con la exposición, a semidesiertos de puna de alta montaña en la vertiente occidental, y a páramos húmedos, en la oriental, configuración climática que podría llegar incluso hasta el piso glaciar. Este panorama parte de la visión de

un ecólogo experto, debido a la falta de estaciones climáticas representativas en las diferentes ecotopo-regiones, incluido el glaciar.

De la misma manera, mediante estimaciones, se pueden hacer valoraciones de todos los aspectos climáticos. La ortofoto en color sirve de apoyo, ya que es posible reconocer la cobertura vegetal en combinación con la geología y el relieve. Otro elemento de base para estas deducciones es la figura 2, en la cual, además de las cotas, se muestran las formas naturales a través de sombreados.

Metodología

El proceso metodológico combinó tanto las formas de trabajo que involucra el estado del arte de la fotogrametría digital moderna junto con las aún muy utilizadas fotografías aéreas analógicas.

1. Por parte del IGM en Quito, se obtuvieron en 1997 fotografías aéreas con una cámara RC 30 Wild/Leica 15/4 UAG-S NO 13265 con gran angular, con distancia focal de 152,92 mm y técnica FMC, película diapositiva, emulsión 830650 AGFA-Gevaert Aviphot 200 en color. Se utilizó un traslape estándar de 60 y 30%; el vuelo fue a una altura tal que correspondió a una escala media de 1:30.000. El rollo se reveló en los laboratorios de AGFA-Gevaert en Rotterdam.

La segunda serie de fotografías se captó en el 2005 con la misma cámara y usando una película negativa en color Kodak. Se voló sólo una faja con un recubrimiento longitudinal del 90% y a una escala no determinada (1:40-50.000). El revelado lo hizo el IGM en Quito.

2. Seguidamente se realizó un proceso de escaneo con el equipo ZI SCAI, propiedad del IGM en Quito. Para las fotos RGB de 1997 se usó una resolución de 14 μ con 12 bits por color (36 bits en total). Para las fotos de 2005 se operó con igual resolución espacial pero con 8 bits por color (24 bits para los colores RGB). Luego de varios procesamientos, se logró una validación de los datos de todas las imágenes en RGB a 24 bits.

3. Los puntos de control se obtuvieron de un trabajo conjunto por parte de un grupo de glaciólogos tanto del IRD como del Inamhi, con la dirección del doctor Bernard Francou y de Bolívar Cáceres, según determinación de éstos por parte del Instituto de Geografía de la HHUD. Las mediciones del tipo DGPS se hicieron con aparatos Promark 2/Thales, que se pusieron en sitios vistosos del terreno. El cálculo de coordenadas lo realizó Bolívar Cáceres con el programa Ashtech Solutions de Thales. Para obtener las coordenadas cartesianas se utilizó el sistema UTM (17 S), con elipsoide WGS84.

4. La preparación para la aerotriangulación de las imágenes de 1997 se efectuó con el programa Imatie, incorporando los puntos de control, y luego se hizo un proceso de doble conexión manual para obtener un enlace de las imágenes lo más estable posible, densificado después en LPS en forma automática. Seguidamente se abordó de manera manual la tarea de conectar con puntos aquellas zonas de glaciar donde el contraste era muy bajo. La preparación para la aerotriangulación del material del 2005 se hizo con base en los puntos de control extraídos de los modelos estereoscópicos correspondientes a la aerotriangulación de 1997. La aerotriangulación multitemporal se hizo con Bluh y Bingo. Se debe considerar por anticipado que los resultados de la aerotriangulación del bloque del año 2005 con sus ocho imágenes, que arrojaron un valor de sigma 0 de 6,32 (lo que representa menos de medio píxel, de tal manera que la evaluación de la exactitud absoluta se sitúa por debajo de 1 m), supera por mucho, en consecuencia, los resultados obtenidos correspondientes al Santa Isabel. Por eso no es necesario, a propósito del artículo sobre el Santa Isabel (González et ál., en impresión en este mismo número, al principio en el capítulo de los resultados), abrir una discusión al respecto.

5. La búsqueda de una estereocorrelación automática con LPS no arrojó un resultado aceptable, de modo que para ambos vuelos, a través de dos personas (1997 por Arturo Peñafiel y 2005 por Javier González), se midieron puntos manualmente sobre el glaciar y alrededores, cada 10 a 20 m, según la irregularidad del relieve (cerca de 400.000 y 250.000 puntos se midieron

en 1997 y 2005, respectivamente). Para ello se utilizó el programa Stereo Analyst, con verificación de los antiguos puntos. Por casualidad, las regiones subyacentes de Hans Meyer y Reschreiter no quedaron incluidas en el vuelo de 2005 (figuras 2 y 3).

6. Para la elaboración del MDT se utilizó un procedimiento basado en los métodos TIN con ARC-GIS. El glaciar se subdividió en doce sectores, correspondientes a las cuencas diferenciadas en todo el casquete glaciar. Con el mismo programa se hizo el cálculo de la diferencia de los dos MDT, evitando incluir zonas de difícil medición, tales como escarpes o zonas de nula visibilidad estereoscópica.
7. El mejoramiento del contraste, color y homogeneidad de las fotos que tenían problemas de viñeteado se llevó a cabo con LPS Equalizer y MosaicPro (Leica®). Las dificultades en los bordes de las fotografías resultaron bastante difíciles de eliminar, en particular las de las lenguas glaciares, que demandaron mucho esfuerzo. La ortofoto se calculó en MosaicPro con base en el MDT de cinco metros de resolución. La ortofoto final está constituida por la unión de 24 fotografías individuales, las cuales guardan una armonía cromática que se tomó en cuenta premeditadamente durante la confección. Las líneas de altitud se generaron con un alternancia de 25 metros, asignando cotas cada 100 metros.
8. Debido al cubrimiento incompleto superficial que tuvo el sobrevuelo de 2005, faltaron áreas del glaciar en las fotografías, que no se pudieron incluir en los cálculos. Corresponden a los siguientes sectores de lenguas glaciares: porciones de los dedos del glaciar Hans Meyer (38%) y del Reschreiter (12%), y por la alta pendiente, un 12% del glaciar Nicolás Martínez tampoco se incluyó (figura 3). Así se tomó en consideración un poco menos del 95% del área glaciada total del Chimborazo.

Resultados y discusión

De especial importancia para la evaluación del comportamiento del glaciar es la formación geológica-geomorfológica y la configuración del macizo. El

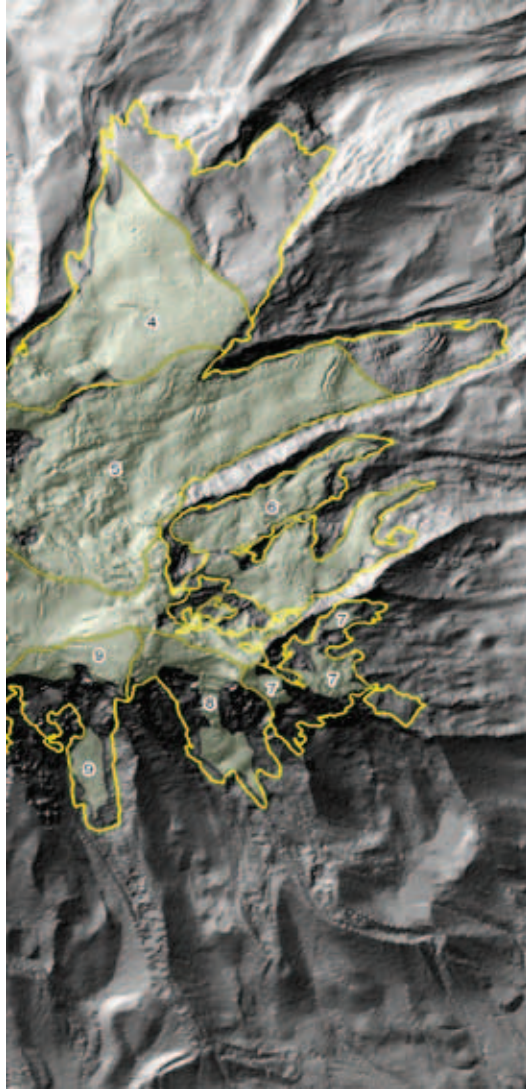


Figura 3. Modelo digital de elevación del sector oriental del casquete glaciar del Chimborazo. El fundamento de cada ortofotomapa es un modelo preciso de elevación, que en este caso se muestra para el sector oriental de los glaciares del Chimborazo y sus regiones proximales, en forma de sombreado gris (glaciar de bloques, campos muertos cubiertos de bloques y formas de morrenas, hasta las más finas formas individuales). Con la línea amarilla más externa, se señala el contorno de los glaciares en su estado para 1997 y en sombreado más claro el estado en el 2005. Las líneas transversales en los sectores 4 y 5 (glaciares Hans Meyer y Reschreiter, respectivamente) señalan el límite hasta donde cubrieron las fotos de 2005, por lo que la parte restante no se pudo incluir en la contabilidad del análisis de diferenciación.

Chimborazo es un estratovolcán compuesto por estructuras de capas de lava y piroclastos provenientes de la erupción de diversas chimeneas dómicas. El volcán tuvo un carácter activo, posiblemente con varias interrupciones, hasta finales del pleistoceno y desde hace cerca de diez mil años permanece inactivo o en un largo reposo (Kilian, 1987, 1988, p. 51). Sus estructuras volcánicas han crecido hasta un poco más de los 6000 metros y sus formas superficiales integran una mezcla de eventos volcánicos, tales como calderas con lavas y coberturas de tefra, y transformaciones glaciares, como circos (principalmente en la parte superior), valles en forma de “U” y depósitos de morrenas en la parte inferior (La Sierra ya poblada). De esta manera, el Chimborazo se compone de una meseta doble a múltiple en el área de la cima dómica, con altura cercana a los 6200 metros en el occidente y a 5800 metros en el oriente, de donde sobresalen varios picos achatados con diferentes nombres (fotos 1 y 2). Éstas se extienden sobre pendientes relativamente suaves, con algunas excepciones, hasta cerca de los 5500 metros, cubriendo más de la mitad de la superficie del glaciar y ofreciendo así una superficie reflectiva menos propensa a la pérdida de hielo ante fluctuaciones pequeñas del clima, en particular de la temperatura, con excepción del flanco nororiental. Existe incluso en el suroccidente un tipo particular de glaciar de roca conocido como Glaciar de los Escombros (figura 1), el cual se alimenta de nieve y avalanchas de hielo de la meseta más alta, ubicada casi mil metros más arriba, cuya lengua termina a los 4800 metros. Para este tipo de glaciar de la lengua, difícilmente se puede determinar si es un glaciar de hielo muerto cubierto por rocas o un glaciar de rocas. En esta región se hace complicado, por no decir imposible, realizar una documentación y observación cuantitativa de los cambios del glaciar en relación con los eventos climáticos.

Una mirada general a la configuración del glaciar del Chimborazo (ubicado a 1° 28' al sur de la línea ecuatorial) y del Santa Isabel (situado a 4° 48' al norte de la línea del Ecuador, en Colombia), en condiciones climáticas tropicales similares, denota lo insensato, dentro de la discusión actual del cambio climático, del empleo del área como medida de la pérdida de hielo en glaciares de alta montaña, sobre todo en los trópicos, como único parámetro en la extracción de escenarios y modelaciones matemáticas y estadísticas complicadas, de las cuales se pueda deducir un calentamiento climático.

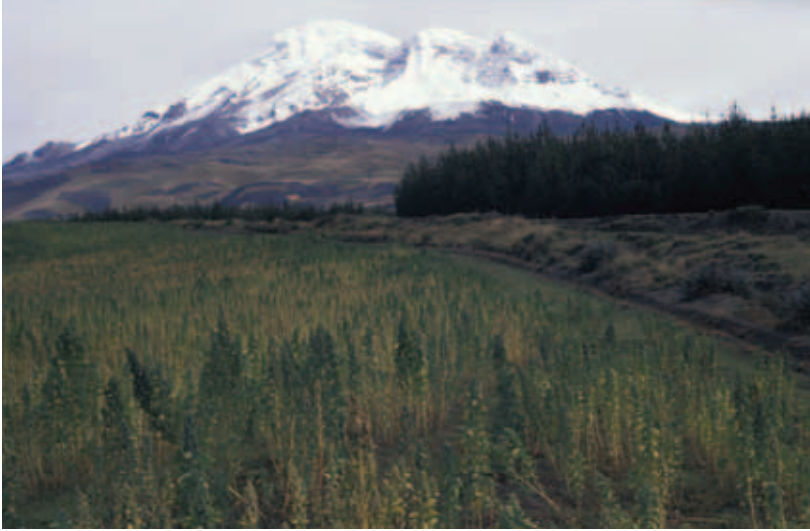


Foto 1. El Chimborazo visto desde el suroriente, en cercanías de la estación climática Urbina (3600 metros). En primer plano aparecen cultivos típicos de los Andes (*quinoa*) y reforestaciones de pino, en la parte media depósitos pleistocénicos de morrenas cubiertos con pajonales antropogénicos de páramo y al fondo, un panorama típico del flanco oriental del Chimborazo con tres cúspides, correspondiente a la composición de diferentes domos volcánicos. El pico sur, que sobresale a la izquierda de la foto, representa la máxima altura con 6267 metros, lo cual le concede al Chimborazo el apelativo de la única montaña al norte de los Andes con más de 6000 metros. Éste reemplaza el superlativo perdido del Cotopaxi, con el que se constituye en la montaña más alta del mundo, cuando se toma como punto de referencia el centro de la Tierra y no el nivel del mar. El glaciar mismo está recubierto con nieve nueva que llega hasta las morrenas subcrecientes y con ello representa un límite espacial atípico para este periodo del año. El mismo fenómeno se observa en las fotos de Meyer (Jordan et ál., 2003, CD).

Fuente: 802.05 Archivo de E. Jordan, del 3 de agosto de 1989.

Mientras tanto, la HHUD ha medido varios glaciares de los trópicos interiores, a partir de los ya mencionados métodos fotogramétricos. Sin embargo, para los diferentes complejos de glaciares sólo hay sobrevuelos con diferentes años de referencia, que permiten comparar únicamente los cambios glaciares con base en la interpolación de los valores para los años faltantes. Si se selecciona bajo esta limitación el intervalo de 1997 a 2005 para el Chimborazo y el Santa Isabel, y se tiene presente que se cuenta con mediciones de aproximadamente el 95% del área del primero, es posible establecer –con ciertas reservas– que el Santa Isabel, que es 2,5 veces más pequeño, ha perdido 1,67 km² de glaciar, entre tanto que el Chimborazo ha perdido apenas 1,28 km².



Foto 2. Pico suroccidental del Chimborazo y mesetas orientales vistas desde el sur-suroriente. La imagen muestra el pico Whymper que, con algo menos de 6300 metros, es la cima más alta del complejo. A partir de éste se desprenden, desde la izquierda, en su orden, el glaciar Totorillas (bien visible), el glaciar Walther Sauer (parcialmente tapado por una cresta filosa y sólo visible en la parte superior), el glaciar Marco Cruz (completamente visible) y el glaciar Humboldt (visible en su comienzo, después parcialmente obstruido por una cresta, y reaparece más abajo con su lengua). En la mitad de la imagen, sobre la meseta central, aparecen a partir de la caldera abierta, el glaciar Carlos Pinto (que nace a los 5900 metros) y el glaciar Nicolás Martínez en la siguiente caldera, con apenas 5700 metros, mientras que al borde derecho de la foto aparecen cubiertos por nubes los glaciares Boussingault y el García Moreno.

Fuente: Archivo E. Jordan (abril de 1998).

Aun si se sumaran las áreas no medidas del Chimborazo, correspondientes a dos leguas, la pérdida total alcanzaría tan sólo la magnitud del Santa Isabel. Si se relaciona esta pérdida con el área restante de hielo para el 1997, el Santa Isabel muestra, con $0,0321 \text{ km}^2/\text{año}/\text{km}^2$ de glaciar (para el periodo 1987-2005) una tasa de pérdida dos veces superior a la del Chimborazo (con $0,01515 \text{ km}^2/\text{año}/\text{km}^2$ de glaciar, en el mismo lapso).

Si se analizan, por el contrario, las cifras de pérdida de volumen en las mismas condiciones, el Chimborazo con sus 119,77 millones de metros cúbicos alcanza un valor más alto en comparación con los 111,49 millones de metros cúbicos del Santa Isabel, aun teniendo en cuenta que la parte faltante

umentaría la magnitud para el Chimborazo. No obstante, en relación con la superficie total restante, se mantiene la desproporción. Así, para el Chimborazo se calcula una pérdida de 1,41 millones $\text{m}^3/\text{año}/\text{km}^2$ y 2,12 millones $\text{m}^3/\text{año}/\text{km}^2$ para el Santa Isabel, y no deja establecer ninguna relación directa en la diferenciación espacial con el régimen climático en este intervalo de tiempo.

Por otra parte, está la comparación entre el Chimborazo y el Cotopaxi. Este último, con su forma cónica casi ideal, presenta una pérdida de superficie de 1,55 km^2 en el período entre 1997 y 2006, y si se analiza su área, de 13,45 km^2 en 1997, se obtiene una tasa de pérdida anual insignificante, de 0,0145 $\text{km}^2/\text{año}/\text{km}^2$, a pesar de evaluarse un año más. En este punto llama la atención, sin embargo, la tasa de pérdida de volumen con apenas un total de 39 millones de m^3 y 4,33 millones de $\text{m}^3/\text{año}/\text{km}^2$, lo cual está fuera de rango y contradice todos los postulados, modelos de cálculo y las pocas investigaciones glaciológicas de balance de masas en el trópico. Lo anterior no es solamente sorprendente en el trópico sino también en el mundo en general, donde en los últimos diez años debería haber acontecido un incremento de la tasa de derretimiento. Se plantea entonces la siguiente pregunta: ¿no será más bien que vivimos en una era de dramaturgos que declaman con sus deseos?

Dado que se trata de cifras provisionales del conjunto de los macizos montañosos, éstas deben refrendarse por medio de una evaluación detallada más amplia; aquí se presentan así, sin querer sobredimensionarlas. En todo caso, se hace muy clara de nuevo la individualidad de cada complejo de glaciar.

No se busca analizar el comportamiento de cada glaciar individual del macizo montañoso en cuestión, pero en otros espacios sería factible realizarlo, con ciertas restricciones, a partir de las mediciones existentes. Se muestra, no obstante, otro fenómeno básico en la observación y comparación en glaciares de montaña, que con los nuevos métodos digitales para la generación de ortofotos se hace más fácil de detallar, el cual se presenta a través de un modelo esquemático (figura 4). Éste aclara al menos una parte de los tipos de respuesta de ambos complejos glaciares y debería tomarse en cuenta de una manera más profunda en el futuro en las metodologías para la observación de relaciones entre glaciares. Se puede deducir, considerando que las comparaciones con base en el área incluyen únicamente la proyección horizontal, que los glaciares achatados pierden más área que los escarpados ante gradientes climáticos de altitud semejantes. Esto explica las altas tasas de

desaparición del glaciar relativamente plano del Santa Isabel en comparación con el Chimborazo. Sin embargo, con sólo observar las superficies expuestas a condiciones climáticas, se puede deducir que los glaciares escarpados siempre tienen superficies menores ante diferencias similares de altitud y, por tanto, puede esperarse con ello que el área de abrasión de este glaciar pierda menos volumen que un glaciar achatado en condiciones comparables (los autores son conscientes de que las cifras presentadas están sujetas a las mismas deficiencias metodológicas debido a la falta de datos corregidos que reflejen la verdadera forma del glaciar).

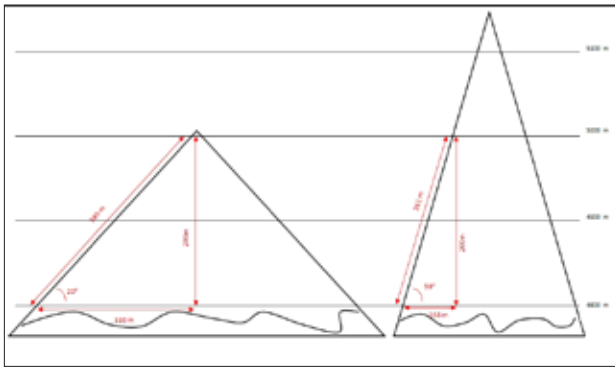


Figura 4. Esquema de la diferenciación de las pendientes en las laderas de un glaciar. Las cifras del esquema corresponden a valores reales, mientras que la relación visual de las superficies aparece exagerada. Dado que éstas no son insignificantes, se debe procurar en el futuro valorarlas usando métodos digitales en la glaciología.

Finalmente, se debe agregar que un glaciar es un cuerpo complejo, compuesto de distintas pendientes, que para su estudio completo requiere una diferenciación hipsométrica, donde se involucren las exposiciones producto de los cambios en la radiación a causa de los ciclos astronómicos diarios y anuales, y la irregularidad climático-geográfica que representa el clímax de la diversidad. Los métodos actuales, con las posibilidades ofrecidas por las evaluaciones digitales, permiten trabajar mejor ante esta compleja situación y obtener una captura concreta de la relación climática de un glaciar, a la inversa de las modelaciones hipotéticas y especulativas actuales. En tal sentido, las esperanzas de avance se basan menos en la estética de una ortofoto y más en los productos digitales intermedios de la cadena de procesos, y su valor para fines de pronóstico glacioclimatológico, de bases sólidas y observación

compleja. En la comparación no debe descuidarse tampoco como un factor adicional explicativo, la relación entre zonas de ablación y zonas de acumulación, siendo esta última inexistente para el Nevado Santa Isabel y todavía previsible, a largo plazo, para el Chimborazo. Esto podría explicar de forma razonablemente las diferencias en las cifras de pérdidas.

Independientemente de cualquier posibilidad de interpretar la información de una ortofoto, se debe considerar además en una evaluación realista climático-glaciar del Chimborazo, el fenómeno vulcanológico generado por el Tungurahua, situado aproximadamente a 50 km hacia el oriente. Éste se reactivó hacia finales del siglo pasado (1999) y ha cubierto al Chimborazo con un manto oscuro de tefra –producto de sus diferentes eventos eruptivos–, transportada por la acción de los vientos, principalmente los del este, con sus ligeras oscilaciones en dirección e irregularidades generadas por la actividad volcánica. Este fenómeno se ha captado por diferentes escenas de Landsat (figuras 2, 5, 6, y 7), con las cuales se muestran tres eventos.

Esto evidencia el problema de la predictibilidad en la relación clima-glaciar en una zona vulcánicamente activa, que para el comienzo de las investigaciones glaciológicas del primer autor, en los años ochenta, coincidió con una situación de actividad del Cotopaxi e inactividad del Chimborazo. Esta diferencia permitía estudiar la influencia de un volcán sobre el comportamiento de un glaciar.

La depositación desde el lejano Tungurahua conduce a una invaluable pero fatal reducción del albedo de la superficie de nieve y hielo del Chimborazo. Cabe destacar que este efecto no se vio ostensiblemente marcado en la valoración de pérdida de glaciar en la medición hecha en el intervalo entre 1997 y 2005. En este sentido, ¿constituyen los presentes resultados ya una expresión de las mayores tasas de derretimiento? ¿Son los resultados del Cotopaxi una medida de la relación clima-glaciar en los últimos diez años, mientras que el Nevado de Santa Isabel refleja un caso especial extremo? Muy probablemente esto se puede notar de manera más crítica en los próximos años con tasas de derretimiento mayores, ya que las escenas de Landsat del 2001 y 2007 muestran (figuras 5 y 6, y figura 2, respectivamente) la forma como se oscureció la superficie del Chimborazo luego de las erupciones, hasta el punto de que su blanco casquete glaciar no sobresalía más del paisaje circundante. Seguramente la acumulación de finas tefras es la causante de esta

aparición de formas de penitentes de la cumbre del Chimborazo, las cuales Bernard Francou (García y Francou, 2002) documentó fotográficamente, algo que no se había apreciado antes en el trópico húmedo y que señala sus efectos determinantes a corto plazo.

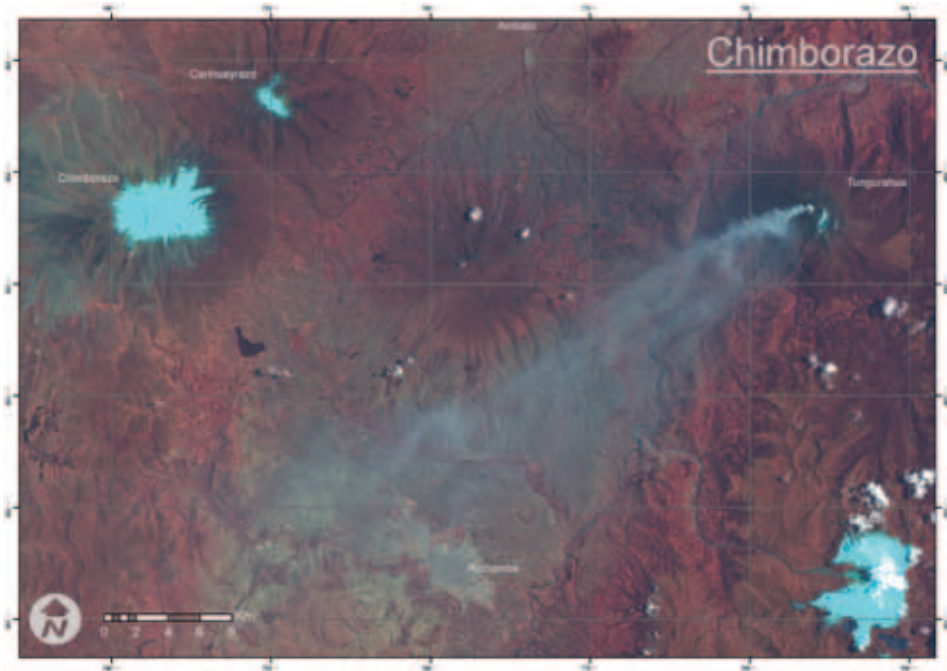


Figura 5. Escena de Landsat de 16.09.2001 con el Chimborazo, el Carihuairazo, el Altar y el Tungurahua con su pluma de ceniza volcánica (combinación de bandas 4, 3 y 1). La imagen de mediados de septiembre muestra la actividad del Tungurahua y el viento del noreste, que en dirección suroccidente esparce la pluma de tefras. Al mismo tiempo queda plasmada la exposición de los glaciares del Chimborazo, Altar y Carihuairazo, y la cobertura de nieve en el costado oriental a altitudes bajas, menores de 5000 metros de altura, del propio volcán en erupción.

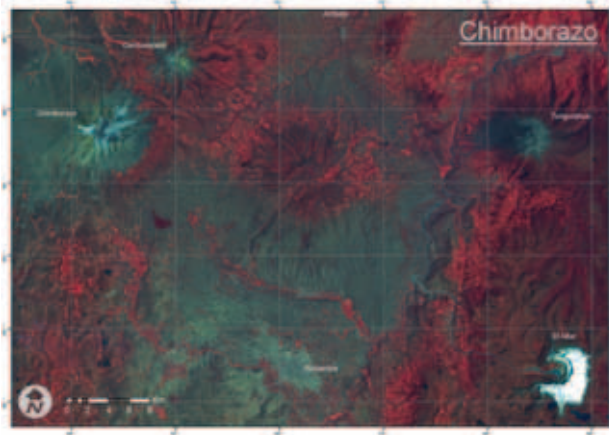


Figura 6. Imagen Landsat del 3 de noviembre de 2001 con el Chimborazo, el Carihuairazo, el Altar y el Tungurahua (combinación de bandas 4, 3 y 1) que muestra el Chimborazo cubierto con depósitos oscuros de tefra. Al contrario de la figura 5, esta imagen de principios de noviembre del mismo año (mes y medio después) ilustra una situación muy diferente del complejo glaciar. Mientras que la cumbre del Altar, con menos de 5500 metros de altura, luce con nieve blanca, el Chimborazo aparece con sus más de 6200 metros oscurecido gradualmente de abajo hacia arriba por tonos grises que advierten el cambio que tuvo la dirección de la pluma de piroclastos, para que éstos finalmente se depositaran sobre él y posiblemente sobre el Carihuairazo.

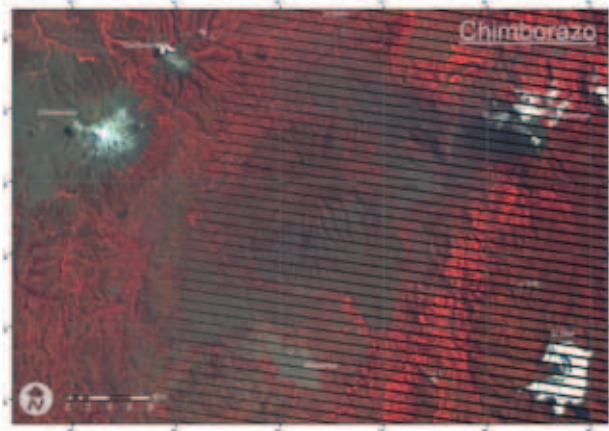


Figura 7. Escena Landsat del 31 de julio de 2007 con el Carihuairazo, el Altar, el Tungurahua y el Chimborazo, este último cubierto con depósitos oscuros de tefra (combinación de bandas 4, 3 y 1). Como prueba fehaciente de lo visto a finales de julio de 2007, aparecen los glaciares del Chimborazo y del Carihuairazo cubiertos de piroclastos finos que no se depositaron en un solo evento, sino a lo largo de la última década, en que se presentaron los pulsos eruptivos del Tungurahua. El efecto directo recaería en la disminución del albedo y su resultado en el balance del glaciar. Por el contrario, el Altar continúa pulcro en su nieve hasta sus lenguas, mientras el Chimborazo muestra un gris sucio hasta más arriba de los 6200 metros. En la figura 2 se observa esto con mayor detalle.

Conclusiones y agradecimientos

El largo camino de la confección de la ortofoto del Chimborazo muestra el cambio vertiginoso de los métodos e instrumentos cartográficos y fotogramétricos, lo cual abre nuevas perspectivas para la derivación de métodos glaciológicos más refinados y el establecimiento de parámetros razonables dentro de las evaluaciones de la relación glaciar-clima para glaciares de alta montaña. Los eventos volcánicos no previsibles y con gran influencia sobre el balance glaciar no han podido corroborarse de un modo seguro a través de las mediciones del balance de masa del Chimborazo, sino que sólo se han podido deducir a partir de las observaciones y, en mayor o menor grado, por medio de la toma casual con imágenes de satélite. Éstos se verán reflejados más tarde, con gran probabilidad a largo plazo, sobre el comportamiento acíclico del volumen del glaciar. Para ello se cimentó en forma inconsciente una base de comparación ideal para el futuro por medio de las fechas de toma y la evaluación del ortomapa, mientras que el deseo inicial, de confrontar el comportamiento de un glaciar con predominancia de factores climáticos con uno bajo influencia de factores volcánicos, no pudo cristalizarse. Sería el momento de que las instituciones responsables, tales como el IGM y el Inamhi, planeen sobrevuelos y misiones aerofotográficas sistemáticas cada dos o tres años, especialmente diseñados para el monitoreo de los glaciares, y evitar así la casualidad que se ha venido aplicando hasta ahora. Así, se daría un uso práctico a las inversiones que se hacen para investigar el cambio climático, sea éste real o hipotético, en asuntos que pudieran estar relacionados con él, como el ciclo glaciar –deshielo–, el aprovechamiento del agua, etc., ya que la técnica de las imágenes satelitales no ha llegado hasta el punto –y quizás tampoco lo estará en el futuro, debido a su inflexibilidad temporal– de destronar en los Andes a los ya establecidos esquemas económicos de trabajo con los sobrevuelos fotográficos digitales.

El ejemplo del Chimborazo muestra, tal como se ha detallado para el Santa Isabel (González et ál., en impresión), los avances y los resultados exactos de las evaluaciones fotogramétricas. Sin embargo, ilustra también el gran esfuerzo realizado para combinar tales resultados y conocimientos obtenidos a través de esta técnica cambiante, con una organización nacional en las difíciles coyunturas socioeconómicas y políticas predominantes y la

dificultad para llevarlo a buen término desde la distancia. Por otra parte, tal como lo demostró la erupción del Tungurahua, los métodos y las técnicas más precisas, y los conocimientos y conclusiones que éstas han permitido, siempre son superados por los dictámenes de la naturaleza.

Sólo con la contribución de un importante capital humano fue posible presentar el ortomapa del Chimborazo y las primeras evaluaciones. Su creación principal se debe a los autores de este artículo, a los que se agregan otras personas mencionadas en la impresión del mapa (figura 8), a los cuales se les expresa un agradecimiento especial, pero también a aquellos aportantes no mencionados, pero no olvidados del IGM y de la universidad por su buena voluntad. Deberían incluirse también aquellos que han reforzado nuestro carácter a través de las dificultades. ■

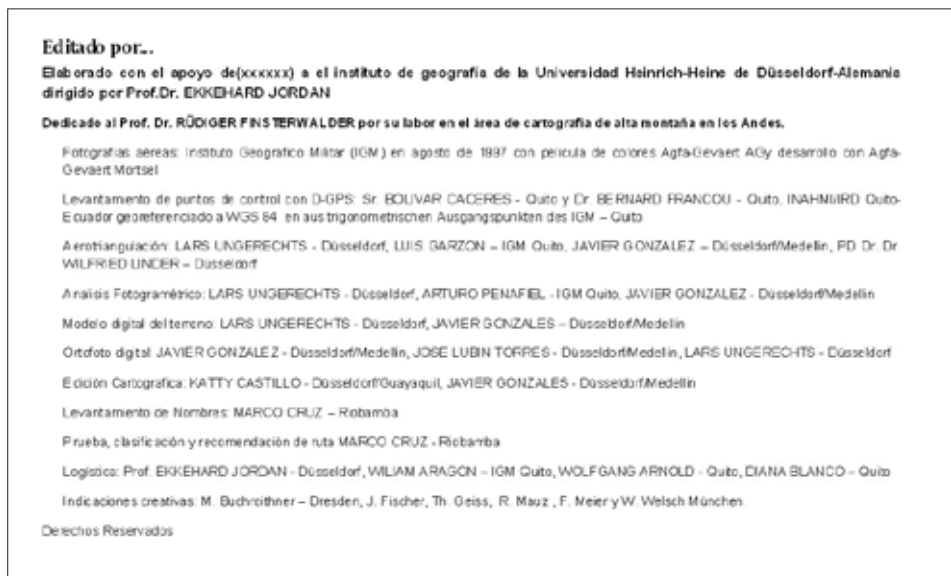


Figura 8. Impreso [sic] de los agradecimientos del ortofotomapa del Chimborazo. La elaboración de ortofotomapas de las montañas más famosas del mundo, utilizando complicadas técnicas, se logra sólo mediante una cooperación impulsada por el vigor necesario para sobrepasar los inconvenientes que se presenten. Para el Chimborazo, esa fuerza queda impresa en las personas nombradas. A otros que no se mencionan, particularmente a aquellos directores del IGM que impulsaron la terminación del mapa, así como también a algunos silenciosos y muy atentos colaboradores, se les dan los debidos agradecimientos.

Referencias bibliográficas

- Cruz, Marco (1983). Die Schneeberge Ecuadors-Eis und ewiger Schnee unter der Äquatorsonne. Quito, Ecuador, 173 pp.
- García, Marcela & Francou, Bernard (2002). *El Corazón de los Andes (The Heart of the Andes)*. Quito: Libri Mundi Enrique Grosse Luemern, 142 pp.
- Finsterwalder, Rüdiger & Jordan, Ekkehard (1989). Begleitworte zur Karte "Cordillera Real Nord (Illampu) 1: 50.000". Ein Beitrag zur kartographischen Darstellung sowie Glaziologie und Gletschergeschichte der bolivianischen Anden. *Erdkunde*, 43, 36-50.
- Hastenrath, Stefan (1981). *The glaciation of the Ecuadorian Andes*. Róterdam: A. A. Balkema, 159 pp.
- Heine, Klaus & Heine, Jan (1996). Late glacier climatic fluctuations in Ecuador: glacier retreat during younger drays time. *Arctic and Alpine Research*, 28(4), 496-501.
- Humboldt, Alexander von (1979). *Südamerikanische Reise*. Berlín, Frankfurt, Viena: Ullstein, 608 pp.
- IGM, O. J. Mapa ecoturístico de los volcanes Chimborazo y Carihayrazo. Dirección: Senierges y Gral. T. Paz y Mino. Dirección geográfica: 524585, Schummerungskarte auf Satellitenaufnahmebasis mit Erläuterungen.
- Jordan, Ekkehard (1983). Die Vergletscherung des Cotopaxi, Ecuador. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, 19, H.1, 73-102.
- Jordan, Ekkehard et ál. (1987). Die Vulkangletscherkatstrophe am Nevado del Ruiz, Kolumbien, *Geoökodynamik* 8, H.2/3, 223-244.
- Jordan, Ekkehard & Hastenrath, Stephann (1998). Glaciers of Ecuador: satellite image atlas of glaciers of the world. Glaciers of South America-Glaciers of Colombia: *United States Geological Survey*. Professional Paper 1386-I, 131-150.
- Jordan, E., Cáceres, Bolívar, Francou, Bernard & Ungerechts, L. (2003). Die Glazialforschungen Hans Meyers aus heutiger Sicht, *Wissenschaftliche Alpenvereinshefte* 37, Múnich, pp.159-193 + CD.
- Kilian, Rolf (1987). Der Chimborazo (6310m) und Carihuairazo (5102) in Ecuador-Aufbau und Entwicklung eines großen Stratovulkan-Komplexes, Diss. Tubinga, 244 pp.
- Kilian, Rolf (1988). Die jungquartäre Vergletscherung des Chimborazo-Vulkan (Ecuador). *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, 24, H.1, 41-54.
- Meyer, Hans (1907). In den Hochanden von Ecuador: Chimborazo, Cotopaxi. Berlín: Reimer, 551 pp.
- Sauer, Walther (1965). *Geología del Ecuador*. Quito: Editorial Ministerio de Educación, 383 pp. + mapas.
- Whymper, Edward (2001). *Viajes a través de los majestuosos Andes del Ecuador*, 3.ª ed. Quito: Editorial Abya-Yala.

Fuente de las imágenes aéreas

Cooperación IGM-Quito con HHU-Düsseldorf 1997 y 2005.

Landsat: Nasa y University of Maryland, de su página web.

ASPECTOS RELEVANTES DE LA ACTIVIDAD DEL VOLCÁN NEVADO DEL RUIZ. 1985-2008

John Makario Londoño B.¹

Resumen

El volcán Nevado del Ruiz (VNR) es un volcán activo con diferentes manifestaciones no sólo sísmicas, sino de deformación, geoquímica, geofísicas, geológicas y geomorfológicas. Desde su reactivación en 1984, ha presentado cambios en todas sus manifestaciones, especialmente en los parámetros sísmicos.

A la fecha se tiene un modelo de comportamiento, fundamentado en la integración de datos de distintas disciplinas. El modelo propone que la actividad del VNR se basa en la presencia o no de gas, elemento que sería la clave de su actividad, tanto freática como magmática. Los cambios en su contenido, serían los causantes de modificaciones en su actividad, que se manifiestan básicamente en la sismicidad y la geoquímica. Cambios en la atenuación de ondas sísmicas (coda Q), así como cambios en el parámetro-b y presencia de un tipo de señales sísmicas características, son algunos de los aspectos sísmicos que evidencian variaciones en el contenido de gas en el volcán. Así mismo, cambios en los niveles de emisión de SO₂ y variaciones en los niveles de emisión de gas radón pueden ser indicativos también de modificaciones en el contenido de gas. Se propone que la cantidad de gas disponible tenga que ver también con la relación del aspecto de los poros dentro del sistema volcánico. En la actualidad se supone que el VNR se encuentra en un período

¹ INGEOMINAS. Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Manizales. jmakario@ingeo Minas.gov.co.

de inicio de un nuevo ciclo de actividad que podría tardarse varios años en manifestarse.

Abstract

Nevado del Ruiz Volcano (NRV) is an active volcano, with different manifestations such as seismicity, deformation, geochemical changes, geomorphological changes, and geophysical changes. Since the reactivation in 1984, NRV has showed changes in all these parameters, but mainly in seismicity.

Today, a model of behavior is available, based on the integration of data of different areas. The model proposes that the activity of NRV, is basically affected by changes in gas content. Those changes are observed in seismic and geochemistry. Seismic attenuation (coda Q), as well as b-value changes, and some characteristic seismic signals, and changes in SO₂ and radon emissions, are some of the evidences of those gas content changes. The available gas is related also the aspect pore ratio inside the volcanic system. Up today, it is argued that NRV, is starting a new activity cycle, that could take several years to be manifested clearly on surface.

Introducción

El VNR es un volcán activo, ubicado en la parte central de Colombia. Posee una capa de hielo importante, la cual fue la causa del peor desastre natural que ha experimentado el país hasta la fecha, ocurrido el 13 de noviembre de 1985, cuando una pequeña porción de ésta (5%, aproximadamente) se derritió, producto de una erupción freato-magmática del VNR (VEI=3), y causó un flujo de lodo que destruyó la ciudad de Armero (Tolima), matando a más de 20.000 personas.

La vigilancia permanente del VNR se inició en 1985, principalmente con técnicas sismológicas, geoquímicas y de deformación. Se han hecho numerosos estudios sobre el comportamiento y la actividad del volcán; a la fecha, se tienen varias ideas de la dinámica del volcán, que permiten elaborar modelos de comportamiento de éste, entre los cuales se destacan el de Gil (comunicación personal, 2005), y Londoño y Sudo (2002a).

Se han efectuado varios estudios sobre la actividad del volcán Nevado del Ruiz. En 1990 se hizo una publicación especial del *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, en la cual se concretó la gran mayoría de las investigaciones sobre la actividad del VNR; no obstante, también se han realizado otros trabajos sobre el comportamiento de dicho volcán.

En general, se conoce que el VNR ha registrado un comportamiento interesante desde su reactivación en 1984, que básicamente se puede describir como actividad magmática reducida, y en su gran mayoría ésta ha sido freática. En las dos erupciones importantes que ha tenido (13 de noviembre de 1985 y 1.º de septiembre de 1989), el componente magmático ha sido poco. Sin embargo, la existencia de un gran sistema hidrotermal y geotérmico, evidenciado por la presencia de varias fuentes termales y campos fumarólicos, y un cráter activo con abundante actividad fumarólica, hacen suponer que el VNR posee una fuente de calor considerable en profundidad, que podría tener mayor actividad en un futuro.

Gracias a los datos disponibles hasta la fecha se han establecido modelos de comportamiento, como se mencionó anteriormente, aunque todavía se requieren más técnicas y nuevos datos para mejorar y refinar los modelos existentes. Hoy en día se están actualizando las redes de vigilancia y se están implementando nuevas técnicas de monitoreo en el VNR, por parte de IN-GEOMINAS, entidad encargada de su vigilancia.

A lo largo de este trabajo se pretende mostrar los aspectos más relevantes de la actividad del VNR entre 1985 y 2008, especialmente desde el punto de vista sismológico.

Datos

Las redes para vigilancia del VNR, se instalaron en 1985. Inicialmente, se contó con una red sísmica portátil de corto período y luego se adicionaron estaciones telemétricas. Así mismo, se establecieron una red de deformación de EDM, vectores cortos de nivelación, inclinómetros electrónicos y secos, sitios para tomas periódicas de muestras geoquímicas de gases y aguas, y se hicieron mediciones de gases en la columna usando un espectrómetro de absorción. En años posteriores (1991) se empezó el registro sísmico digital, y más recientemente (2005) se amplió la red sísmica con estaciones de banda

ancha. En 1999 se iniciaron las mediciones de gas radón. Finalmente, se han hecho algunas mediciones temporales sobre gravimetría y se han instalado redes sismológicas portátiles temporales (figura 1).

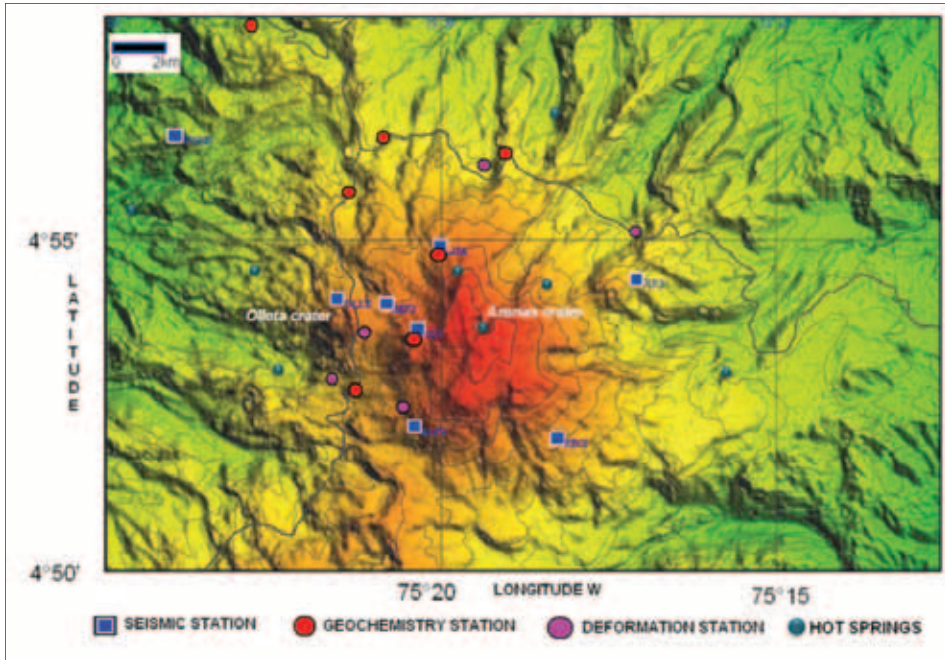


Figura 1. Localización del volcán Nevado del Ruiz (VNR) y ubicación de las redes de vigilancia actuales.

El VNR, presenta diferentes tipos de señales sísmicas, varias de ellas asociadas al proceso volcánico y otras al proceso glaciar. Entre las primeras se destacan los sismos tipo VT o volcano-tectónicos, asociados a fracturamiento de rocas; sismos tipo LP, o largo periodo, asociados a actividad de fluidos dentro del volcán; tremor, asociado a actividad en el sistema hidrotermal o magmático; sismos tipo HB, o de hidrofractura. Dentro del proceso glaciar se presenta un tipo de señales, denominado *ice-quake* o sismos de hielo (HI), asociados a la interacción del glaciar con el fenómeno volcánico y a los cambios climáticos (figura 2).

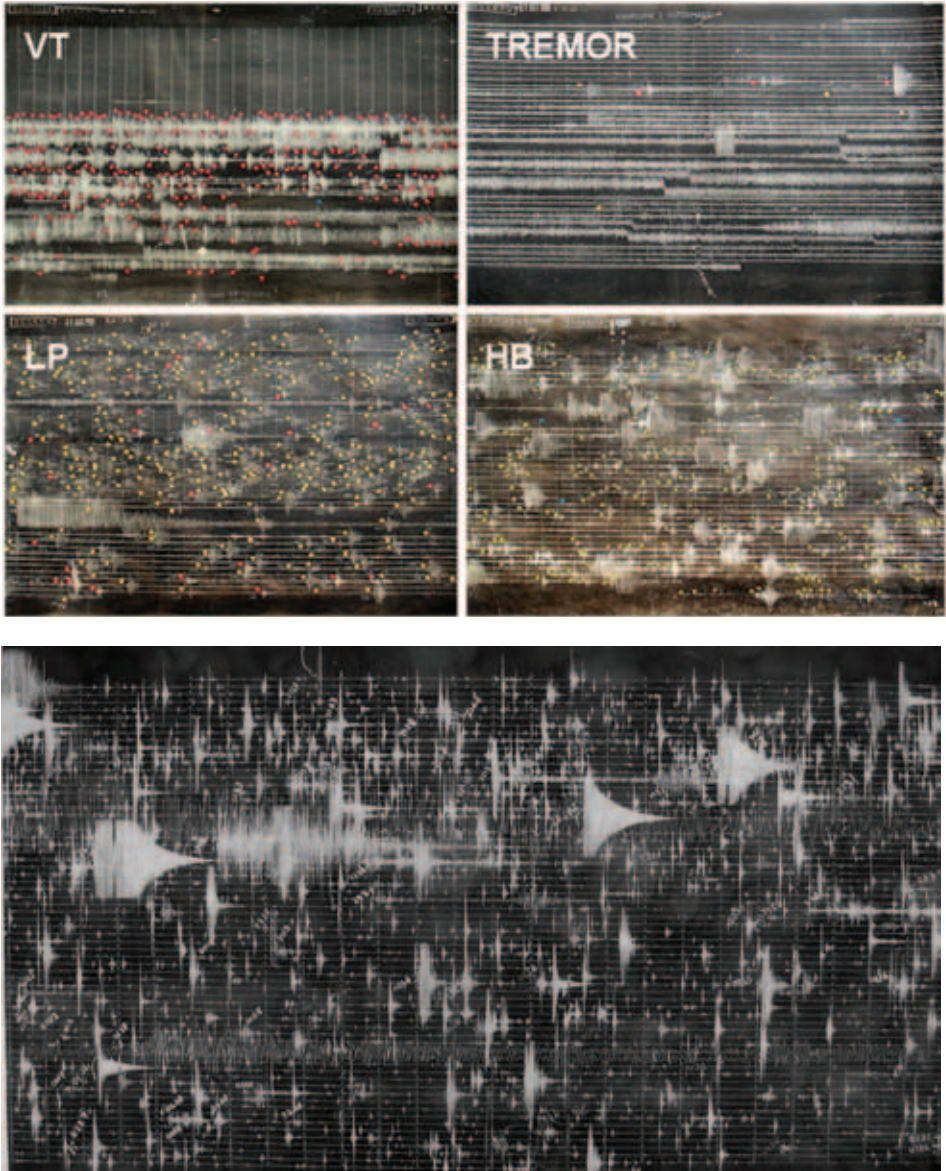


Figura 2. Sismogramas con ejemplos de señales sísmicas volcánicas típicas del VNR (VT = volcano-tectónicos, LP = largo período, HB = híbridos, HI = sismos de hielo).

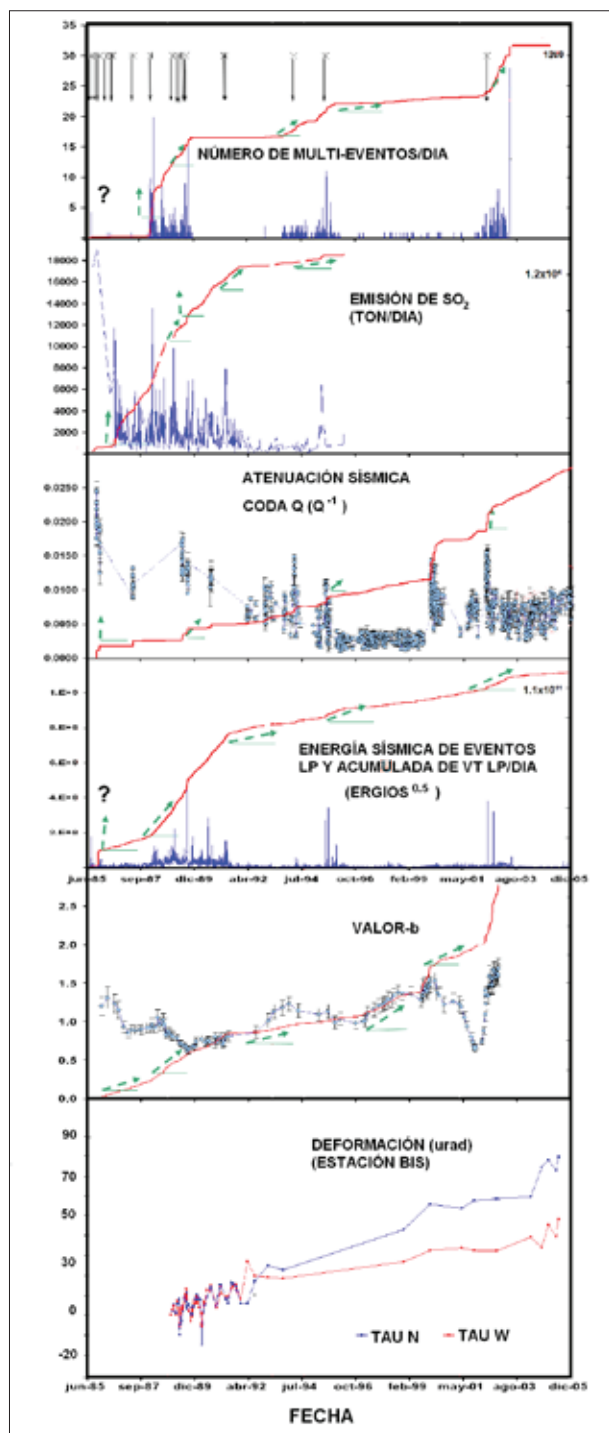


Figura 3. Parámetros evaluados en la actividad del VNR. Las curvas rojas representan los valores acumulados, y las flechas negras verticales, las mayores emisiones de ceniza y erupciones volcánicas.

Análisis

Hasta la fecha (2008), se han colectado grandes cantidades de datos en todas las disciplinas. En la figura 3 se muestra un resumen de algunos de los parámetros. El VNR ha presentado interesantes patrones de comportamiento desde que inició su actividad reciente en 1984. A la fecha se tiene un modelo de comportamiento del volcán basado en estudios geológicos, petrológicos, geoquímicos y geofísicos. La energía sísmica y el número de sismos diarios, así como la presencia de tremor volcánico (Gil, 1987), han sido algunos de los parámetros más evaluados en la actividad volcánica del VNR (figura 4). Los cambios en estos parámetros sísmicos, han estado asociados normalmente con cambios en la actividad del VNR, de ahí que se utilicen permanentemente en la evaluación del estado de actividad del VNR.

Por otra parte, la sismicidad del VNR se localiza en zonas muy bien definidas alrededor del cráter principal, cada una de ellas con profundidades igualmente bien diferenciadas. Las dos zonas más importantes desde el punto de vigilancia y alerta sobre la actividad del VNR son la zona cráter y la zona localizada al oeste del volcán (figura 5).

Básicamente, los cambios más sobresalientes asociados con modificaciones en la actividad del VNR, se han presentado en los parámetros sísmicos, aunque también se han detectado variaciones en la deformación y geoquímica, pero en menor proporción (figura 3).

Los cambios en los valores de algunos parámetros geoquímicos, han servido también para evaluar el nivel de actividad del VNR, aunque en menor proporción, ya que no han mostrado cambios significativos, probablemente debido, en parte, al gran espaciamiento en el tiempo en la toma de las muestras. En los últimos años se han implementado otras técnicas geoquímicas, tales como la medición de gas radón y CO_2 en suelo, que han mostrado algunos cambios asociados a incrementos leves en la actividad sísmica del VNR (figuras 6a y 6b).

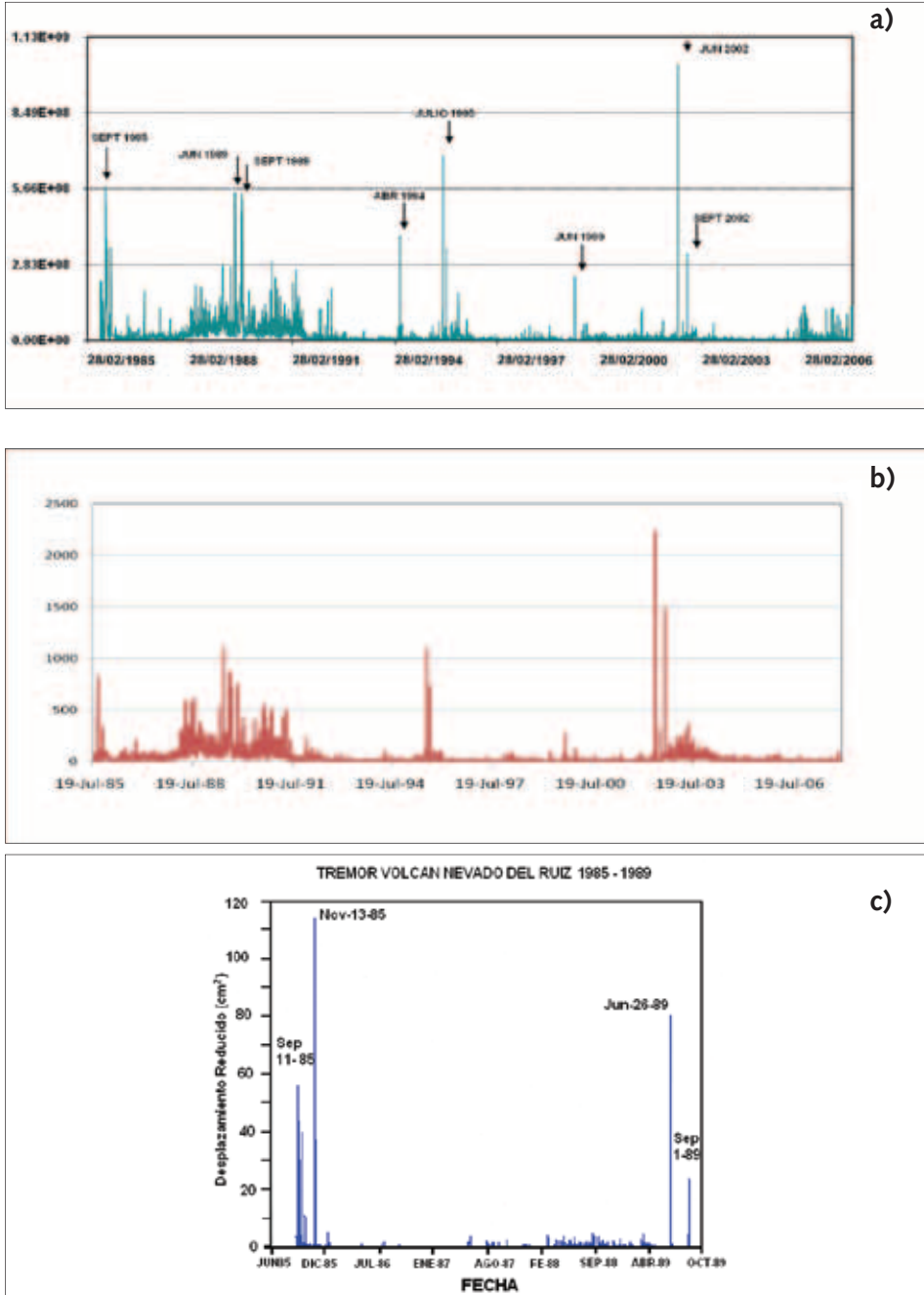


Figura 4. a) Energía sísmica diaria, 1985-2008. b) número de sismos diarios, 1985-2008 y c) tremor, 1985-1989 (Gil, com. pers.) en el VNR. Las flechas indican fechas con incremento de la actividad del VNR.

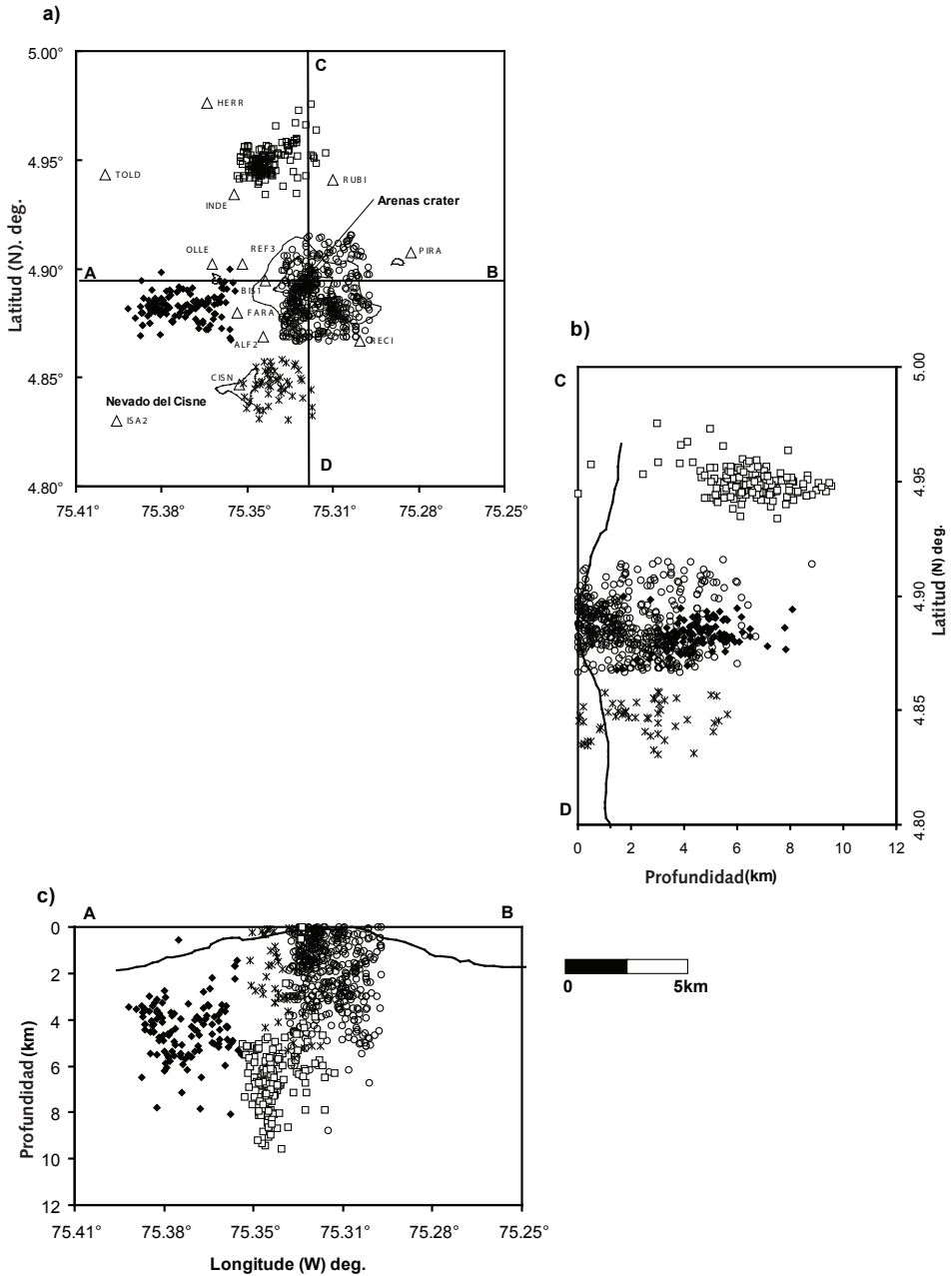


Figura 5. Fuentes sismogénicas del VNR. El VNR manifiesta su actividad sísmica a manera de enjambres sísmicos localizados en zonas claramente definidas alrededor del cráter activo. Los símbolos representan cada una de las fuentes sismogénicas.

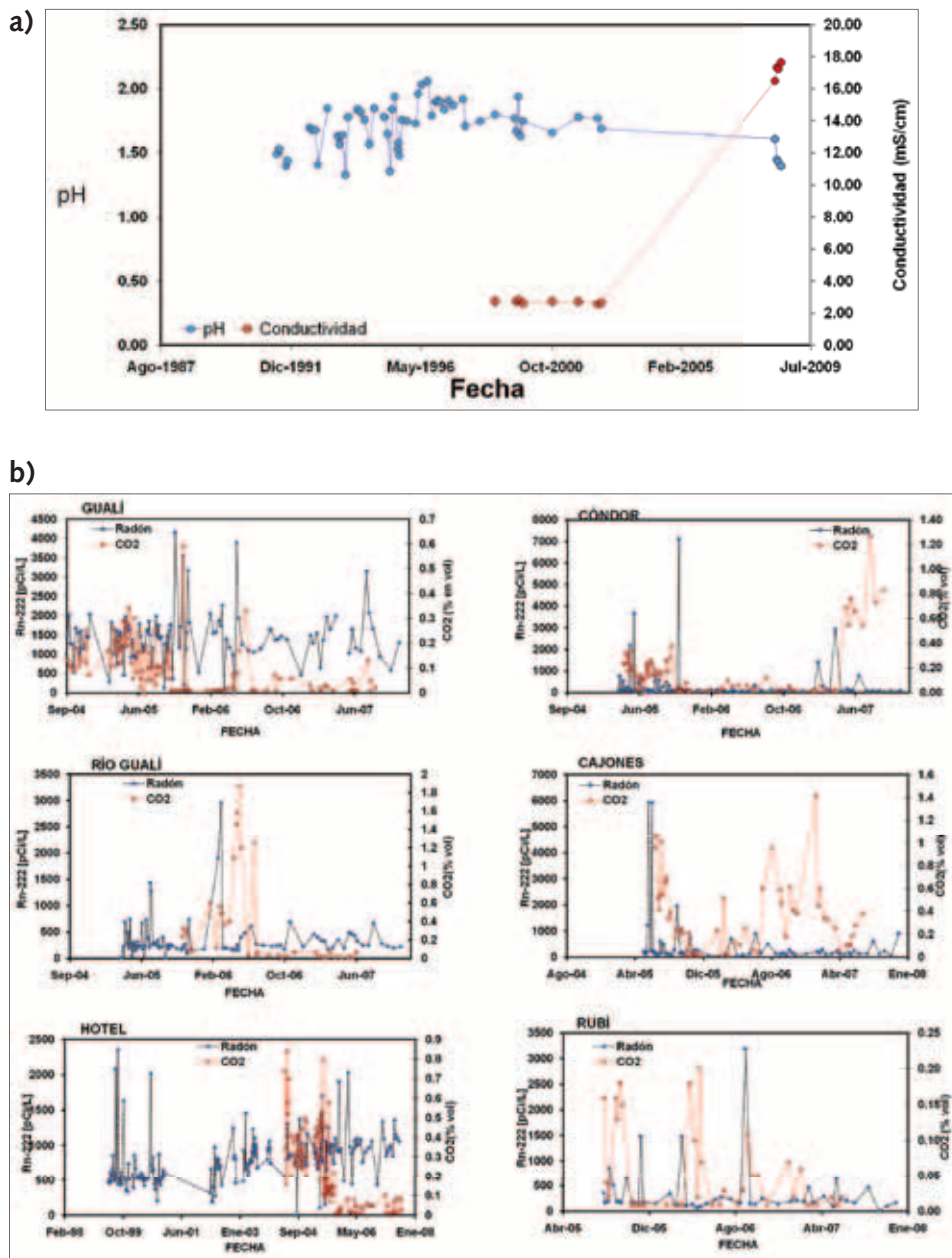


Figura 6. Variaciones temporales de pH y conductividad en las fuentes termales Hotel (a) y Gualí (b) en el VNR.

Además de la actividad sísmica asociada a la actividad del VNR, se presenta sismicidad asociada con el fenómeno glaciar que posee el VNR. Esta sismicidad es muy característica en ciertas épocas del año (entre abril y junio), y en particular cuando el fenómeno de El Niño se acentúa más. En la figura 8 se muestra el número de sismos de hielo por día para el período 2003-2008, donde se aprecia el fenómeno cíclico de ocurrencia de este tipo de sismos.

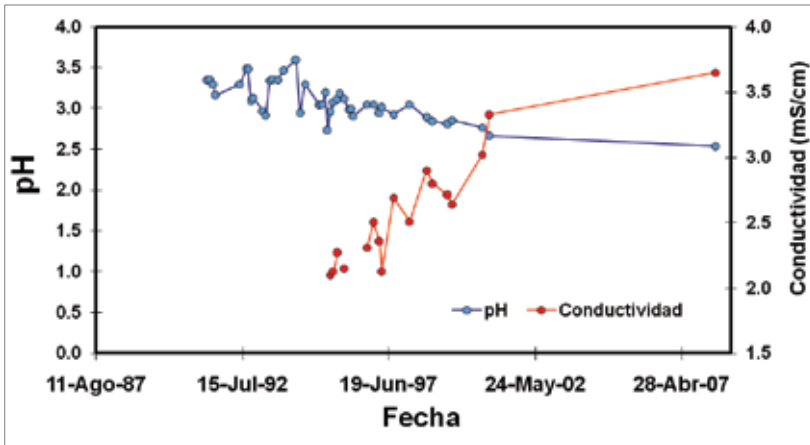


Figura 7. Variaciones de emisión de gas radón y CO_2 en suelo en diferentes estaciones ubicadas alrededor del VNR (figura 1).

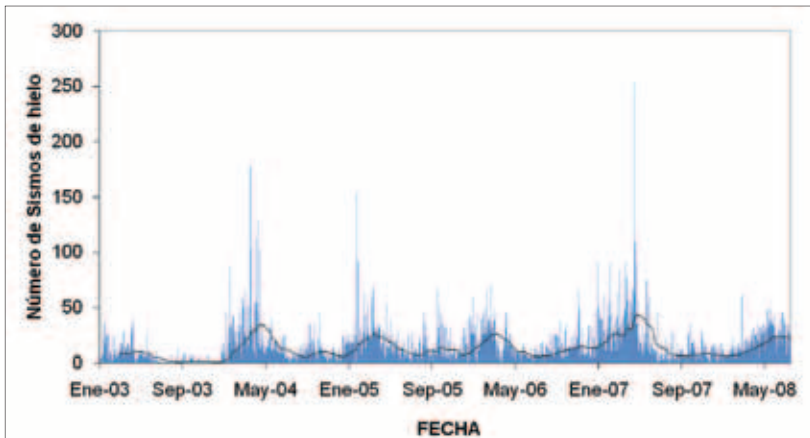


Figura 8. Número de sismos tipo *ice-quake* por día en el VNR, 2003-2008. La línea negra representa el promedio móvil. Nótese el comportamiento cíclico.

Los cambios más significativos que ha presentado la actividad del volcán se pueden resumir así:

- Noviembre-diciembre de 1984. Aumento de las fumarolas, manchas de azufre y sismos sentidos en cercanías al cráter activo Arenas del VNR.
- 22 de diciembre de 1984. Sismo localizado al oeste del VNR (cerca del cráter La Olleta), con magnitud 4,5, sentido en Manizales, seguido por un enjambre sísmico de sismos tipo VT localizado en el mismo sector (Gil, comunicación personal). Inicio de la reactivación del VNR.
- Septiembre de 1985. Fuerte actividad sísmica.
- 11 de septiembre de 1985. Emisión de ceniza freática, que produjo un pequeño flujo de lodo.
- 13 de noviembre de 1985. Erupción freatomagmática que produjo un flujo de lodo que causó la destrucción del municipio de Armero (Tolima) y más de 20.000 víctimas.
- Enero de 1986 a junio de 1989. Continuas emisiones de ceniza.
- 26 de junio de 1989. Fuerte actividad sísmica. Apertura de una grieta cerca de una pared del cráter principal.
- 1.º de septiembre de 1989. Erupción freato-magmática, que produjo un flujo de lodo sin causar daños importantes a la infraestructura y sin pérdida de vidas humanas. Lluvia de ceniza en la ciudad de Manizales.
- Octubre de 1989 a septiembre de 1992. Frecuentes emisiones de ceniza.
- Octubre de 1992 a junio de 2002. Estabilidad en el VNR. Baja actividad.
- Junio a octubre de 2002. Fuerte incremento de la actividad sísmica.
- Noviembre de 2002 a agosto de 2008. Estabilidad relativa de la actividad del VNR.

Modelo de actividad del VNR

Se han propuesto dos modelos básicos de la actividad del VNR: uno fundamentado en aspectos fenomenológicos, estableciendo niveles de actividad, basados en grados de estabilidad del volcán (Fernando Gil, comunicación principal), y otro basado en aspectos fenomenológicos y modelamiento de contenido de gas y atenuación de las ondas sísmicas (Londoño y Sudo, 2002a).

El modelo de Fernando Gil (com. personal) se basa en cambios en el nivel y carácter de la actividad sísmica y de la deformación. Se establecen seis niveles de acuerdo al estado de la actividad del VNR: reposo, estable, meta-estable, actividad poscrítica o precrítica, actividad crítica menor y actividad eruptiva (figura 9).

a)

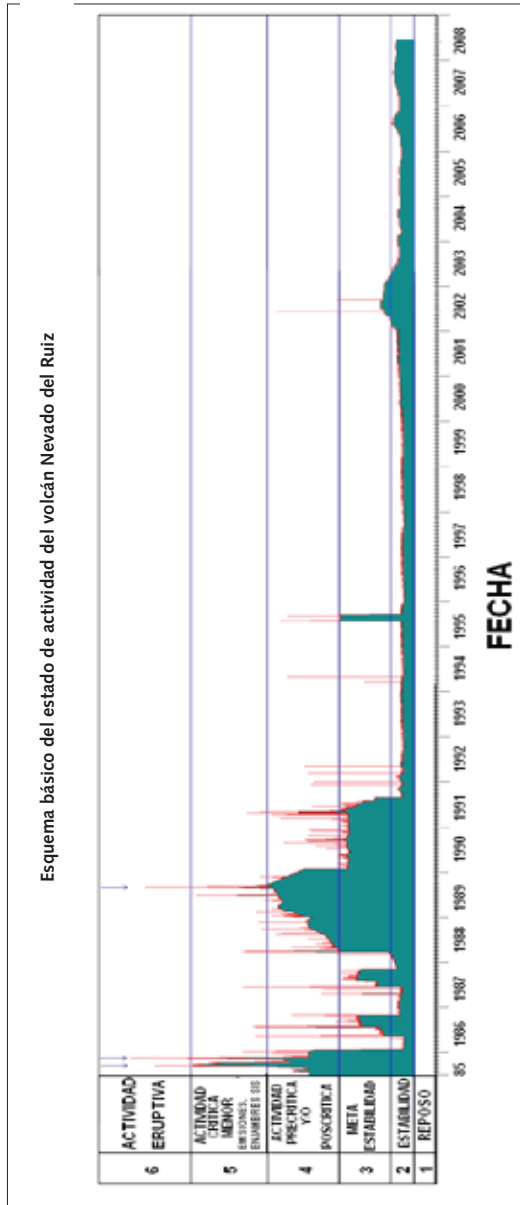


Figura 9. a. Esquema básico de la actividad del VNR (modificado de Fernando Gil, comunicación personal).

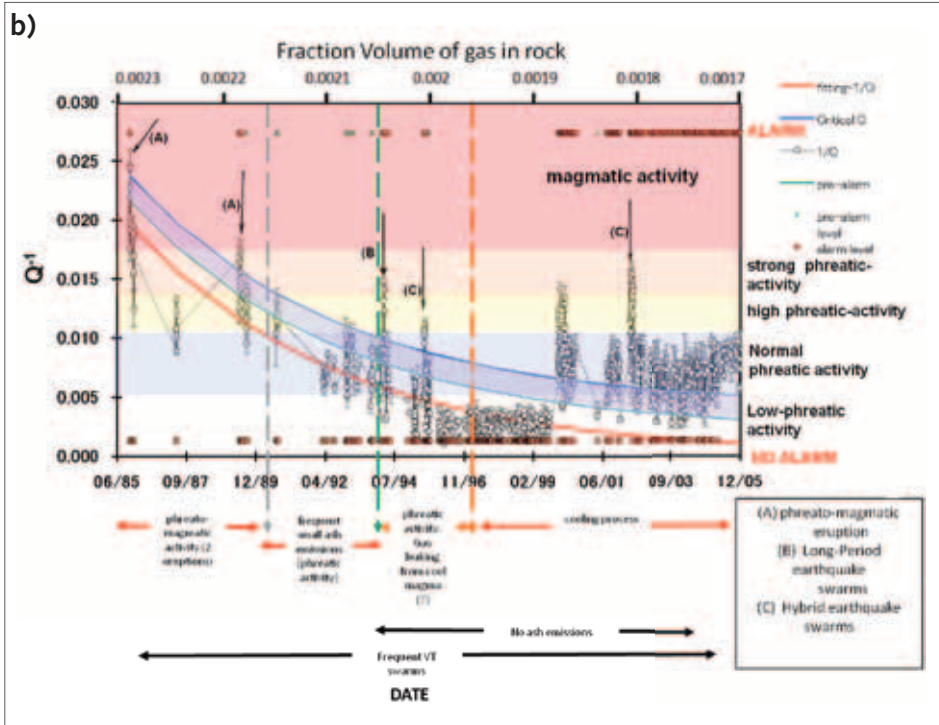


Figura 9. b. Modelo de actividad del VNR, basado en atenuación sísmica (coda Q) asociada a cambios en el contenido de gas en el interior del volcán. El modelo incluye niveles de alarma (modificado de Londoño y Sudo, 2002b).

En el modelo de Londoño y Sudo (2002), básicamente, el contenido de gas es el causante de la actividad en el VNR. La atenuación sísmica observada entre 1985 y 2002 se calcula y se modela a partir de variaciones en el contenido de fluido, relación de aspecto de los poros dentro de las rocas y fracción volumen de gas dentro de las rocas (Londoño y sudo, 2002b). A partir de estos datos se establecen niveles de actividad que van desde actividad freática baja hasta actividad magmática, usando un modelo de ajuste exponencial de la atenuación sísmica observada con valores de contenido de gas (figura 10).

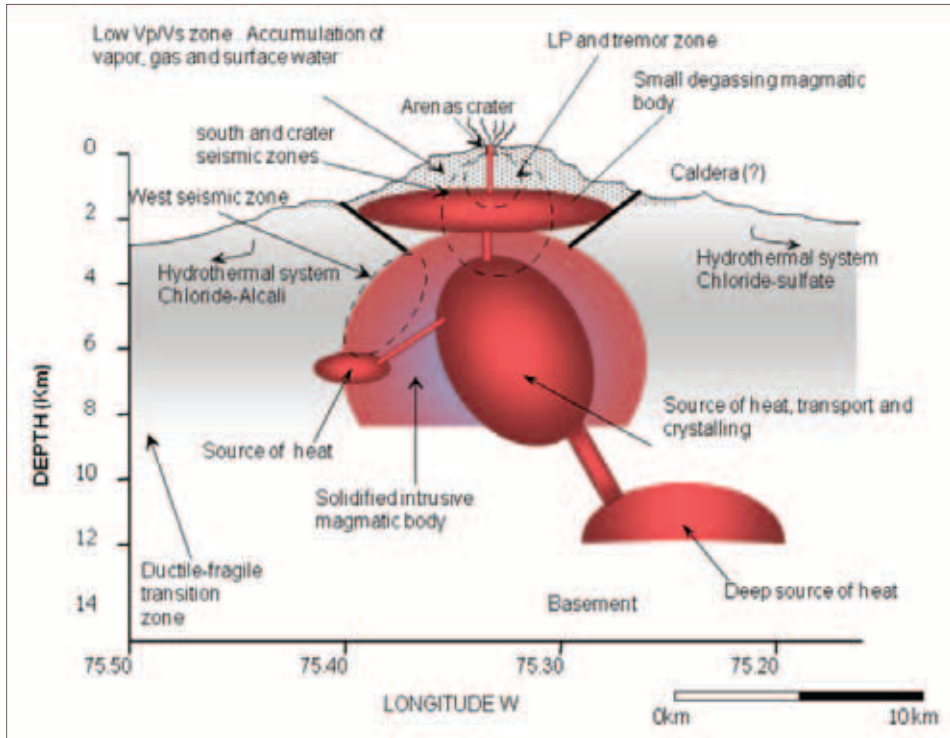


Figura 10. Modelo de la estructura interna del VNR (modificado de Londoño y Sudo, 2002a).

El modelo de actividad se ha complementado con estudios de tomografía sísmica integrados con estudios petrológicos, geoquímicos, geofísicos y geológicos, para proponer un modelo de comportamiento (Londoño y Sudo, 2002). En la figura 10 se aprecia un esquema de la estructura interna del VNR. El modelo de comportamiento establece que la actividad freática debida al sistema hidrotermal se ubica básicamente entre los 0 y 3 km de profundidad.

Las fuentes sismogénicas del cráter y SW son las más relacionadas con el sistema hidrotermal y serían las responsables de la actividad freática, representada fundamentalmente en la emisión de cenizas y algunos enjambres de sismos LP superficiales, VT e híbridos.

Una zona de calor superficial (2 km) debajo del cráter activo sería la responsable de la producción de gas que genera el calentamiento del agua, que luego se convierte en vapor (fumarolas).

La actividad magmática se inicia en el sector W del volcán, a unos 5 km de profundidad, en una fuente de calor, que se ubica a esta profundidad, y produce sismos (enjambres sísmicos) en este sector (zona sismogénica del W), la cual afecta posteriormente el sector del cráter, donde se generan también enjambres sísmicos, y luego ocasiona la desestabilización del sistema, culminando con una erupción freatomagmática.

A mayor profundidad, parece existir la zona principal de alimentación magmática y de calor del VNR, localizada entre 6 y 12 km. Esta fuente de calor, presumiblemente, no ha iniciado su actividad en forma; de ahí que la deformación del volcán sea poco evidenciada o de escasa magnitud y muy focalizada. Se espera que en el futuro cercano esta zona manifieste su actividad en mayor proporción y se puedan detectar cambios deformacionales importantes.

Conclusiones

El VNR es un volcán activo, caracterizado por su actividad sísmica y freática. Dicha actividad se inició en noviembre de 1984.

El VNR ha producido dos erupciones freatomagmáticas en este último período de actividad: el 13 de noviembre de 1985 y el 1 de septiembre de 1989. Ambas generaron flujos de lodo, producto del deshielo de la capa glaciar que posee.

La actividad sísmica es el parámetro más característico del VNR y el más usado en la evaluación de la actividad sísmica, aunque ha habido algunos cambios en la deformación y en variables geoquímicas.

Se tiene un modelo de actividad y comportamiento del VNR, basado en aspectos fenomenológicos, geofísicos, geológicos y geoquímicos, el cual presume que el contenido de gas es el responsable de la actividad del VNR. ■

Referencias bibliográficas

- Gil, F. (1987). Análisis preliminar de tembor y eventos de largo período registrados en el volcán Nevado del Ruiz, septiembre de 1985 a julio de 1986. *Revista Ciaf*, 11, 3-45.
- Londoño, J. M. & Sudo, Y. (2002a). Velocity structure and a seismic model for Nevado del Ruiz Volcano (Colombia). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 119 (1-4), 61-87.
- Londoño J. M. & Sudo, Y. (2002b). A warning model based on temporal changes of Coda Q for volcanic activity at Nevado del Ruiz Volcano, Colombia. *Bulletin of Volcanology*, 64, 303-315.

ERUPCIONES DEL VOLCÁN NEVADO DEL HUILA (COLOMBIA) EN FEBRERO Y ABRIL DE 2007 Y CAMBIOS EN SU MASA GLACIAR

Bernardo Pulgarín¹
Carlos E. Cardona¹
Cristian C. Santacoloma¹
Adriana Agudelo¹
Marta Calvache²
María L. Monsalve¹

Resumen

El volcán Nevado del Huila se encuentra localizado al SW de Colombia; su comportamiento ha sido principalmente efusivo y de composición predominantemente andesítica, aunque en su último desarrollo se han generado flujos de lava, domos y algunos flujos piroclásticos. El 18 de febrero y el 17 de abril de 2007 se registraron eventos eruptivos freáticos; los cuales estuvieron asociados a una columna de aproximadamente 4 km de altura, formación de una fisura de 2 km de largo en dirección N-S, reacomodación del sistema de grietas glaciares preexistentes, generación de cenizas que cubrieron el pico Central, una nueva fisura que atravesó los costados SW y NE del pico Central con una longitud de 2,3 km, pérdida parcial del glaciar El Oso (al E) y formación de dos lahares pequeños que se encaminaron por los cauces de los ríos Páez y Símbola, afectando importante infraestructura vial y dejando incomunicada la población del área de influencia del volcán. Hasta la ac-

¹ INGEOMINAS, Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Popayán. bpulgarin@ingeominas.gov.co; cecardona@ingeominas.gov.co; csantacoloma@ingeominas.gov.co; aagudelo@ingeominas.gov.co; mmonsalve@ingeominas.gov.co

² INGEOMINAS, Subdirección de Amenazas Geológicas, Bogotá. mcalvache@ingeominas.gov.co

tualidad, los cambios morfológicos que ha venido sufriendo la masa glaciar incluyen fusión paulatina, debido a la interacción con los gases calientes que emanan permanentemente de las fumarolas presentes a lo largo de las dos grandes fisura generadas recientemente, basculamiento y fusión de bloques de hielo cercanos a los bordes de estas grandes fisuras; y pérdida parcial de algunos frentes de lenguas glaciares.

Estudios anteriores sobre el retroceso glaciar en el volcán estimaban la desaparición de esta masa glaciar hacia los años 60-70 de este siglo, sin considerar en esta tendencia aceleraciones debidas a erupciones volcánicas o sismos. Por tanto, estos cambios, causados por la reciente actividad volcánica y los efectos posteriores a ella, seguramente están generando un retroceso glaciar mucho más acelerado, que llevará a una extinción más rápida de esta masa glaciar.

Abstract

The volcano Nevado del Huila is located in southwest Colombia. Its behavior has been mostly effusive and predominately andesitic. Lava flows, domes and pyroclastic flows have been generated during its development. On February 18th and April 17th 2007, two phreatic eruptive events were registered. These events were associated with a 4 km high column of ash, formation of a N-S directed 2 km long fissure, change in the pre-existing glacial crack system, an ash fall that covered Pico Central, formation of a new 2-3 km long fissure that cut through the SW and NE slopes of the Pico Central, partial loss of El Oso Glacier (to the east) and the formation of two small lahars which were directed to the Paez and Simbola streams which affected important road infrastructure and left the local populations isolated.

Presently, the morphological changes of glacial mass include gradual melting due to hot gases that emerge from permanent fumaroles along the two big fissures which formed recently, tilting and melting of ice-blocks near the edges of the big fissures and partial loss of some glacial tongue fronts.

Previous studies of glacial retreat looked at the total loss of this glacial mass during the 1960's and 1970's without considering the accelerations due to volcanic eruptions and earthquakes. Therefore, these changes cau-

sed by the recent volcanic activity and its subsequent effects are generating a much faster glacial retreat which may lead to a faster retreat of this glacial mass.

Introducción

En el mundo, el acelerado retroceso glaciar en las altas montañas, debido al cambio climático, es un fenómeno que no es ajeno al conocimiento actual de las comunidades, principalmente de aquellas que habitan cerca de estas masas glaciares, ya que han sido testigo de los drásticos cambios que se manifiestan en los agrietamientos de los glaciares, su derretimiento parcial, el aislamiento o separación de porciones de hielo de la masa principal, la disminución de la longitud de sus lenguas y la disminución del área, espesor y volumen, hasta llegar a la desaparición de estos. En Colombia también suceden estos fenómenos, y algunos investigadores han realizado estudios en varias zonas glaciadas colombianas (nevados del Ruiz y Santa Isabel, Sierra Nevada de Santa Marta, y los nevados El Cocuy, Tolima y Huila). El panorama del retroceso glaciar en las montañas nevadas, que también son volcanes activos, puede ser un poco más complicado ya que, aparte del cambio climático, la interacción del sistema volcánico (calor interno, emanación de gases calientes, alteración hidrotermal y, en algunos casos, actividad eruptiva con generación de productos sólidos o líquidos calientes como piroclastos y lavas) con las masas de hielo-nieve acelera su afectación y contribuye a mayor desestabilización de estos glaciares. En el Nevado del Huila, de acuerdo con los estudios glaciares previos, realizados por Flórez & Ochoa (1990), Flórez (1992), Pulgarín et ál. (1996 y 2007) y Ariza (2006), el retroceso glaciar ha sido muy acelerado en los últimos años. Después de las erupciones ocurridas en febrero y abril de 2007, su masa glaciar se vio particularmente afectada, lo cual ha acelerado mucho más este retroceso.

Localización y generalidades

El volcán Nevado del Huila (o complejo volcánico Nevado del Huila), con una altura de 5364 msnm (en 1995, Pulgarín et ál., 1996 y 2007), se ubica en el sector limítrofe entre los departamentos de Cauca, Huila y Tolima (figura

1), sobre la cordillera Central de Colombia, en las coordenadas geográficas 2° 53' de latitud N y 75° 59' de longitud W. Se encuentra a 85 km al NE de la ciudad de Popayán y 86 km al SE de la ciudad de Cali.

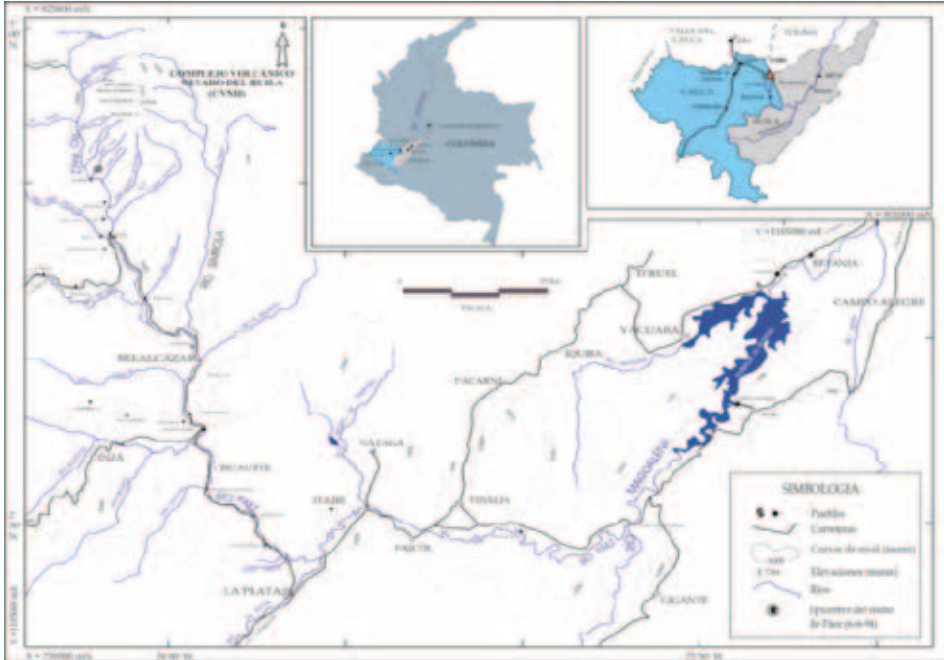


Figura 1.- Mapa de localización del volcán Nevado del Huila.

El volcán Nevado del Huila es un estratovolcán de composición mayormente andesítica, con predominio de erupciones de tipo efusivo. En su cima no se aprecian cráteres y en su lugar se encuentran cuatro picos (Norte, La Creta, Central y Sur) que representan antiguos centros de emisión. Además hay presencia de varios domos en la cima del pico Sur. Sobre los picos se encuentra una cubierta glaciar que en 1995 tenía una extensión cercana a los 13,4 km² (Pulgarín et ál., 1996 y 2007). Domos y depósitos de flujos de lava de corta longitud (< 3 km) representan la última evolución de este complejo volcánico, con productos más viscosos y de menor volumen (Correa & Pulgarín, 2002). La única actividad volcánica conocida había estado relacionada con aguas termales y actividad fumarólica, hasta las erupciones ocurridas en 2007. Estas son las primeras erupciones históricas registradas en este volcán.

Estudios glaciares realizados en el Nevado del Huila

Los estudios glaciares realizados en el Nevado del Huila son escasos y han sido apoyados principalmente en estudios fotogramétricos con distintas metodologías, utilizando diferentes tipos de sensores remotos y fotografías aéreas, así como imágenes de satélite. Entre estos trabajos se encuentran: Flórez & Ochoa (1990) y Flórez (1992), con base en fotografías aéreas de 1965, 1981 y 1990, realizan un estudio sobre el retroceso glaciar de este nevado y encuentran que en estos periodos siempre ha habido una tendencia permanente de retroceso (areal y volumétrico). Calcularon que el área en 1850 eran 33,7 km² (basados en el límite de la pequeña Edad Glacial) y que en 1990 eran 13,9 km², lo que muestra una pérdida areal de 19,8 km² en 140 años (promedio de 0,14 km²/año). Además, calcularon los volúmenes para cada uno de estos años. El volumen para 1850 y 1990 era 769,2 y 220,6 millones de metros cúbicos, respectivamente, lo que muestra una pérdida media de 548,6 millones de metros cúbicos en este periodo (promedio anual de pérdida de 3,91 millones de metros cúbicos), estos datos calculados con espesores medios del glaciar de 23 m y 16 m para 1850 y 1990, respectivamente. La máxima altura la calcularon en 5655 msnm, sobre el pico Central. En su trabajo encuentran una aceleración del retroceso glaciar en la última década analizada (1981 a 1990).

INGEOMINAS (1994) y la Red Sismológica Nacional de Colombia (RSNC, 1994) en sus estudios sobre el sismo y avalancha de Páez del 6 de junio de 1994 (magnitud 6,4 Richter), identifican la zona sur del volcán Nevado del Huila como el área epicentral del sismo, cuyo epicentro se localizó a 10 km al SW de la cima volcánica y se originó a 10 km de profundidad. Con este movimiento sísmico, tanto el volcán como el glaciar sufrieron deslizamientos superficiales (se reportaron más de 3000 de ellos en toda la zona epicentral) que desprendieron más de 320 millones de metros cúbicos de materiales (Calderón et ál., 1997). En el Nevado del Huila hubo algunos frentes de lenguas glaciares que se vieron afectadas por deslizamientos o caída de sus frentes, como el caso del glaciar La Danta (Pulgarín et ál., 1997) en el sector E del pico Norte (figura 2), en el que quedó expuesta, por el desprendimiento, una pared de unos 80 m de alto sobre el glaciar, pero el depósito de bloques de hielo llegó hasta unos 500 m más hacia fuera del límite glaciar. Hubo también algunos desplomes de paredes de roca (lavas) que sostenían glaciares, como en los

sectores SW y E del glaciar del Nevado del Huila, en los cuales, los bloques de hielo se encontraban mezclados con los bloques de rocas desprendidos.

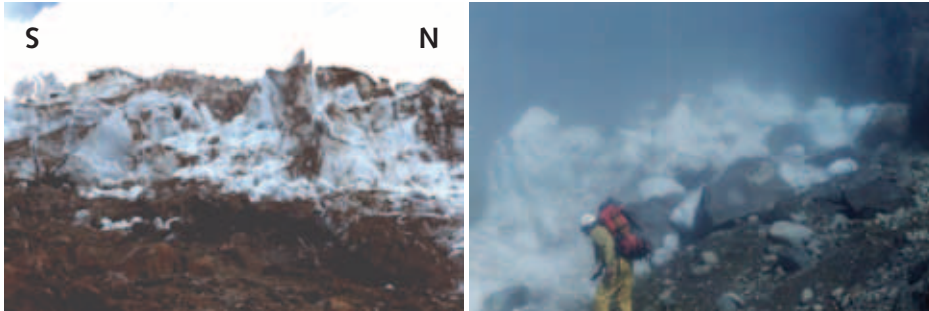


Figura 2. Fotografías del glaciar La Danta (W del pico N) en julio de 1994, posterior al Sismo de Páez del 6 de Junio de 1994. Izquierda: frente de la lengua, parcialmente colapsado, el espesor de la pared de hielo es de aproximadamente 80 m. Derecha: detalle de los bloques desprendidos del frente de esta lengua glaciar.

Pulgarín et ál. (1996 y 2007), basados en restitutiones de la topografía de las áreas glaciares de este nevado a partir de fotografías aéreas para 1961, 1965, 1970, 1989 y 1995 y el posterior tratamiento de los datos con el Software LISA (Land Information System for All, de origen Alemán), encuentran que entre 1961 y 1995, es decir, un periodo de 34 años, el glaciar perdió 5,47 km² (promedio 0,161 km²/año), o sea, 29% del área de 1961 y redujo su volumen en 0,27 km³. La altura de la superficie del glaciar descendió en promedio 14,52 m (considérese esta como pérdida de espesor), a razón de 0,427 m/año, muy semejante al calculado por Linder (1990) para el Nevado del Ruiz en un periodo muy similar. De esos periodos estudiados, los autores mencionan que el comprendido entre 1989 y 1995 fue el de retroceso más acelerado, al perder 1,33 km² en 6 años. En promedio, 0,222 km²/año. Además concluyen, mediante extrapolación de sus datos, que el área de glaciar de este nevado se acabaría aproximadamente hacia el 2063, suponiendo que no haya desestabilizaciones súbitas del glaciar causadas por sismos, erupciones volcánicas o grandes deslizamientos. Sobre esta gráfica de tendencia del área glaciar del Nevado del Huila, se realizó una extrapolación a 2007 (sin considerar efectos de la erupción de febrero) y se encontró que este glaciar debería tener un área de unos 11 km² (figura 3).

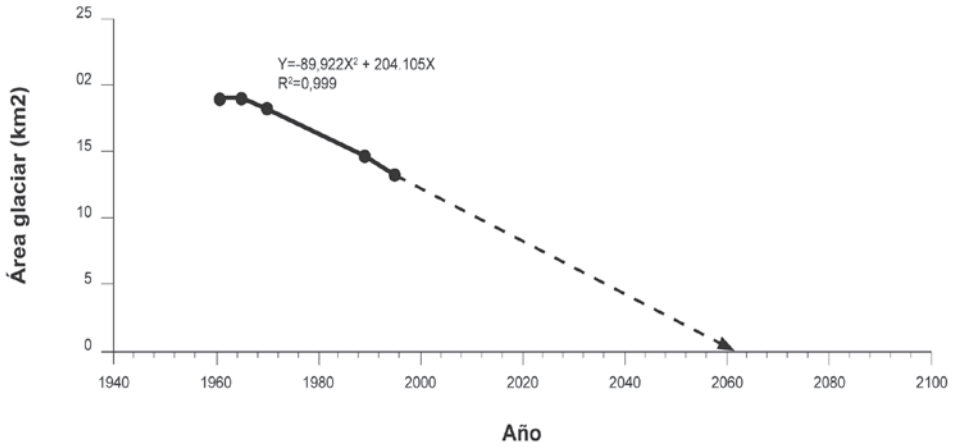


Figura 3. Tendencia del área glaciar del Nevado del Huila, de acuerdo con Pulgarín et ál. (2007). La extrapolación del área glaciar 2007 es 11 km² aproximadamente.

Si se considera el dato de espesor promedio basado en estimaciones visuales presentado por Pulgarín et ál. (1997) para el Nevado del Huila, que era 55 m, y teniendo en cuenta la pérdida promedio de altura de la superficie glaciar de 0,427 m/año, se podría calcular, de manera general, el volumen de su glaciar, de la siguiente manera: si en 1995 el espesor promedio estimado era 55 m y venía perdiendo entre 1961 y 1995 en promedio 0,427 m/año, entonces hasta el 2007 ha transcurrido un periodo de 12 años, en los que el glaciar habría perdido 5,12 m de su espesor, es decir, que en 2007 el espesor de este glaciar era aproximadamente 49,88 m. Multiplicando este espesor por el área extrapolada que tenía el glaciar en 2007 (11 km²), se tiene que el volumen ese año era posiblemente 548.746.000 m³, que equivalen aproximadamente a 0,55 km³. Si se tiene en cuenta que el hielo al descongelarse disminuye aproximadamente 9% del volumen y si se considera que el complejo sistema de grietas que contiene el glaciar representa un 10% de los espacios vacíos en el glaciar, se tendría un equivalente de agua de 444.484.260 m³, o sea, cerca de 0,45 km³ de disponibilidad de agua para 2007 (antes de las erupciones).

Ceballos et ál. (2007), en un estudio sobre los glaciares en Colombia y su relación con el comportamiento climático, teniendo como caso de estudio el Nevado de Santa Isabel, presentan datos de retroceso, entre otros, del área glaciar del Nevado del Huila entre los periodos 1850 a 1954-1959 y 1954-1959 a 2001-2003, y refiere una pérdida areal del glaciar de 53% para el pri-

mer periodo (de 106 años) y de 25% para el segundo (45 años). Al igual que Flórez (1992), menciona que este glaciar ha presentado la menor pérdida, comparativamente, debido a que gran parte de su masa glaciar se encuentra por encima de la línea de equilibrio.

Ariza (2006), mediante el empleo imágenes Landsat y el NDSI (*Normalized Difference Snow Index*) aplicado a imágenes de satélite TM y ETM+, calcula, entre otros parámetros, el área glaciar del Nevado del Huila en 1976, 1989 y 2001, y encuentra que para el periodo completo de 1976 a 2001 (25 años) se registró un continuo y constante retroceso de la superficie glaciar, con una pérdida de 5,33 km², lo que constituye una disminución de más de 27% del área en esos 25 años. La altura máxima que encontró para el Nevado del Huila fue 5375 msnm, en las imágenes de satélite de 1976 y 1989, muy similar a la encontrada por Pulgarín et ál. (1996 y 2007), que fue 5364 msnm. Ariza (2006) menciona que para 1976 la superficie glaciar era 19,13 km²; para 1989, esta era 16,55 km²; y en 2001, el área del glaciar se redujo a 13,80 km². De acuerdo con este autor, la mayor parte de la pérdida en la cobertura del glaciar ocurrió entre 1989 y 2001, llegando a presentar un retroceso de 2,74 km² con promedio de 0,228 km²/año (muy similar al presentado por Pulgarín et ál., 1996 y 2007 para el periodo 1989-1995, que es 0,222 km²/año), mientras que entre 1976 y 1989 redujo su área en 2,58 km², con un promedio de 0,199 km²/año.

Descripción de las erupciones del 19 de febrero y del 18 de abril de 2007

El 18 de febrero, en una estación sismológica localizada al sur del pico Central del volcán Nevado del Huila, se registró un enjambre de 108 eventos sísmicos (muy por encima de lo normal) asociados a fracturamientos de roca, localizados en la parte superficial del edificio volcánico. Posterior a este episodio, el sistema volcánico entró en excitación con generación de sismos de fractura, acompañados con un número creciente de sismos asociados a tránsito de fluidos y gases a través de conductos volcánicos. Toda esta actividad conformó lo que se denominó fase preeruptiva. Luego, el 19 de febrero de 2007, ocurrieron dos sismos principales en la cima del pico Central que marcaron la etapa eruptiva, uno de ellos a las 8:30 a.m., y el otro a las 8:53 a.m., ambos asociados a explosiones fuertes, de acuerdo con los habitantes de las poblaciones relativamente

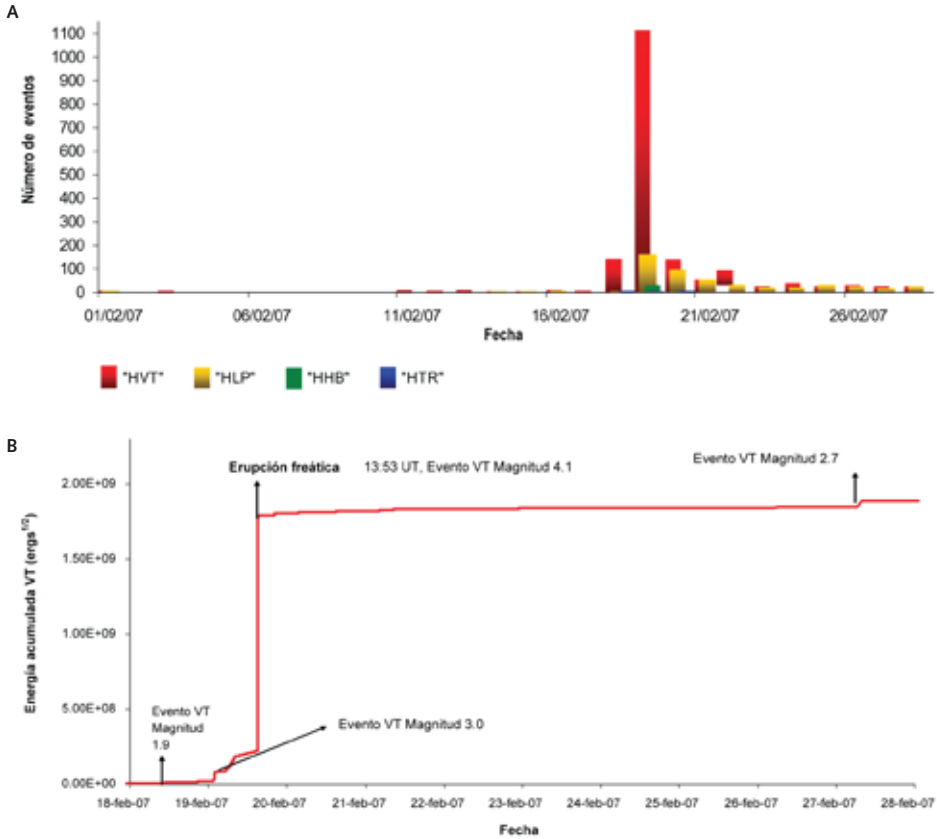


Figura 4. Graficas que muestran el comportamiento sísmico. **A.** Número de eventos sísmicos diarios, asociados con fracturamiento de roca en el volcán Nevado del Huila. **B.** Energía sísmica diaria liberada durante los procesos eruptivos ocurridos en el volcán Nevado del Huila (tomado de INGEOMINAS, 2007).

cercanas al volcán. En la figura 4 (tomada de INGEOMINAS, 2007a, 2007b), se aprecia el número de eventos sísmicos y la energía liberada por estos durante los procesos eruptivos en 2007. En la erupción del 19 de febrero, se generó una columna de gases, vapor de agua y cenizas que alcanzó 4 km sobre la cima volcánica. A la vez se originó una enorme fisura entre los picos La Cresta y Central, en la parte alta W, la cual tuvo una longitud de 2 km en dirección N-S y unos 80 m de ancho (máximo), a través de la cual emanaban gran cantidad de fumarolas a lo largo de fisura (figura 5).

La ceniza generada, que se calculó de manera aproximada en menos de 700.000 m³, se dispersó hacia el W. Parte de ella cubrió toda la porción W del glaciar del pico Central y un sector del edificio volcánico. Escasamente alcanzó



Figura 5. Fotografía que muestra parcialmente el flanco W del volcán Nevado del Huila. Las fumarolas alineadas indican la formación de una gran fisura en el volcán y, por tanto, en el glaciar. De izquierda (N) a derecha (S): pico Norte y pico La Cresta (protuberancia pequeña antes de la fumarola), Pico Central (con fumarolas y glaciar cubierto por cenizas, y pico Sur (vista parcial del glaciar). En la parte media del pico Central se nota la cicatriz del paso inicial del lahar formado.

a llegar ceniza muy fina (polvillo) a poblaciones que se encuentran a 30 km al W del volcán, como Jambaló y Toribío. Con esta erupción también se generó un lahar que descendió por las quebradas La Azufrada (al W) y Bellavista (al SW) hasta llegar al río Páez, con alturas entre 2 y 3 m. La mayoría de su carga de sedimentos fue depositada en los primeros kilómetros del río Páez (el cual tiene una pendiente menor de 1 grado), pues al pasar por la población de Belalcázar (a 48 km de la cima a través de los drenajes), el flujo parecía una crecida normal del río (figura 6) cuya velocidad se calculó en 27 km/h, aproximadamente. Este lahar no causó víctimas fatales, aunque sí alcanzó a afectar alguna infraestructura en la parte alta del valle y en cercanías de las orillas.

Después de la erupción de febrero, en el mes de marzo se evidenció una relajación parcial del sistema (o fase poseruptiva), con emisiones pequeñas escasas de cenizas, hasta el 17 de abril, cuando se registró un nuevo incremento en la actividad sísmica (figura 4), con la ocurrencia de otro enjambre de sismos de fractura de rocas, de carácter superficial y localizados también sobre el pico Central, que marcaron la fase preeruptiva de esta erupción. Posteriormente, se registró un gran número de sismos asociados a movi-



Figura 6. Fotografía de la población de Belalcázar, margen izquierda del río Páez, tomada el 19 de febrero de 2007 durante el paso del lahar ocurrido en ese día debido a la erupción del volcán Nevado del Huila. Nótese que el lahar parece una crecida normal del río; por tanto, fue poca la afectación sobre sus márgenes a la altura de esta población (compárese con la figura 8).

miento de fluidos, los cuales desencadenaron finalmente una nueva erupción freática a las 2:57 a.m. del 18 de abril (fase eruptiva). Esta erupción originó una nueva megafisura sobre la cima del glaciar, que tuvo aproximadamente las mismas proporciones de la primera, es decir, 2,3 km de longitud y unos 80 m de ancho, atravesó el pico Central en dirección SW-NE y, a la vez, la fisura formada el 19 de febrero (figura 7). Hubo generación de escasa ceniza de caída y salida de fumarolas abundantes que brotaban del interior de la fisura y a través de toda su longitud, que no dejaron ver por varios días la verdadera magnitud de la fisura formada, al igual que como ocurrió en la erupción del 19 de febrero. Con esta erupción también se perdió una porción de masa del glaciar El Oso (en el sector E) y hubo formación de un nuevo lahar de volumen mucho mayor que el anterior.

En esta oportunidad, el lahar descendió por los flancos W y E del volcán y luego se encauzó por los ríos Paéz (al W) y Símbola (al E). Ambos ramales del flujo se formaron casi al mismo tiempo y, luego de recorrer distancias muy similares, se encontraron en el sitio de unión de ambos drenajes (figura 8), unos 2 km al N de Belalcázar, y afectaron importante infraestructura vial, dejando incomunicada, entre otras, a esta población, que es el mayor

centro poblado del área, y arrasando con varios puentes que se encontraban a alturas entre 5 y 15 m (esta última en los sitios de peralte del flujo). Luego de que los lahares se unieron alcanzaron una velocidad cercana a 80 km/h (en los primeros 50 km), de acuerdo con los datos de los detectores de flujos de lodo instalados en ambas cuencas. También fueron de apoyo, los registros de algunos testigos de las poblaciones de Belalcázar, Tóez y Mesa de Caloto. El lahar tuvo un alto de inundación promedio de 10 m en la parte alta y de unos 5 m en la cuenca baja y en su aproximación al río Magdalena.

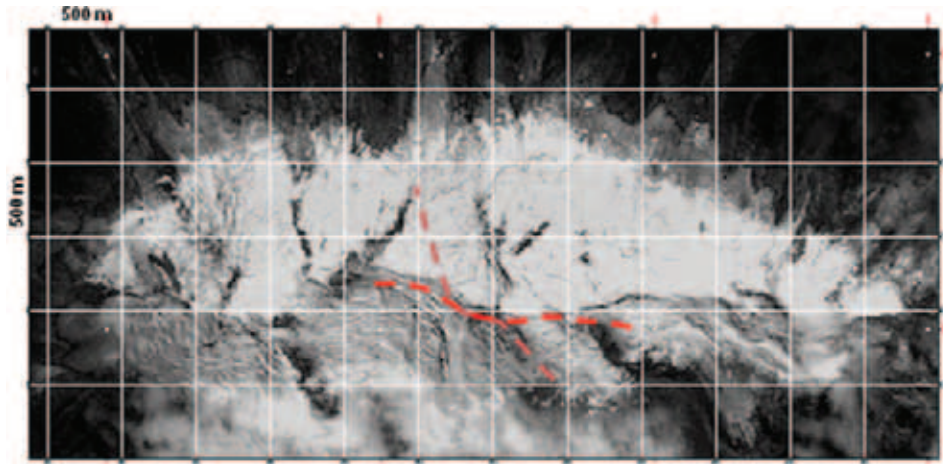


Figura 7. Imagen QuickBird (febrero de 2007) (USGS). Área glaciaria del nevado tomada unos días antes de la erupción de febrero de 2007. En ella están dibujados los trazos de las fisuras grandes formadas con las erupciones del 19 de febrero (rojo oscuro, en dirección N-S) y del 18 de abril de 2007 (en rojo claro, en dirección SW-NE).



Figura 8. Sitio de unión de los dos brazos del lahar generado en la erupción del volcán Nevado del Huila el 18 de abril de 2007. El drenaje de la izquierda es el río Símbola y el de la derecha es el río Páez. El promedio de la altura de la inundación fue 10 m. Nótese la escala de las personas sobre el camino del lado izquierdo de la fotografía. El río corre hacia el S. La fotografía fue tomada desde un puente sobre el río Símbola, que fue arrastrado por el lahar.

En algunos casos donde los ríos hacían curvas pronunciadas o el valle se estrechaba, las alturas de la inundación alcanzaron entre 16 y 30 m (este último en la cuenca de río Símbola). En total tuvo un recorrido de más de 160 km hasta la represa de Betania (sobre el río Magdalena y en el departamento del Huila) y un volumen cercano a los 50 millones de metros cúbicos.

La generación de ambos lahares, sobre todo el de abril, no se explica aún de manera satisfactoria, ya que en la represa de Betania (Central Hidroeléctrica de Betania, 2007) se registró la llegada de cerca de 10 millones de m^3 más de lo normal de agua (figura 9), y no hubo aportes de agua de precipitación, ya que no era época de lluvias en la zona. Por tanto, esta gran cantidad de agua debió de haber estado disponible superficialmente de alguna manera en el volcán, ya sea como reservorio superficial, en los ríos, lagunas, grietas o cavidades subglaciares, grietas en las rocas, aguas subterráneas o como reservorios de agua hidrotermal. Además, en la superficie por donde pasaron los flujos no se encontraban cuerpos de aguas importantes, por ejemplo lagunas o lagos, que hubieran aportado estas grandes cantidades de agua, incluso ni sumando el equivalente de agua de los cerca de 500.000 m^3 de hielo perdido del frente de la lengua glaciario El Oso. En consecuencia, la ocurrencia de ambos lahares

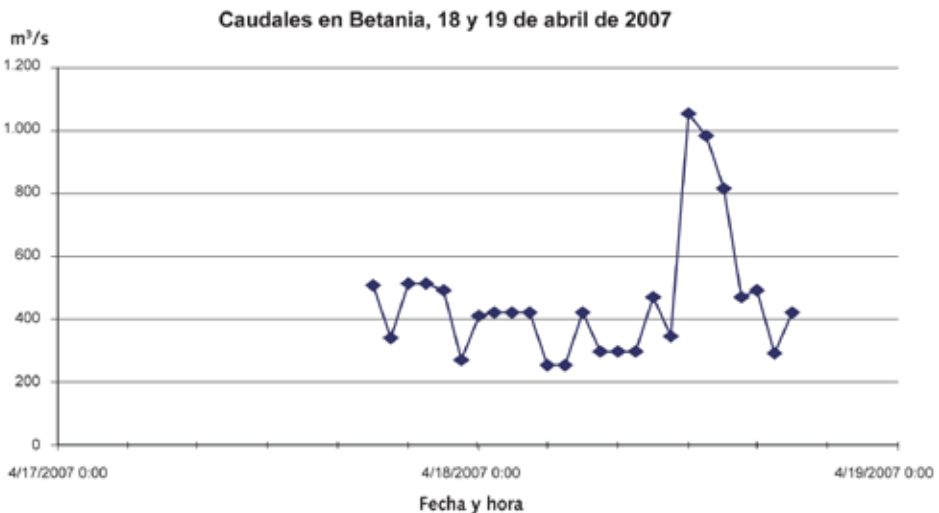


Figura 9. Gráfica de caudal vs tiempo, que muestra el ingreso de cerca de 10 millones de metros cúbicos de agua en exceso a la represa de Betania (localizada a más de 160 km de la cima volcánica), con un incremento notable entre las 12:00 m y 1:00 p.m., es decir, 9 a 10 horas después de la erupción del 18 abril 2007 (Datos: Represa Hidroeléctrica de Betania, 2007).

fue asociada a la expulsión de volúmenes considerables de agua del interior del volcán a través de las grietas formadas en el momento de las erupciones, las cuales debieron de haber afectado no solo la masa glaciar sino también el edificio volcánico. De acuerdo con las evidencias encontradas en el campo durante la inspección de los depósitos dejados por los lahares y el análisis de las escasas muestras de cenizas de caída colectadas de estas erupciones, no se detectó material juvenil en estos materiales; por ello se considera que ambas erupciones fueron de tipo freático, es decir, debidas a la interacción del calor producido por un cuerpo magmático en ascenso con cuerpos de agua que pudieron haber estado en el interior del glaciar o posiblemente como reservorios de agua hidrotermal, si se considera que en las cenizas analizadas se encontró clorita y tridimita, que son minerales de ambiente hidrotermal.

Posterior a la actividad sísmica registrada el 18 de abril, comenzó una etapa de relajación relativa del sistema volcánico, aunque con esporádicos registros sísmicos importantes, de manera que aunque la actividad decrecía, el nivel de esta quedó más alto que el registrado en el periodo de relajación de la primera erupción. Desde entonces hasta la fecha (agosto de 2008) ha permanecido más o menos constante aunque, como ya se mencionó, ha presentado fluctuaciones temporales con ocurrencia de enjambres de sismos que han alcanzado magnitudes hasta de 3 en la escala de Richter, sobre la cima del pico Central. Algunos fueron asociados a pequeñas emisiones de cenizas.

Imágenes recientes del glaciar del Nevado del Huila

De este glaciar, las imágenes más recientes que se tienen son fotografías tomadas principalmente por personal de INGEOMINAS durante los sobrevuelos en helicópteros de la Fuerza Aérea Colombiana en las rutinas de monitoreo visual llevadas a cabo tanto en las épocas de crisis como en épocas de relativa calma. Con base en estas fotografías se ha realizado la mayoría de las observaciones de los cambios recientes pos eruptivos en el glaciar de este volcán.

No se han podido realizar cálculos precisos de estas pérdidas de masa glaciar debido a que no se dispone de fotografías aéreas de toma periódica reciente, con posterioridad a las erupciones de febrero y abril de 2007. Los materiales de sensores remotos más recientes de que se dispone son (figura 10):

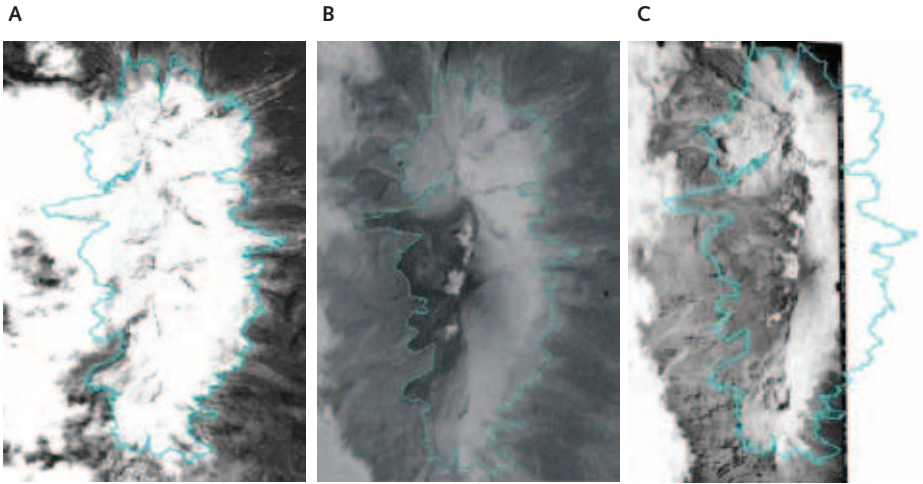


Figura 10. Imágenes de diferentes tipos de sensores remotos del Nevado del Huila, a las que se les dibujó el límite del área glaciar, de acuerdo con la georreferenciación de cada una de ellas y con la complementación de este límite, teniendo en cuenta las tres imágenes, debido a las distintas resoluciones y a la cobertura de nubes. **A.** Imagen Quick Bird (resolución de 0,6 m) del 7 de febrero de 2007 (USGS, 2007a). **B.** Imagen ASTER (resolución de 15 m) del 23 de febrero de 2007 (USGS, 2007b). **C.** Fotografía aérea (resolución 85 micrones) del 27 de febrero de 2007 (IGAC, vuelo C-2805, foto 192) (modificado de Worni, 2008).

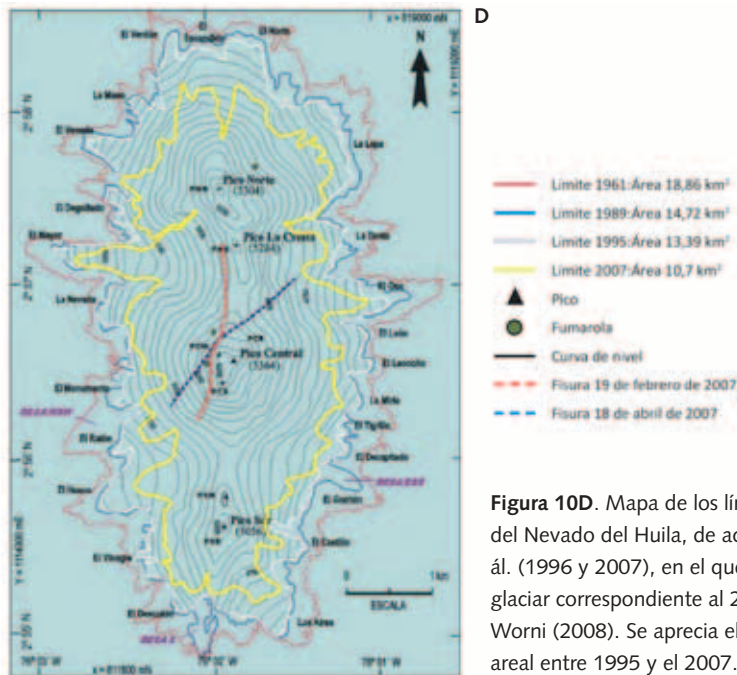


Figura 10D. Mapa de los límites del área glaciar del Nevado del Huila, de acuerdo con Pulgarín et ál. (1996 y 2007), en el que se incluye el límite glaciar correspondiente al 2007, obtenido por Worni (2008). Se aprecia el notable retroceso areal entre 1995 y el 2007.

- Imagen QuickBird (figura 10a) (USGS, 2007a), con 0,6 m de resolución, del 7 de febrero de 2007, unos 12 días antes de la erupción de febrero de 2007. Esta imagen es de muy buena calidad pero el límite W del glaciar quedó oculto por las nubes, de manera que en ella no se puede calcular el área glaciar de manera exacta.
- Imagen ASTER (figura 10b) (USGS, 2007b), de 15 m de resolución, del 23 de febrero de 2007 (4 días después de la erupción de febrero de 2007). De esta imagen se tomó una subescena, empleada para compararla con otras dos imágenes disponibles (la QuickBird y la fotografía aérea).
- Línea de vuelo de cinco fotos aéreas (vuelo C-2805 de 2007, fotos 189 a 193), de muy buena resolución (85 micrones), tomadas por el Instituto Geográfico Agustín Codazzi (IGAC, 2007) el 27 de febrero de 2007, es decir, 8 días después de la erupción de ese mes. En la foto 192 de este vuelo se observa el cuerpo casi completo del glaciar; sin embargo, el nevado quedó en un extremo de la fotografía (figura 10c), es decir, en la zona de máxima deformación óptica. Se considera que el límite glaciar del lado W quedó en una zona de la fotografía que puede ser confiable para su medición. Los extremos de las lenguas glaciares del lado E no quedaron completos en esta foto.

Con base en la georreferenciación de la imagen QuickBird, la fotografía aérea del IGAC y la imagen ASTER, se realizó un ajuste (entre las tres) para obtener el límite más preciso del área glaciar, basado principalmente en la imagen QuickBird y corrigiendo los extremos del glaciar tanto del lado W como del E, con las otras dos imágenes. Estos ajustes se realizaron en el software ARC GIS, dando como resultado un área de 10,7 km² (Worni, 2008), muy cercana a los 11 km² de área glaciar calculados a partir de la extrapolación realizada sobre la gráfica de tendencia del área glaciar elaborada por Pulgarín et ál. (1996 y 2007). De esto se infiere que también dicho estudio arrojó resultados confiables, toda vez que la extrapolación hecha fue a los 12 años después del último año tenido en cuenta (1995) como dato real en la gráfica y conociendo que el retroceso glaciar en los últimos años había sido el más acelerado de los periodos estudiados, de acuerdo con los mismo autores. El límite del área glaciar obtenido para el Nevado del Huila en 2007 se encuadró en el mapa de los límites glaciares obtenidos por Pulgarín et ál. (1996 y 2007) (figura 10d). En este se puede visualizar la marcada pérdida areal en los últimos 12 años (1995 a 2007).

Cambios en la masa glaciar del Nevado del Huila ocurridos durante y después de las erupciones de 2007

Entre los cambios manifestados en este glaciar después de las erupciones de 2007, se evidencian notoriamente la formación de las dos megafisuras sobre este glaciar; una en cada erupción. La primera, ocurrida durante la erupción del 19 de febrero (figura 11), se formó entre los picos La Cresta y Central, en dirección N-S, con una longitud de 2 km, un ancho máximo de 80 m y profundidades cuyas paredes internas mostraban alturas mayores de 50 m en algunos sitios.

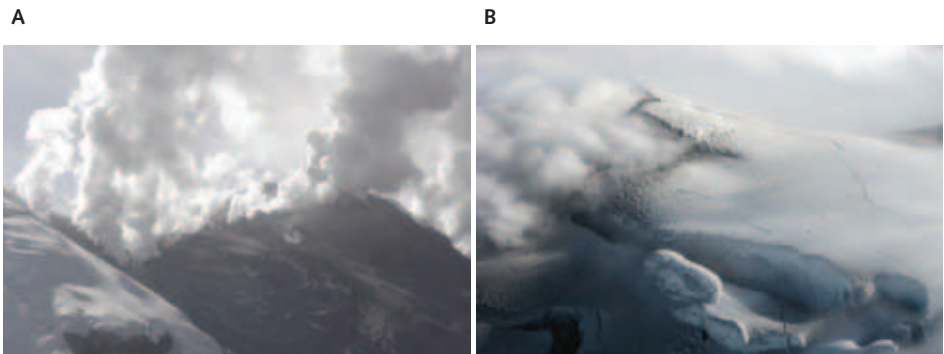


Figura 11. Fisura formada durante la erupción del 19 de febrero de 2007 sobre la parte alta W del glaciar del Nevado del Huila. **A.** Fumarolas alineadas en dirección N-S que indican la presencia de la fisura. **B.** Parte alta de la fisura, sobre la cima del pico Central. Dentro de la fisura, las paredes pueden alcanzar unos 50 m de altura.

La segunda megafisura se generó con la erupción del 18 de abril, atravesó el pico Central en dirección SW-NE y cruzó a la vez, la cima de este pico y la fisura formada en la primera erupción (figuras 7 y 12). Tuvo casi las mismas proporciones que la anterior: 2,3 km de largo, 80 m de ancho y profundidades de más de 50 m. Al igual que la primera, también dejaba ver, en algunos sectores de sus paredes, los estratos de cenizas de anteriores erupciones, intercalados en el hielo. En ambas erupciones se observó la formación de canales delgados de derretimiento superficial del glaciar (figura 13), principalmente en la parte alta del glaciar mayor, al W del pico Central, que indican la salida de flujos calientes del interior del volcán, a través de las fisuras formadas. Seguramente, fueron canales por donde se encausaron inicialmente los lahares generados.

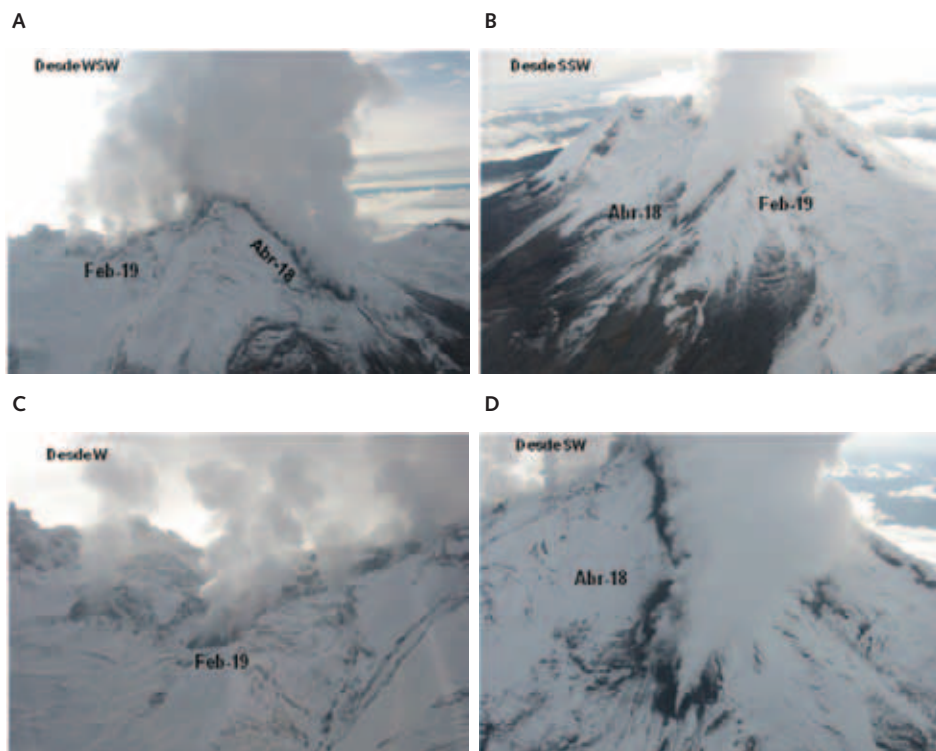


Figura 12. Fotografías de fisuras formadas en las erupciones del 19 de febrero y del 18 de abril de 2007 (tomadas el 22 de abril). **A** y **B** muestran el cruce de ambas fisuras, desde dos puntos diferentes. **C.** Fisura del 19 de febrero, aún con abundante actividad fumarólica. **D.** Porción SW de la fisura del 18 de abril, mostrando abundante salida de fumarolas y con las orillas cubiertas de ceniza.

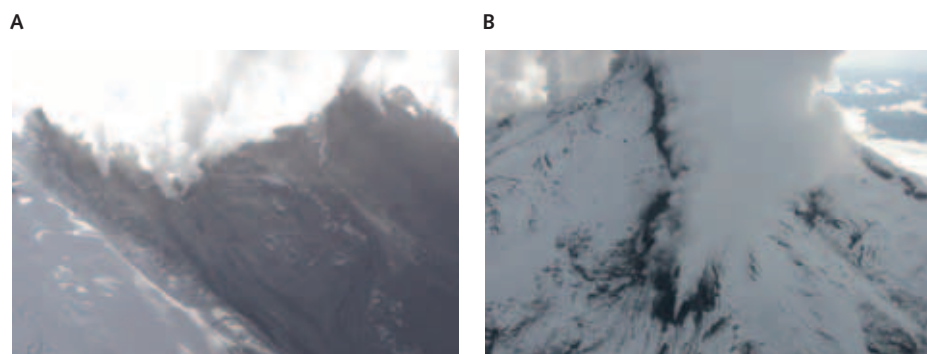


Figura 13. Canales de fusión en el hielo, que denotan el inicio de los lahares, debido a la salida de agua caliente de las fisuras. **A.** Canales formados en la erupción del 19 de febrero de 2007, entre los picos La Cresta y Central. **B.** Canales en el frente del extremo SW de la fisura formada en la erupción del 18 de abril.

La actividad fumarólica durante las erupciones fue tan abundante en las dos megafisuras (figura 14) que mantuvo oculta la verdadera magnitud de estas hasta algunos días después de su formación, cuando habían disminuido parcialmente su actividad. Este fenómeno, que debió y debe continuar produciendo actualmente un derretimiento lento pero continuo de las paredes de la fisura, dio inicio a una serie de basculamientos de bloques grandes de hielo hacia adentro de las fisuras (figura 15), los cuales se derretían. Las aguas producidas comenzaron a arrastrar cenizas depositadas sobre el hielo, buscaron salida y formaron pequeños lahares locales en la zona periglacial.

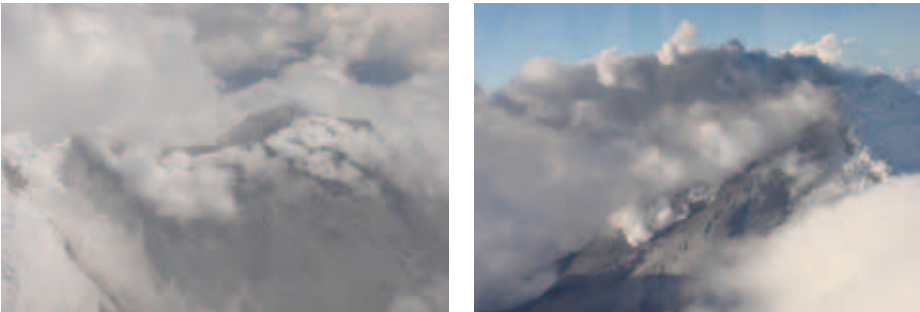


Figura 14. Actividad fumarólica abundante a través de las fisuras formadas durante las erupciones del 19 de febrero y 18 de abril de 2007, la cual se mantuvo por varias semanas, ocultaba parcialmente la magnitud de las fisuras y generaba derretimiento de las paredes del glaciar. En ambas fotos se observa la cobertura de ceniza sobre el flanco W del glaciar del pico Central.

A



B



Figura 15. Fotografías en las que se observa el basculamiento de bloques de hielo hacia la parte interna de las fisuras. Fotos tomadas el 22 de abril de 2007. **A.** Porción NE alta de la fisura del 18 de abril. **B.** Porción N alta de la fisura del 19 de febrero.

Con la erupción del 18 de abril de 2007 también se produjo la pérdida parcial del frente de la lengua glaciar El Oso (figura 16), que hasta entonces había sido el glaciar de mayor longitud del lado E del Nevado del Huila. Al parecer el glaciar no se derritió desde arriba (no tenía indicios de depositación de sedimentos sobre él) sino desde abajo, como si una masa de agua caliente hubiera pasado por debajo de éste, derritiéndolo y haciéndolo subsidir luego, ya que sobre la superficie periglacial quedaron regados algunos fragmentos del glaciar y, en seguida de ellos, la huella del lahar que descendió por este valle. Mediante estimaciones preliminares, se obtuvo un volumen perdido de masa glaciar para este frente de lengua de aproximadamente 500.000 m³.

A



B



Figura 16. Fotografías del sector E del glaciar del Nevado del Huila, donde se aprecia la pérdida parcial del frente de la lengua glaciar El Oso (en el centro de las fotos). **A.** Tomada el 11 de abril de 2007 (siete días antes de la erupción del 18 de abril). **B.** Tomada el 22 de abril. Se observan la forma diferente del frente de la lengua, que indica la pérdida parcial de masa glaciar, la fisura formada en la erupción del 18 de abril y la evidencia del paso de lahar a partir de esta lengua glaciar.

En ambas erupciones se evidencia la formación de nuevas grietas diferentes de aquellas que normalmente mostraba el glaciar debido a la acción de la gravedad (favorecidas debido a la posición del glaciar en altas pendientes). Estas nuevas grietas se reconocían porque se encontraban más limpias de cenizas y, en algunos casos, más abiertas que las anteriormente formadas. En las paredes, se alcanzaban a distinguir las grietas desde los sobrevuelos en helicóptero, y diferentes niveles de capas de cenizas intercaladas entre el hielo, seguramente producto de erupciones anteriores no vistas o no reportadas por el hombre. Hubo formación de grietas paralelas o no a las existentes. En ocasiones, se observaron patrones rectos paralelos al eje mayor del glaciar (figura 17), principalmente en el flanco E.

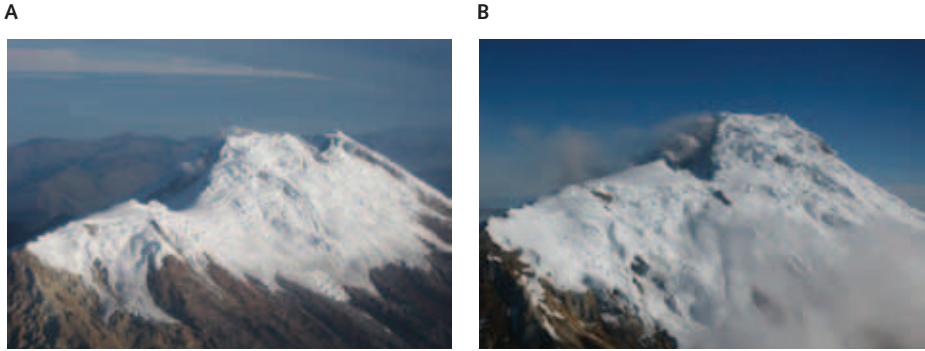


Figura 17. Fotografías del flanco E del glaciar del Nevado del Huila. **A.** Se observa, en su parte media, la formación un patrón de grietas rectas paralelas al eje mayor del glaciar. **B.** Se observa también el patrón de grietas longitudinales y se evidencia la generación de avalanchas angostas de nieve de pequeña magnitud, que no sobrepasan el límite del glaciar.

La desestabilización general evidenciada por la presencia y conexión de todos los sistemas de grietas (antiguas y nuevas), principalmente en la parte alta del glaciar donde la pendiente es mayor, comenzó a hacerse más notoria y empezaron a formarse especies de escalones de hielo cubiertos por cenizas. Algunas de estas grietas se tornaron en cavidades casi redondas (figura 18) y con subsidencia y escalonamiento de bloques, quizá debido al mismo derretimiento que seguramente se presentaba en el contacto entre la roca y la base del glaciar, así como por la salida, unas veces continua y otras intermitente, de fumarolas a través de ellas.

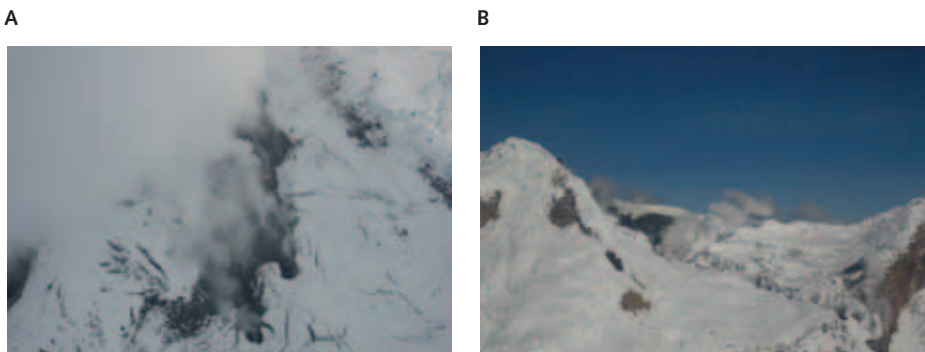


Figura 18. Fotografías de las fisuras. **A.** Se aprecian algunos hoyos en el glaciar, a partir de los cuales ha evolucionado la apertura en la fisura formada el 19 de febrero de 2007 (parte S de la fisura). Tomada el 22 de abril de 2007. **B.** Fotografía de la fisura al NE, tomada el 12 de mayo de 2008. Nótese los basculamientos, el escalonamiento de bloques de hielo y la escasa actividad fumarólica.

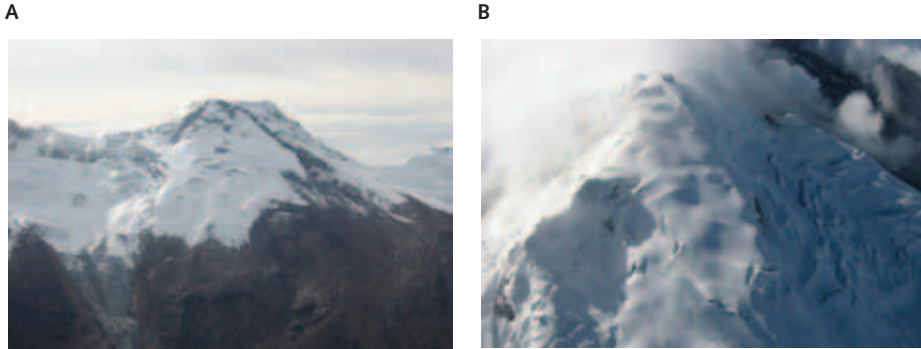


Figura 19. Fotografías que muestran la acumulación de nuevas capas de nieve. **A.** Parte W del Pico Central, tomada el 4 de abril de 2008, donde se observa la nueva cobertura de nieve sobre las cenizas que cubrían este sector del glaciar. A las partes media y baja de la lengua glaciar Mayor, aún se les nota parte de la cubierta de cenizas. **B.** Flanco NW del pico N, donde se aprecia el relleno de grietas por la nueva acumulación de nieve y una línea de avalancha de nieve. Tomada el 1 de marzo de 2007.

Durante las erupciones y en los días posteriores a ellas hubo otras emanaciones pequeñas de cenizas que cubrían principalmente la parte alta del pico Central y su flanco W, aunque en ocasiones también se cubrió su parte E. En general, estas caídas de ceniza no han afectado drásticamente los picos Norte, La Cresta y Sur. Entre las épocas en las que no se presentaban emisiones de cenizas, también ha habido condiciones climáticas que han favorecido la formación de capas de nieve nueva sobre las cenizas depositadas, produciéndose una recuperación parcial de la masa glaciar (figura 19). En ocasiones alcanzaba a cubrir por completo las cenizas depositadas sobre el glaciar y algunas de las grietas de poca profundidad quedaban nuevamente rellenas y comenzaban a formar nuevamente neveros, que dejaban casi completamente cubierta la grieta.

Desde los sobrevuelos era preocupante observar el panorama del glaciar ya que se veía muy desestabilizado por la presencia de las megafisuras, las grietas, los escalones y los hundimientos formados. Se pensaba en la posible ocurrencia de una avalancha de hielo, además de la desestabilización del flanco W del volcán; aunque estos escenarios todavía no pueden descartarse, el comportamiento que ha continuado mostrando esta parte del glaciar no sugiere, en el tiempo cercano, la formación de una avalancha de grandes proporciones, a no ser que ocurran mayores desestabilizaciones causadas por nuevas erupciones. En contraste, lo que ha sucedido es un derretimiento

parcial de los glaciares cercanos a los extremos de las dos megafisuras (figura 20), localizados en las partes S y SW y en la parte E del glaciar. Como estos extremos quedaron cerca al límite glaciar, lo observado sugiere que las aguas calientes que descienden por dentro de ambas fisuras han causado el derretimiento del hielo entre el final de cada megafisura y el límite glaciar, provocando la entrada de dicho límite cada vez más hacia las fisuras, generando un retroceso más acelerado que el provocado por el cambio climático.

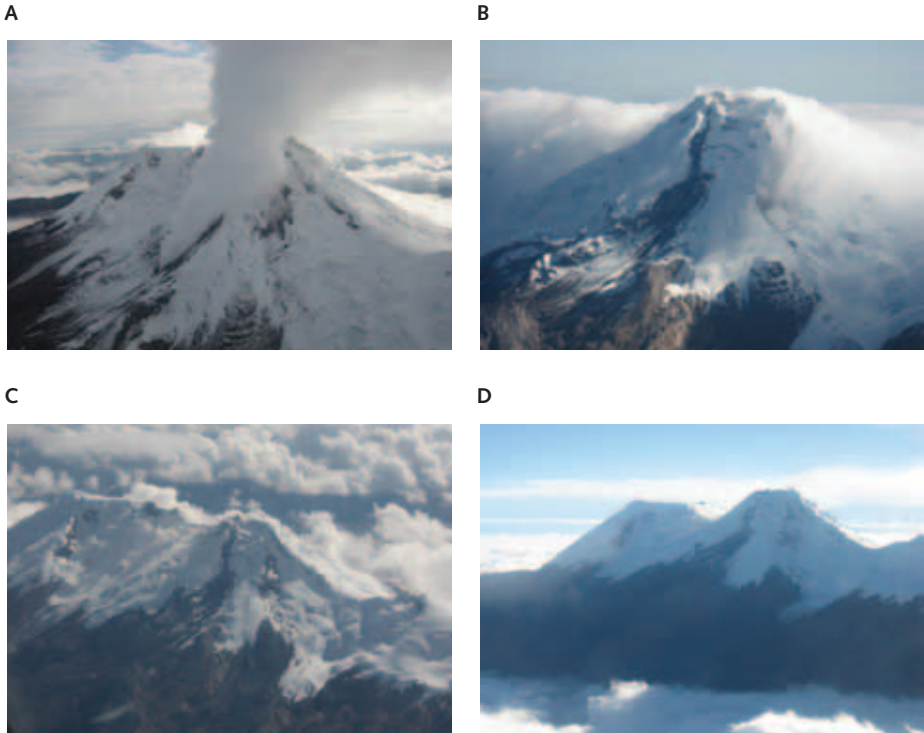


Figura 20. Fotografías de los extremos sur de las dos fisuras formadas en 2007. **A.** Tomada el 22 de abril de 2007, donde se observa una actividad fumarólica fuerte en ambas fisuras. **B.** Tomada el 20 de noviembre de 2007, con muy escasa actividad fumarólica. **C.** Tomada el 27 de marzo del 2008, también con escasa actividad fumarólica. **D.** El mismo sector, 6 de mayo de 2008; se aprecia muy poca actividad fumarólica. Al comparar estas fotografías se evidencia la pérdida de masa glaciar tanto en las márgenes como en los extremos de las fisuras.

También han ocurrido pequeños desprendimientos de hielo y nieve de las paredes más altas del glaciar, principalmente observables en el sector E y N (figuras 20b y 21b), donde se han apreciado acumulaciones alargadas de

bloques de hielo y de nieve, que terminan en forma de pequeños abanicos. En general, han quedado depositadas sobre la misma masa glaciar o, en algunos casos, han alcanzado a sobrepasar ligeramente la línea del límite glaciar, como se pudo observar en la parte SE del pico Central, en una fotografía del 29 de abril de 2008, en la que se observa una pequeña avalancha de bloques de hielo, más de un año después de la segunda erupción (ocurrida en el mes de abril de 2007) y seguramente debido a la inestabilidad generada por la abundancia de grietas y el derretimiento lento del glaciar por la salida de gases calientes. El depósito llegó hasta aproximadamente 1,2 km más abajo del límite glaciar (figura 21).

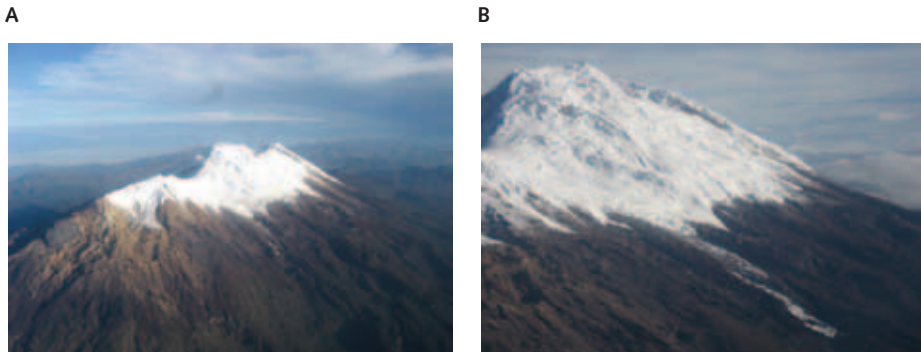


Figura 21. Fotografías del flanco E del volcán Nevado del Huila, tomadas desde el SE. **A.** Tomada el 11 de abril de 2007, donde aún no se aprecia el depósito de bloques de hielo. **B.** Tomada el 29 de abril de 2008, en la que se aprecia un depósito de bloques de hielo que sobrepasó aproximadamente 1,2 km la línea del límite glaciar, lo que indica la desestabilización por todos los efectos que ha sufrido el glaciar. Sector SE del pico Central.

Conclusiones

- Las erupciones ocurridas en 2007 en el volcán Nevado del Huila son las primeras erupciones históricas registradas.
- Las megafisuras de la cima del volcán Nevado del Huila (erupciones de 2007) fueron causadas por la desestabilización (apertura-limpieza de conductos volcánicos) y la interacción presión-calor de un magma ascendente en el que no se registró salida de material juvenil y por eso se han clasificado como erupciones freáticas.

- De acuerdo con el registro geológico, los escenarios eruptivos posibles podrían ser flujos de lava (fisurales) o domos y generación de nuevos lahares.
- Aunque en las erupciones hubo fases preeruptivas cortas, el Observatorio Vulcanológico pudo dar aviso oportuno a las autoridades y comunidades, de manera que más de 5000 personas alcanzaron a evacuar exitosamente en cerca de 5 horas antes del paso de los flujos. Esto indica el trabajo mancomunado y el funcionamiento de los comités de emergencia, la disponibilidad y preparación de la comunidad y los organismos de protección civil.
- La experiencia que han acumulado los sismólogos en nuestro medio es digna de reconocimiento, pues gracias a ella se pudo dar el aviso oportuno de la ocurrencia de la erupción y de los flujos de lodo.
- Hubo un exceso de agua en la erupción/lahar de abril (7,5 millones de metros cúbicos) si se tienen en cuenta los 10 millones de metros cúbicos de exceso de agua que ingresó en la represa de Betania el día de la segunda erupción (18 de abril de 2007). Su origen debió estar relacionado con cuerpos de agua presentes en grietas glaciares, lentes subglaciares, fracturas superficiales en las rocas, acuíferos superficiales en materiales fragmentarios, aguas en reservorios hidrotermales.
- Los trabajos de Pulgarín et ál. (1996 y 2007) y Ariza (2006) muestran características similares de retroceso glaciar para este nevado, es decir, aceleración en el último periodo analizado, que para los primeros autores va de 1989 a 1995, con promedio anual de pérdida de área glaciar de $0,222 \text{ km}^2/\text{año}$, y para el segundo, va de 1989 a 2001, con un promedio de $0,228 \text{ km}^2/\text{año}$.
- Debido a la escasa disponibilidad de imágenes remotas de precisión para estudios multitemporales, no se dispone de medidas cuantitativas exactas de los cambios glaciares ocurridos después de las erupciones de 2007; sin embargo, en los sobrevuelos de inspección se ha visto que el cambio en la dinámica del glaciar ha sido bastante notoria y se han observado cambios importantes, como escalonamiento, basculamiento y colapsamiento de grandes porciones del glaciar desde las márgenes de las megafisuras hacia adentro de éstas, además fusión del glaciar posiblemente desde el piso de éste, en las zonas de las fisuras y en los frentes de las partes finales de estas fisuras, así como en algunos frentes de lenguas glaciares y la formación de nuevas grietas en la masa glaciar; todo lo cual está causando una gran

desestabilización y está contribuyendo con el aceleramiento del retroceso glaciar de una manera marcada, que muy seguramente llevará a la extinción más rápida de lo previsto, de esta masa glaciar.

- Se deberán emprender nuevos estudios multitemporales mediante sensores remotos para investigar la dinámica y el retroceso de este glaciar antes de que sea demasiado tarde, lo que dependerá de la disponibilidad de estas herramientas y su respectivo análisis. ■

Referencias Bibliográficas

- Ariza, A. (2006). Retroceso de glaciales tropicales en los Andes Centrales de Colombia mediante imágenes Landsat. By laws of the Journal Editorial Board Polytechnic University of Puerto Rico. San Juan, Puerto Rico. Accepted march 2006. Madrid: Universidad de Alcalá, Departamento de Geografía.
- Calderón, Y., Ávila, G. & Ojeda, J. (1997). Estudio de amenazas y zonificación geológica de la cuenca del río Páez. 2nd Pan-am. Symp. Landslides, 2nd COBRAE. Río de Janeiro.
- Ceballos, J. L., Euscátegui, C. & Tobón, E. (2007). *Los glaciares en Colombia, su estudio y relación con el comportamiento climático, caso volcán Nevado Santa Isabel (Cordillera Central, Colombia)*. Memorias de la Primera conferencia internacional de cambio climático: impacto en los sistemas de alta montaña. Bogotá: IDEAM-Universidad de Zurich, pp. 75-85.
- Central Hidroeléctrica de Betania (CHB). (2007). Datos de caudales de entrada a la represa de Betania los días 6 de junio de 1994, 18 y 19 de febrero de 2007, y 17 y 18 de abril de 2007 (comunicación escrita).
- Correa, A. & Pulgarín, B. (2002). Morfología, estratigrafía y petrografía general del complejo volcánico Nevado del Huila (énfasis en el flanco occidental). Informe Interno. Popayán: INGEOMINAS.
- Flórez, A. (1992). Los nevados de Colombia, glaciales y glaciaciones. *Revista Análisis Geográficos*, 22, 95. Bogotá: IGAC.
- Flórez, A. & Ochoa, F. (1990). El Nevado del Huila o Ñandí. *Revista Colombiana sus Gentes y Regiones*, 20, 206-215. Bogotá: IGAC.
- IGAC. (2007). Vuelo C-2805 de 2007, fotos 189 a 193, 85 micrones de resolución, del 27 de febrero de 2007.
- Ingeominas. (1994). El sismo de Páez, Cauca, del 6 de junio de 1994, evaluación de emergencia. Informe presentado al Sistema Nacional para la Prevención y Atención de Desastres de Colombia. Santafé de Bogotá: INGEOMINAS.
- Ingeominas. (2007a). Informe de actividad sísmica febrero de 2007. Popayán: INGEOMINAS.

- Ingeominas. (2007b). Informe de actividad sísmica abril de 2007. Popayán: INGEOMINAS.
- Linder, W. (1993). Pérdidas en la masa de hielo en el Nevado del Ruiz, causadas por procesos climáticos y eruptivos durante los últimos 50 años. *Revista Análisis Geográficos*, 23, 113. Santafé de Bogotá: Instituto Geográfico Agustín Codazzi.
- Pulgarín, B., Cepeda, H. & Correa, A. (1997). Geología del complejo volcánico Nevado del Huila. Informe Interno. Popayán: INGEOMINAS.
- Pulgarín, B., Jordan, E. & Linder, W. (1996). Cambio glaciario del volcán Nevado del Huila entre 1961 y 1995. *Memorias*. VII Congreso Colombiano de Geología. Bogotá.
- Pulgarín, B., Jordan, E. & Linder, W. (2007). Aspectos geológicos y cambio glaciario del volcán Nevado del Huila entre 1961 y 1995. *Memorias*. Primera conferencia internacional de cambio climático: impacto en los sistemas de alta montaña. Bogotá: IDEAM-Universidad de Zurich, pp.123-140.
- Red Sismológica Nacional de Colombia (RSNC). (1994). El sismo de Páez (Cauca) del 6 de Junio de 1994. *Boletín Mensual de Sismos*, 2(13), 6, Santafé de Bogotá: INGEOMINAS,
- USGS. (2007a) Imagen QuickBird, 0,6 m de resolución, del 7 de febrero de 2007. *US Geological Survey*.
- USGS. (2007b). Imagen ASTER, 15 m de resolución, del 23 de febrero de 2007. *US Geological Survey*.
- Worni, R. (2008). *Volcanic eruption-related impacts on glaciers and modelling of lahars at Nevado del Huila, Colombia*. Diploma Thesis. Department of Environmental Sciences ETH Zurich. Authored at the University Zurich and INGEOMINAS. Popayán and Bogotá, Colombia.

OBSERVACIONES GEODÉSICAS SATELITALES GPS Y MONITOREO DEL CAMBIO GLOBAL

Héctor Mora Páez¹
Sergio López Isaza²

Antecedentes

En el 2006, el Instituto Colombiano de Geología y Minería (INGEOMINAS) presentó a consideración del gobierno central, el proyecto “Implementación de la red nacional de estaciones geodésicas satelitales GPS con propósitos geodinámicos”, conocida como GeoRed a partir de la concepción de “Geodesia tectónica y volcánica: red de estudios de deformación”, como la manera apropiada de incrementar el grado de conocimiento de la geodinámica en la esquina noroccidental de Suramérica (Mora, 2006), orientada a reducir las amenazas asociadas mediante una adecuada toma de decisiones, integrando y analizando los datos tomados por otro tipo de redes instrumentales. Una vez aprobado, este proyecto inició actividades en enero del 2007, convirtiéndose en una herramienta esencial para determinar la deformación de la corteza terrestre, así como para hacer el análisis de deformación interplaca e intra-placa y del ciclo sísmico actual.

Para Colombia resulta trascendental aumentar la capacidad técnico-científica de captura, procesamiento, análisis, despliegue y toma de decisiones en aspectos relacionados con la geodinámica del territorio, en especial aquella asociada a la deformación de la corteza, lo que permite, en conjunción con otros métodos y disciplinas, tener una visión integral de la posible ocurrencia de fenómenos naturales, sobre todo de tipo sísmico y volcánico.

¹ Coordinador e investigador del Proyecto GeoRed de INGEOMINAS.

² Investigador del Proyecto GeoRed de INGEOMINAS.

Por tanto, incrementar el grado de conocimiento de los fenómenos geodinámicos, en particular de los sísmicos y volcánicos, y por ende reducir los riesgos por desastres asociados, implica el despliegue de redes instrumentales de diverso tipo, tales como sismológicas, acelerográficas, satelitales GPS para estudios geodinámicos, entre otras, con requerimientos importantes como buena densidad y cobertura, funcionamiento adecuado a través del tiempo, calidad de datos, información oportuna, que junto con la integración de la información procesada a partir de otras disciplinas, permita obtener una visión integral de los fenómenos respectivos, factor esencial en la formulación de planes de desarrollo local, departamentales, regionales y nacional, así como de planes de prevención y atención por este tipo de fenómenos naturales.

Geodesia satelital GPS como herramienta de monitoreo del cambio global

El desafío frente al cambio global surge desde el momento en que se concibe la Tierra y su ambiente en cualquier momento definido como un sistema global compuesto por la interacción de varios componentes que experimenta cambios continuos, los cuales pueden ocurrir en días, meses, años, y otros en escalas de siglos o más, y se pueden presentar en pequeñas áreas de la superficie terrestre o en grandes regiones del mundo. Desde el punto de vista de la historia de la Tierra, los principales componentes del sistema global fueron el aire, el agua, la superficie terrestre y las áreas glaciares, que comprenden el ambiente físico de nuestro planeta, y las plantas, los animales y los humanos que viven en dicho ambiente. En el último siglo, las actividades del hombre empezaron a cumplir un papel cada vez más importante en el cambio ambiental global. Este impacto del hombre en el ambiente se ha incrementado sustancialmente en la medida en que la población ha crecido, y la acción inadecuada de las actividades humanas, tales como la industria, la agricultura y la extracción de recursos naturales, se ha incrementado. De esta manera, las emisiones industriales en la atmósfera pueden afectar el clima; los cambios en el uso del suelo, como deforestación para producción agrícola, pueden generar perturbaciones en los ecosistemas naturales y afectar incluso la química de la atmósfera (IAI, 2009).

Así, las actividades humanas que afectan el ambiente, la vida humana y la sociedad en general son afectadas a su vez en diversas formas por cambios

en el sistema ambiental global. Sequías, disminución en la producción de alimentos, mala nutrición y hambrunas son el resultado de esta situación. Las sequías persistentes pueden convertir áreas fértiles para la agricultura en desiertos; los cambios en la circulación de los océanos y la temperatura perjudican la pesca; la pérdida de masa de hielo polar aumenta el nivel del mar, poniendo en riesgo a poblaciones costeras; las variaciones del clima dan lugar a la mayor generación de tormentas y huracanes, incrementando la pérdida de vidas humanas así como de propiedades en algunas regiones. El cambio ambiental global es uno de los mayores desafíos que enfrenta la humanidad hoy en día. Los tomadores de decisiones, quienes deben generar políticas para poder tener una sociedad sostenible, han de contar con mejores herramientas para ayudar a enfrentar este desafío. Dichas herramientas deben permitir un mejor entendimiento del comportamiento del sistema global que define el ambiente de nuestro planeta y las opciones disponibles para responder a tales cambios en este sistema tan complejo.

Con el propósito de enfrentar este desafío, los científicos de diferentes latitudes, instituciones y países han incursionado en la aplicación de diferentes técnicas, disciplinas y ciencias, que permitan desarrollar herramientas de seguimiento y monitoreo, algunas de ellas en tiempo real, que propicien no sólo avanzar en el conocimiento de los fenómenos asociados al cambio global sino en su comportamiento, para poder establecer tendencias y cambios, esfuerzos que están orientados a los pronósticos.

Dentro de estas posibilidades, el uso de la geodesia satelital se ha convertido en una herramienta que proporciona información que pueden analizar investigadores de diferentes disciplinas. Dichas aplicaciones pueden considerarse desde diversas perspectivas, como estudios de la deformación de la corteza terrestre, cinemática; estudios atmosféricos y meteorológicos; monitoreo de movimientos de masa; monitoreo de glaciares; estudios de la ionosfera, entre otros.

Algunas de dichas aplicaciones se están realizando directa o indirectamente en Colombia, pero se requiere avanzar en el conocimiento sobre el uso de modelos y algoritmos que usen la señal GPS con propósitos específicos, de acuerdo con la disciplina en particular, que permita la masificación del empleo de esta tecnología. En este documento se muestran algunos de los resultados obtenidos, asociados a deformación y meteorología, sin profundizar

en aspectos teóricos y técnicos, así como en los métodos de procesamiento para la obtención de dicha información. Lo que hay que destacar es el hecho que INGEOMINAS, en forma sistemática, al desarrollar el proyecto GeoRed, puede proporcionar datos GPS que pueden emplear por otras instituciones y centros de investigación, aumentando así las posibilidades de avance en el conocimiento de diversas disciplinas.

Proyecto GeoRed

El proyecto GeoRed-Implementación de la Red Nacional de Estaciones Geodésicas Satelitales GPS con propósitos geodinámicos”, de la Subdirección de Geología Básica de la Dirección Técnica del Servicio Geológico, está orientado fundamentalmente a estudiar el campo de deformación interplaca resultante de la complejidad tectónica debido a la convergencia de las placas tectónicas de Nazca, Caribe y Suramérica en la esquina noroccidental de Suramérica, y deformación intraplaca asociada a desplazamientos a lo largo de fallas activas y fenómenos relacionados.

El objetivo general del proyecto es “Mejorar la capacidad técnica, científica y operativa en Colombia para el análisis, interpretación y toma de decisiones de fenómenos asociados al estado de deformación tectónica regional y volcánica local en el territorio colombiano, empleando tecnología satelital GPS”.

A su vez, se destacan los siguientes objetivos específicos

- Implementar una red nacional activa de estaciones permanentes geodésicas satelitales GPS con propósitos geodinámicos, con transmisión de datos a un centro de acopio de información.
- Conformar una red móvil de adquisición de datos geodésicos satelitales GPS en la modalidad de campañas de campo.
- Generar información de desplazamientos horizontal y vertical obtenida a partir de datos GPS de las redes permanente y móvil.
- Establecer el marco de referencia geodésico multiutilitario del INGEOMINAS.
- Proporcionar información dentro de INGEOMINAS, así como a otras instituciones del Estado y centros de investigación, orientada a facilitar la ejecución de proyectos de investigación y desarrollo.

Así las cosas, se brinda apoyo a la misión asignada al INGEOMINAS, cuyos resultados corresponden a insumos de diferente orden y nivel para diversos campos temáticos, tales como investigación y modelado del subsuelo; interpretación de fenómenos o comportamientos físico-químicos en ciertas regiones o áreas específicas del territorio; generación y difusión de conocimiento, información y modelos geológicos integrales de la corteza del territorio colombiano; generación de conocimiento e información sobre la identificación y el monitoreo de zonas sujetas a amenazas geológicas, y evaluación de las restricciones del territorio asociadas a las condiciones geológicas. Adicionalmente, proveer información georreferenciada útil y confiable al Sistema Nacional Ambiental y al Sistema Nacional de Prevención y Atención de Desastres, así como al Sistema Nacional de Información Geológico-Minera, lo que permite además desarrollar actividades de ciencia y tecnología relacionadas con las funciones de la institución, pero en especial, poder brindar información confiable y oportuna a la comunidad.

GeoRed y el estudio de la deformación de la corteza terrestre

Inicialmente, vale la pena señalar que el estudio geodésico de sismos surgió cuando Harry Reid empleó el desplazamiento de los puntos geodésicos al este y oeste de la falla de San Andrés para proponer su teoría del rebote elástico en 1910. Los primeros trabajos se basaron en técnicas de triangulación y posteriormente de trilateración. Con el advenimiento de la era satelital, la geodesia satelital se ha convertido en la disciplina básica para el análisis y estudio de deformación interplaca e intraplaca, aparte que cumple un papel esencial para entender el ciclo sísmico, toda vez que es la única tecnología actual que proporciona información antes, durante y después de la ocurrencia de un sismo.

Las redes instrumentales de tecnología diversa permiten conocer tanto los fenómenos sísmicos como volcánicos, y están orientadas a mitigar los daños a la población y sus bienes, que se originan directa o indirectamente por dichos fenómenos. Desconocer el fenómeno natural físico al cual se enfrenta la sociedad es no poder evaluar la amenaza y el riesgo a la que se encuentra sometida, evitando la toma oportuna, eficaz y confiable de medidas y decisiones pertinentes para evitar o disminuir el impacto de los desastres relacionados con cada fenómeno.

Cuando se trata de estudiar la deformación de la corteza terrestre, la primera tarea de GeoRed es calcular las velocidades relativas no sólo de las placas tectónicas que convergen en la esquina noroccidental de Suramérica sino también a lo largo de fallas que se consideren activas, razón por la cual se instalan estaciones permanentes y estaciones de campo; por tanto, es un análisis de la tectónica activa y actual, de lo que está sucediendo en la actualidad, importante en lo que respecta a la doctrina geológica del uniformitarismo con la condición de que “el presente es la clave del pasado”, lo que significa que los procesos geológicos actuales, ocurriendo a las mismas tasas observadas hoy en día y de la misma manera, son responsables de todas las características geológicas de la Tierra, aspecto fundamental para entender la evolución geológica del territorio colombiano.

El análisis del alcance de los datos de la red geodésica permite concluir que los insumos del proyecto son claves no sólo en el estudio geodinámico de la corteza terrestre en el territorio nacional, componente esencial y fundamental en la Subdirección de Geología Básica, sino que el uso de esta tecnología permite proveer información a otras subdirecciones del INGEOMINAS tales como la de amenazas y la de recursos del subsuelo, así como a la Dirección Técnica del Servicio Minero, en términos de red de referencia para levantamientos relacionados con el ámbito minero.

GeoRed es además complemento ideal de las otras redes operadas por el INGEOMINAS; por tal motivo, algunas estaciones permanentes GPS se han establecido en el mismo lugar donde se encuentra en operación una estación sísmica de la RSNC, aprovechando la infraestructura existente, lo que permite la concepción futura del establecimiento de “estaciones multiparámetro”.

Aún más, el proyecto GeoRed permite hacer una validación tectónica de modelos geológicos estructurales, al igual que la integración de información multidisciplinaria orientada a conocer no sólo el estado de deformación sino el campo de esfuerzos regional actual, y proporciona información básica que sirve de referencia para estudios aplicados a la geología económica a partir del conocimiento de los ambientes geológicos.

Cabe destacar que el proyecto GeoRed, concebido y requerido desde el panorama actual de actividades de la Subdirección de Geología Básica como un medio esencial y herramienta fundamental para el entendimiento de la geodinámica de la litosfera en la esquina noroccidental de Suramérica, re-

quiere a su vez la integración multidisciplinaria con otras líneas de estudio de la tectónica activa del territorio colombiano, tales como paleosismología, geotectónica, geofísica y sismicidad instrumental, entre otras. Además, dado el creciente espectro de aplicaciones de la tecnología GPS en diversas ramas de las geociencias, este proyecto permitirá encaminar muchas acciones al “estudio integral de las sinergias naturales y humanas en la interfase geosfera-biosfera-atmósfera”, lo que le da un valor agregado adicional por su potencial contribución a proyectos de importancia e impacto global.

Estado actual de GeoRed en su fase de implementación

Para la implementación de GeoRed, se subdividió el territorio colombiano en 22 subbloques estructurales, limitados por fallas activas (Mora & López, 2009). GeoRed pretende instalar al menos una estación permanente dentro de cada bloque estructural, la cual debe estar acompañada de mínimo dos estaciones de campo (red pasiva). Al 30 de mayo del 2009, GeoRed tiene en operación quince estaciones GPS, entre éstas BOGT y SAN0, instaladas en convenios de INGEOMINAS con Nasa y Ucar, respectivamente, localizadas en las placas Caribe y Nazca, al igual que en el Bloque Norandino (figura 1).

A continuación se puede apreciar las velocidades en algunas de las estaciones procesadas en el Centro Nacional de Procesamiento de Datos GPS con Propósitos Geodinámicos de INGEOMINAS, las cuales corresponden tanto a estaciones permanentes como de campo, y son apenas un indicativo del comportamiento general del territorio colombiano (figura 2).

GeoRed y los estudios atmosféricos

El fundamento de la aplicación meteorológica estriba en las observaciones de vapor de agua en una red superficial de receptores de posicionamiento global GPS, con la consideración de que las señales GPS, como señales continuas de radio, son retardadas por la atmósfera debido a la refracción atmosférica y desviación de la señal (curvatura). Este “ruido” de origen atmosférico es una fuente de información para las ciencias atmosféricas y la meteorología. PWV (*Precipitable Water Vapor*) se deriva principalmente del modelamiento preciso asociado con el retardo en el arribo de la señal GPS causada por la variabilidad de índices de refracción en la atmósfera inferior. Conocido por lo general como ZTD (*Zenith Tropospheric Delay*), es mucho más pronunciado

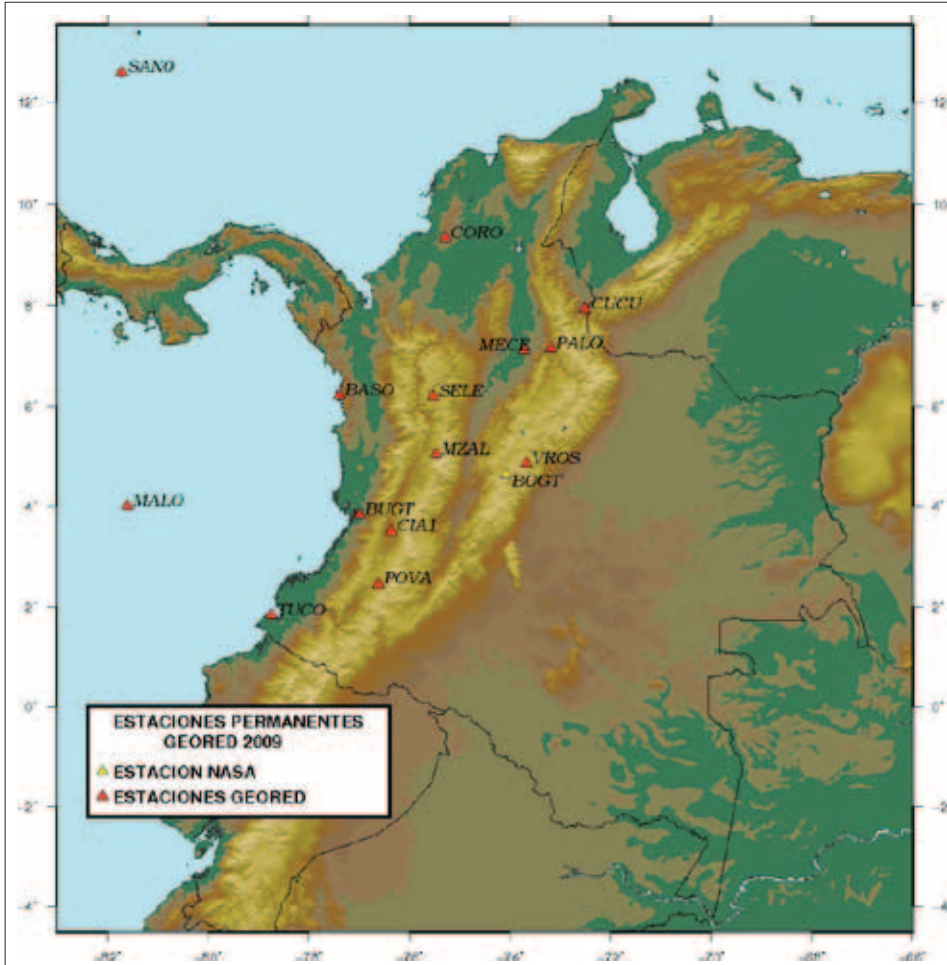


Figura 1. Estado actual de operación de estaciones GPS permanentes del proyecto GeoRed.

dentro de la región ecuatorial debido a las altas temperaturas y condiciones de humedad. STD se trata típicamente como la suma de dos componentes, denominadas ZHD (*Zenith Hydrostatic Delay*) y ZWD (*Zenith Wet Delay*). Si se considera que otras fuentes de error asociadas con la medición de la fase portadora GPS, tales como ruido del receptor, error orbital, multitrajectoria, retardo inosférico y centro de fase de antena, pueden mitigarse apropiadamente durante la adquisición de datos y procesamiento, el ZWD puede obtenerse sustrayendo ZHD de ZTD. Normalmente, las radiosondas son la única fuente operacional de las observaciones de humedad del aire en

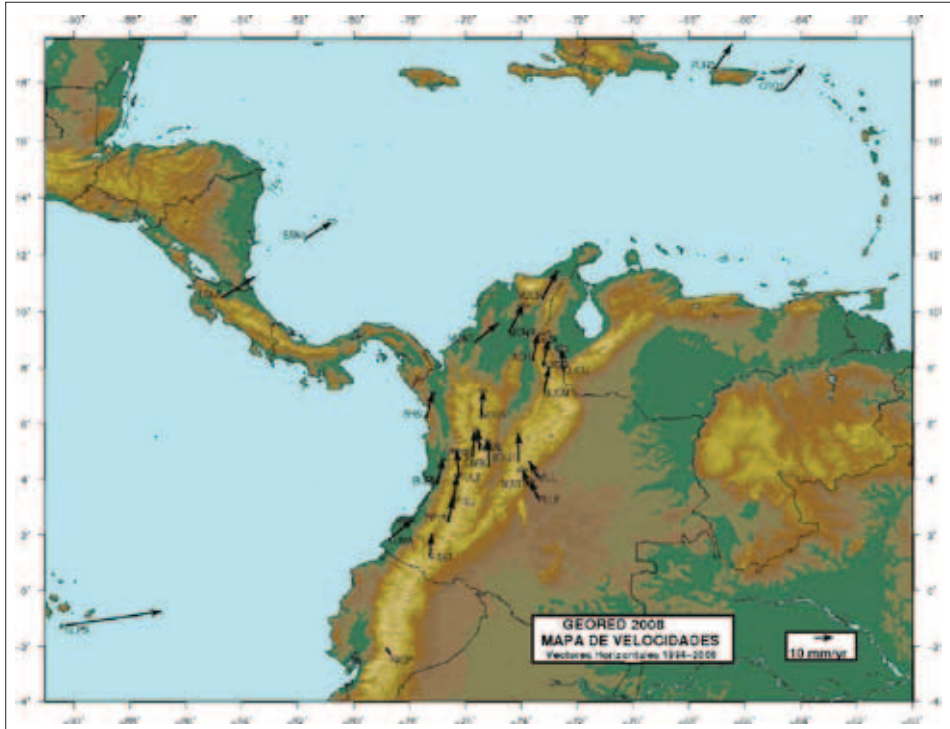


Figura 2. Velocidades de algunas de las estaciones GPS procesadas en el marco del proyecto GeoRed

la parte superior, pero cuyas observaciones son separadas en el espacio y en el tiempo, mientras que una red de receptores GPS, al captar información de manera continua y a diferentes frecuencias de observación, permite determinar parámetros atmosféricos físicos, tales como agua precipitable, presión, temperatura, entre otros.

En términos prácticos, los receptores GPS no sufren de problemas regulares de calibración, y por consiguiente, los costos de mantenimiento son muy bajos. Además, pueden suministrar una cobertura global y superar así los problemas de nubes asociados con las imágenes de satélite, de tal modo que al concebir un GPS para operarlo en cualquier condición climática, representa la posibilidad de usarlo como una herramienta robusta y atractiva –económicamente hablando– para aplicaciones meteorológicas. En función de la exactitud, se establece que las estimaciones GPS de PWV son comparables en un nivel de exactitud a una radiosonda ($RMS < 1,5$ mm), minimizando los errores de otras fuentes, como ya se mencionó. Tregoning

et ál. plantean que el GPS puede emplearse para calcular niveles absolutos de PW con una precisión de $\pm 1,3$ mm. La separación entre estaciones es algo que aún controversial, porque hay quienes afirman que no deben ser superiores a 500 km, mientras que otros aseguran lo contrario. Para garantizar la confiabilidad de la estimación de PWV usando GPS, es importante que los parámetros meteorológicos de presión y temperatura, necesarios para calcular ZHD, se obtengan a un alto nivel de precisión. Por consiguiente, se sugiere ubicar sensores meteorológicos terrestres en cercanías de las estaciones GPS, como se hizo con la estación SAN0 en la isla de San Andrés, que pertenece a GeoRed. Sin embargo, Bai y Feng (2003, citados por Yahya y Kamarudin, 2008) muestran que usando un método apropiado de interpolación basado en una red existente de datos meteorológicos localizada a decenas de kilómetros con respecto a las estaciones GPS, las estimaciones de PWV con GPS son coherentes con las estimaciones PWV de radiosondas, en una diferencia promedio de 0,604 mm y RMS de 1,74 mm, de acuerdo con comparaciones efectuadas en casi 200 sitios. A continuación se muestran la estación SAN0 y el sensor meteorológico asociado marca Vaisala (figura3).



Figura 3 Antena GPS y sensor meteorológico asociado en la estación SAN0.

Así mismo se muestra la información meteorológica obtenida en la estación GPS, conocida como BOGT, instalada en virtud del convenio entre la Nasa y el INGEOMINAS. Se pueden apreciar los diversos elementos obtenidos, tales como cantidad de vapor de agua precipitable (PWV), temperatura, presión, humedad relativa y TZD; esta estación tiene una frecuencia de observación de 30 segundos (figura 4).

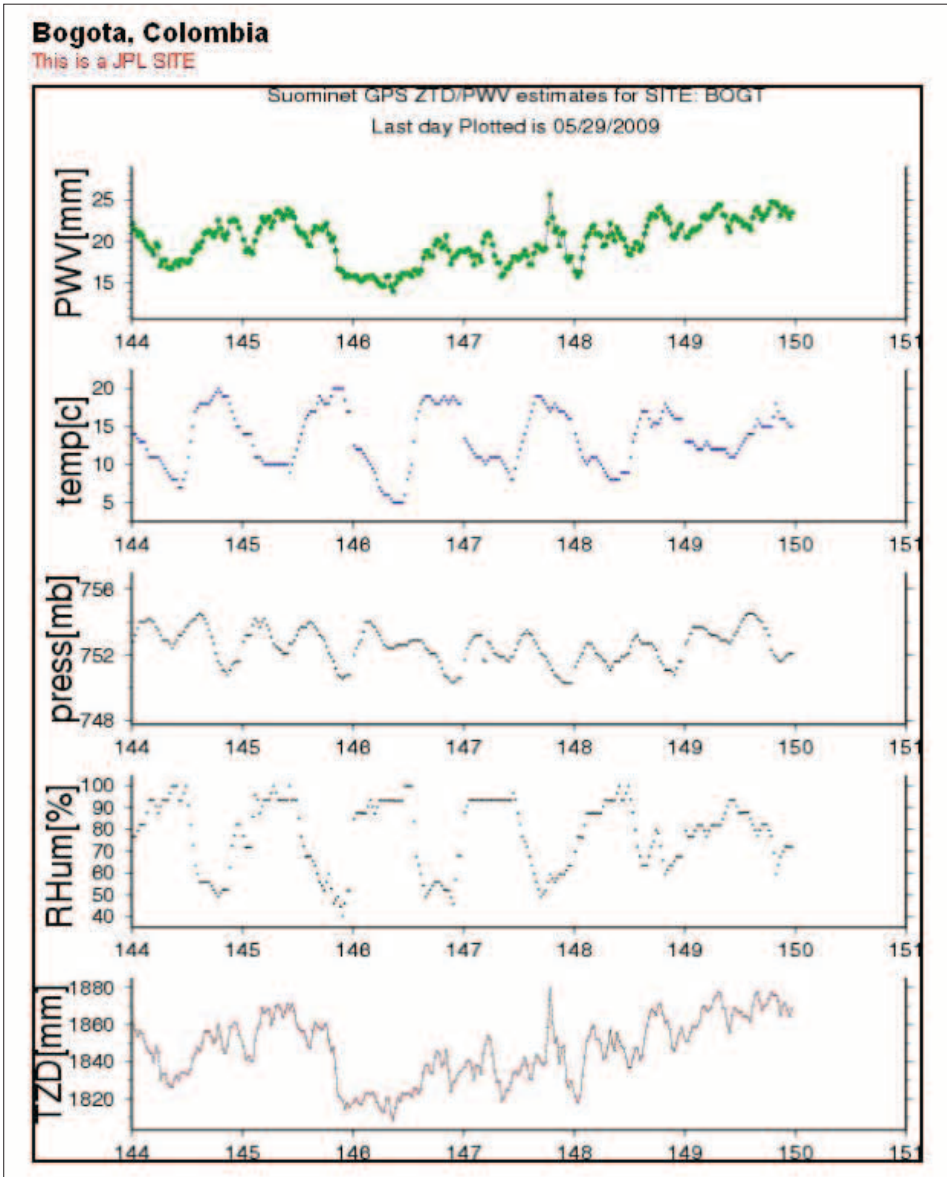


Figura 4. Información meteorológica obtenida en la estación GPS Bogotá-BOGT, instalada en INGEOMINAS.

La estación SAN0 corresponde a la estación instalada en diciembre del 2007 en el aeropuerto Gustavo Rojas Pinilla, de la isla de San Andrés, en virtud del convenio con Ucar (University Consortium for Atmospheric Re-

search) y INGEOMINAS, con el apoyo de la Unidad Administrativa Especial de la Aeronáutica Civil y el Ideam. Esta estación ofrece la posibilidad no sólo de medir el desplazamiento de la placa Caribe tomando la isla de San Andrés, sino de medir la cantidad de vapor de agua precipitable con propósitos de pronóstico de huracanes en la zona Caribe, como parte integrante de una red con este propósito.

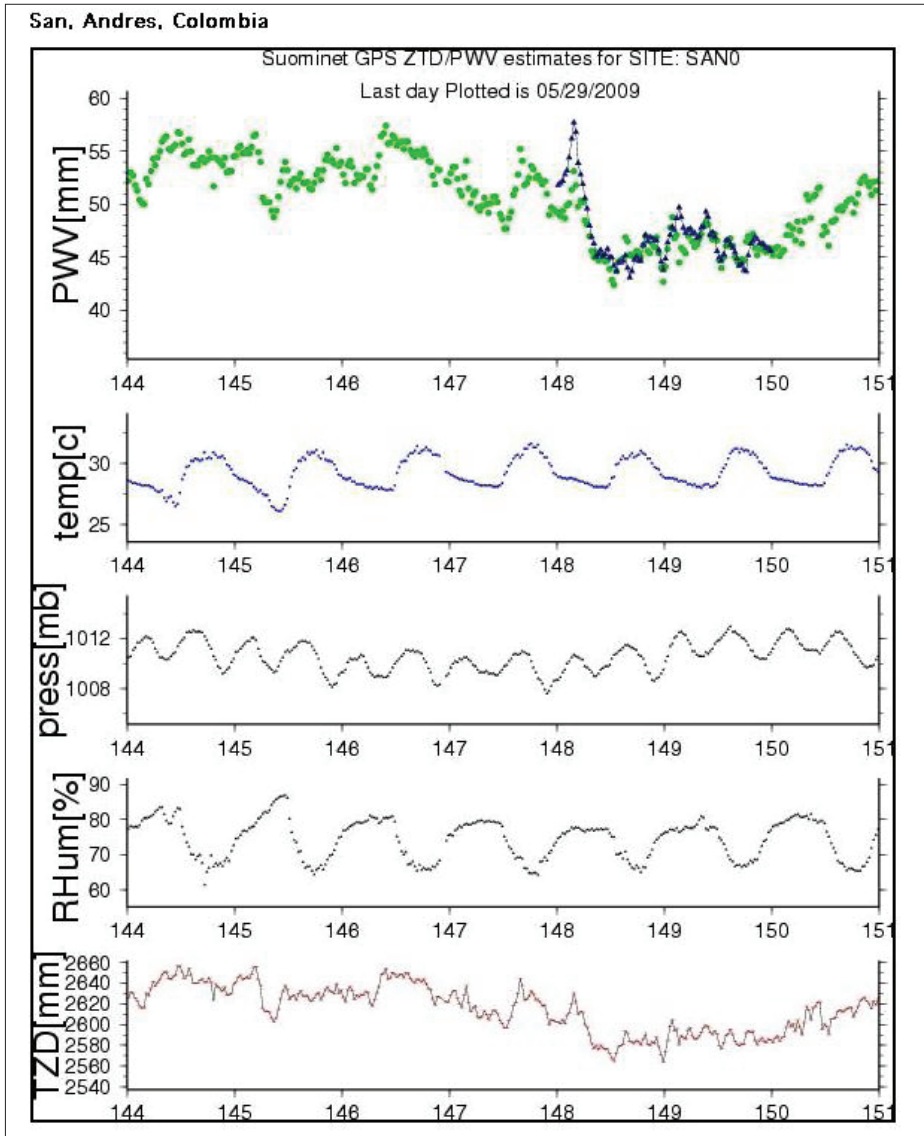


Figura 5. Información meteorológica obtenida en la estación GPS SAN0-isla de San Andrés.

La estación SANO proporciona información similar a la mencionada para la estación BOGT (figura 5). Esta estación forma parte del programa “Constelación del Sistema de Observación para Meteorología, Ionosfera y Clima-Cosmic de Ucar”, soportado por NSF para instalar una red de estaciones GPS en el Caribe, las cuales se emplean para obtener observación continua de una columna de vapor de agua atmosférica, también llamada agua precipitable (PW). Los datos derivados de PW se asimilan en el modelo de Investigación de Clima y Pronóstico-WRF para evaluar el impacto que puedan tener en el pronóstico de huracanes, lo cual permitirá mejorar significativamente los campos de humedad dentro del modelo, así como una mejor descripción del balance hídrico, y por consiguiente obtener información de intensidades mejoradas de huracanes y pronóstico del recorrido de éstos.

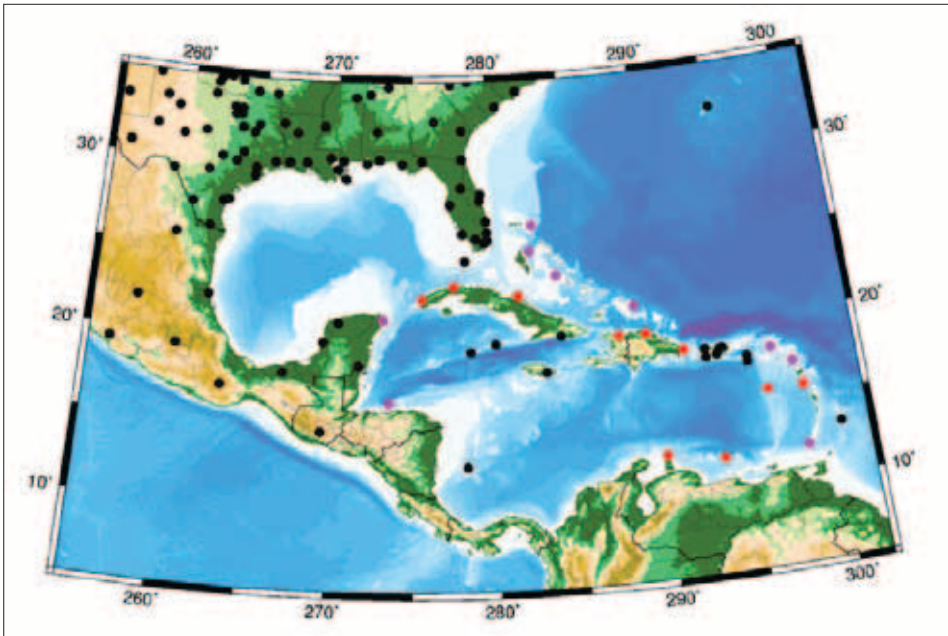


Figura 6 Red Caribe del Cosmic (modificada de Braun, 2007).

En la figura 6 se muestra la distribución de las estaciones GPS en la zona Caribe asociadas a este proyecto (Braun, 2007). Una de las principales dificultades para obtener mejores pronósticos de clima es la falta de disponibilidad de observaciones suficientes en cuanto a tiempo y espacio, que permitan una

adecuada definición de los campos de humedad atmosférica, para lo cual se deben realizar esfuerzos en la implementación o expansión de sistemas de monitoreo, aspecto en el cual la tecnología GPS es una atractiva opción como herramienta de observación. Así mismo, en la figura 7 se aprecia una aproximación de la Red Caribe con el propósito de proporcionar mayor información en dicha zona de estudio, la cual puede visualizarse en lo referente a actualización en <http://www.suominet.ucar.edu/caribbean.html>.

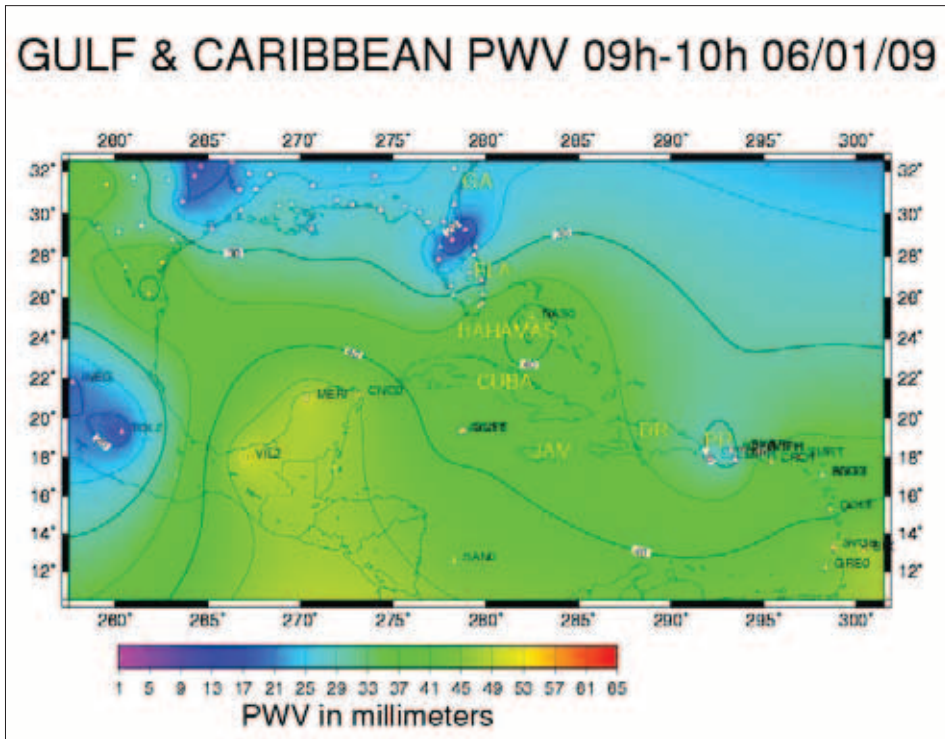


Figura 7. Cantidad de vapor de agua precipitable en milímetros en la Red Caribe, incluida SAN0. Tomado de Suominet.

Un aspecto especial para destacar en el proyecto en cuestión es la interdisciplinariedad, donde convergen profesionales de la ingeniería en las disciplinas de geodesia, topografía, electrónica, sistemas, telecomunicaciones, física y civil así, al igual que de geociencias tales como geología y geofísica, lo cual permite establecer las dimensiones y alcances del proyecto en cuanto a su proyección a corto, mediano y largo plazos, con especial énfasis en el acom-

pañamiento internacional. Además, la intención manifiesta y real de apoyo e interés por parte de investigadores de alto reconocimiento internacional de universidades extranjeras, como Alaska, Purdue, Miami, Carolina del Sur, Colorado, Boston College de Estados Unidos, Guadalajara de México, Central de Venezuela, y nacionales como Eafit, Nacional, Distrital Francisco José de Caldas, del Valle (Observatorio Sismológico del Suroccidente), de Manizales, Quindío (Observatorio Sismológico del Quindío), y del Cauca; centros de investigación como Unavco y Ucar de Estados Unidos, Funvisis de Venezuela, Instituto Geofísico del Perú y el Radio Observatorio de Jicamarca, Ovsicori de Costa Rica, Centros de Control de Contaminación del Pacífico y de Investigaciones Oceanográficas e Hidrográficas de la Armada Nacional; instituciones como las corporaciones autónomas regionales, entre ellas Corpocaldas, Carder, CRQ y CVC; Instituto Colombiano del Petróleo, Agencia Nacional de Hidrocarburos, Área Metropolitana del Valle de Aburrá, Comités Locales de Prevención y Atención de Desastres de Armenia y Pereira; gobernación de Cundinamarca y Credpad; aeropuertos Matecaña de Pereira, La Nubia de Manizales y Santa Ana de Cartago, hacen que los objetivos del proyecto GeoRed, se vayan consolidando gradualmente. De igual importancia fue el comienzo en mayo de 2009, de actividades conjuntas para el establecimiento de estaciones permanentes de operación continua con el Instituto Geográfico Agustín Codazzi.

El procesamiento de los datos GPS tomados en el marco del proyecto GeoRed se realiza mediante el empleo del *software* Gipsy-Oasis II (GPS Inferred Positioning System Orbit Analysis And Simulation Software), desarrollado por JPL/Nasa, el cual emplea el INGEOMINAS en virtud del convenio suscrito con esta entidad norteamericana. Dicho procesamiento se realiza en forma paralela, tanto en el Laboratorio de Tectónica y Geofísica de Exploración del Departamento de Ciencias Geológicas de la Universidad de Carolina del Sur, como en el Centro Nacional de Procesamiento de Datos GPS con Propósitos Geodinámicos de la Subdirección de Geología Básica, lo que permite comparar resultados y facilita el seguimiento y solución de problemas que se puedan presentar.

De esta manera, dado el carácter multiutilitario y riqueza de la información geodésica satelital GPS, los datos de la red permanente podrán proporcionarse a otras entidades interesadas en información geoespacial, tales como el Igac,

Ideam, Dane, Aeronáutica Civil, universidades, al igual que a centros de investigación en geodinámica, estudios de la ionosfera, estudios meteorológicos, entre otros, lo que permite aprovechar mejor la información adquirida por el INGEOMINAS. Es de destacar el particular interés por apoyar el desarrollo en Colombia de los sistemas GNSS (Global Navigation Satellite Systems), como herramienta fundamental para la navegación aérea a corto plazo.

Conclusiones

- La tecnología GPS es una valiosa herramienta para estudiar la deformación de la corteza terrestre, tanto de orden tectónico como volcánico.
- Los ZTD pueden medirse con muy buena precisión empleando datos “brutos” de una red de GPS.
- La tecnología GPS permite observar la cantidad total de vapor de agua en la columna por encima de la antena. Una de las ventajas de GPS es la frecuencia de las observaciones. Las observaciones “brutas” de GPS pueden almacenarse cada segundo, pero se suavizan comúnmente a 30 segundos. En las aplicaciones actuales de GPS, el ZTD de GPS se calcula por lo general con una frecuencia de una a cuatro veces por hora, si se requiere.
- La distribución horizontal de vapor de agua obtenido por GPS da una buena impresión de la variabilidad de dicho vapor de agua. Una red de receptores GPS de operación continua suministra cobertura espacial y estimación permanente de PWV con alta resolución temporal de 30 segundos a 30 minutos (Feng et ál., 2001).
- El empleo de una red de estaciones GPS permite además la generación de modelos numéricos de pronóstico de clima empleando funciones de mapeo.
- Permite además hacer mediciones de la estabilidad atmosférica, basadas en observaciones del retardo en la trayectoria de la señal GPS de alta frecuencia.
- Mediante el empleo de tecnología GPS se pueden determinar tasas de movimiento de superficies glaciares, así como estimar los valores de retroceso y ablación glacial.
- La aplicación de GPS abre otros horizontes de investigación, como por ejemplo la generación de modelos para estimar las deformaciones periódicas.

dicadas que experimenta la superficie de la Tierra causadas tanto por las mareas terrestres como por las mareas oceánicas. Otros efectos que pueden analizarse son la deformación vertical debido principalmente a las cargas de las presiones hidrológicas y atmosféricas, determinando coeficientes de regresión de carga y presión dependientes del sitio mediante ajuste de variaciones de presión local en las variaciones verticales de corteza derivadas de las observaciones geodésicas (Kanniuth y Vetter, 2006).

Por lo anterior, se puede visualizar que el empleo de técnicas geodésicas está abriendo gradualmente nuevas perspectivas de aplicación científica. Por último, es necesario hacer mención de la profunda preocupación en diversas instituciones a nivel mundial sobre el tema del cambio global, y en este sentido es importante hablar del Sistema de Observación Geodésico Global (GGOS, de su sigla en inglés), de la Asociación Internacional de Geodesia (IAG, sigla en inglés), que está coordinando el soporte geodésico para las ciencias de la Tierra. Basado en los servicios de la IAG, GGOS suministra la infraestructura geodésica necesaria para soportar el monitoreo del sistema Tierra y la investigación del cambio global. Integra los tres pilares de geodesia, que son geometría y cinemática, orientación de la Tierra y rotación, y campo de gravedad y dinámica, para maximizar el beneficio de la comunidad científica y de la sociedad en general.

En este sentido, consideramos importante mencionar las reflexiones de Sanso (2005) con respecto al ámbito de aplicación de la geodesia, así:

- El objeto de la geodesia es el conocimiento de las superficies de la Tierra: la superficie geométrica para posicionamiento y levantamientos, y la superficie física como el campo de gravedad para gravimetría terrestre, marina o satelital, al igual que las variaciones en el tiempo. Este objeto se interlaza naturalmente con otras propiedades físicas de la Tierra, tanto aquellos procesos profundos que afectan la superficie y aquellos inherentes al campo de gravedad a diferentes escalas, desde lo global hasta lo regional y local, donde tienen lugar la mayoría de las aplicaciones en ingeniería.
- Los métodos empleados son aquellos correspondientes a modelamiento mediante ecuaciones de observación, incluyendo muchos efectos físicos que se pueden identificar mediante técnicas de medición específicas y, por tanto, estudiar la naturaleza estadística de los residuos por diferentes formas.

Al final, podemos hacer una estimación óptima de los problemas donde las variables desconocidas pueden ser discretas en naturaleza, en algunos casos incluso enteras, o continuas como señales de tiempo o campos en el espacio, gobernados por ecuaciones de sistemas precisos o por aproximaciones, bien sea determinísticas o estocásticas.

La manipulación de un incremental catálogo de fenómenos físicos que muestran las observaciones de cantidades geodésicas ha permitido extender el bagaje de conocimientos que son el potencial de los geodestas y los campos de aplicación.

Con estas consideraciones, el autor ha considerado establecer las tres principales interfases de Geodesia con otras ciencias, las cuales se han agrupado en tres grandes familias, así:

- *Física.* Física fundamental y astronomía, geofísica de la Tierra sólida, oceanografía, física atmosférica.
- *Matemáticas.* Análisis de funciones, análisis numérico, estadística, teoría de probabilidades.
- *Ingeniería.* Informática, electrónica, mecánica, tecnología espacial, levantamientos, cartografía y fotogrametría.

En el caso colombiano, a modo de síntesis, aunque los insumos que se deriven del desarrollo del proyecto GeoRed poseen un valor innato por su contribución al entendimiento de los procesos de deformación tectónica y volcánica en el país, otras aplicaciones de la tecnología geodésica satelital surgen en cuanto al análisis de la dinámica terrestre, destacándose principalmente las siguientes, entre otras:

- Estudio de la estacionalidad y variabilidad interanual del clima a escala local, y del cambio climático global, temas sociales y ambientales de relevancia mayor en el siglo XXI, a partir del desarrollo de métodos para el monitoreo del balance de masa de glaciares tropicales y la estimación de variables como presión, temperatura y vapor de agua precipitable, entre otros.

- Observación indirecta de la ionosfera, su dinámica en cuanto a contenido total de electrones, aspecto esencial en las comunicaciones, y su potencial para el establecimiento de un sistema de alerta de tsunamis asociados a maremotos.
- Investigación de procesos de subsidencia tectónica o asociada a la perturbación humana de hábitats naturales, estabilidad de las zonas bajas y costeras, y cambio del nivel del mar.

Reconocimientos

El proyecto “Implementación red nacional de estaciones geodésicas satelitales GPS para estudios e investigaciones geodinámicas”, más conocido como GeoRed, es un proyecto de investigación y desarrollo financiado por el Estado colombiano, ejecutado por el INGEOMINAS a través de la Subdirección de Geología Básica de la Dirección Técnica del Servicio Geológico, y corresponde al código BPIN 0043000220000 del Departamento Nacional de Planeación. Los mapas de este artículo se han generado empleando el *software* GMT (*Generic Mapping Tool*). Se agradece al IGS, Sopac, Nasa y a Unavco por el suministro de datos de las estaciones de rastreo y órbitas corregidas. ■

Referencias bibliográficas

- Bevis, M., Businger, S., Herring, T., Rocken, C., Anthes, R. & Ware, R. (1992). GPS Meteorology: remote sensing of atmospheric water vapor using the Global Positioning System, *J. Geophys. Res.*, 97, 15787-15820.
- Braun, J. (2007). Improving hurricane intensity forecasts using Caribbean GPS Stations, Cosmic. www.suominet.ucar.edu.
- Chao-Lin Zhang, Ying-Hwa Kuo, Lian-Jun Dai, Yan-Li Chu, John Braun, Jing-Jiang Zhang, Qing-Chun Li & Min Chen (2008). The design and application of network of ground-based GPS Water Vapor Monitoring stations to improve Precipitation Prediction in the greater Beijing Metropolitan Area, The International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information. *Science*, vol. XXXVII (Part B8), 517-522.
- Feng, Y., Bai, Z., Fang, P. & Williams, A. (2001). GPS Water Vapor Experimental Results from Observations of the Australian Regional GPS Network (ARGN). A Spatial Odyssey. 42nd Australian Surveyors Congress, 18 pp.

- Inter-American Institute for Global Change Research (2009). *The challenge of global change*, Brasil.
- Kanniuth, K. & Vetter, S. (2006). *Estimating atmospheric pressure loading regression coefficients from GPS observations*, *GPS Solutions*, 10, 126-134, Springer-Verlag.
- López, S. A., Monroy, C. A., Restrepo, J. D., Restrepo, J. C., Mora Páez, H. & Rodríguez Rubio, E. (2008). Nivel relativo del mar en la costa pacífica sur de Colombia, variabilidad, tendencias e implicaciones en la dinámica deltaica. *Boletín Geológico*, 42 (1-2). Bogotá: INGEOMINAS.
- Monsalve, H. & Mora Páez, H. (2005, enero-junio). Esquema geodinámico regional para el noroccidente de Suramérica: modelo de subducción y desplazamientos relativos. *Boletín de Geología*, 27(44), 25-53. Bucaramanga: Universidad Industrial de Santander.
- Mora Páez, H. & López, S. (2009, 13-15 de mayo). Proyecto GeoRed: nueva instrumentación para el estudio de la sismicidad y la geodinámica del territorio colombiano. IV Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica. *Memorias en CD*. Pereira: AIS-Asociación de Ingenieros del Risaralda.
- Mora Páez, H., Martínez, G., López, S., Acero, N., Cardozo, S., Villegas, B., Díaz, F., Ramírez, J. & Vásquez, A. (2008). Proyecto GeoRed, avance 2008. Informe interno. Bogotá: INGEOMINAS
- Mora Páez, H. (2006). Red Nacional de Estaciones Geodésicas Satelitales GPS con propósitos geodinámicos. Propuesta de proyecto, presentada al Ministerio de Minas y Energía y al Departamento Nacional de Planeación, documento BPIN.
- Mora Páez, H. (2005, agosto). Aplicaciones geodésicas satelitales en INGEOMINAS, Colombia. *Boletín del Proyecto Multinacional Andino PMA:GCA*, Servicio Geológico del Canadá, 5(5) 2. <http://www.pma-map.com>.
- Plag, H. P., Gross, R. & Rothacher, M. (2009). Global Geodetic Observing System for Geohazards and Global Change. *Geosciences. BRGM's Journal for a Sustainable Earth*, 9, 96-103.
- Rockne, C., Ware, R., Van Hove, T., Solheim, F., Alber, C. & Johnson, J. (1993). Sensing Atmospheric Water Vapor with the Global Positioning System. *Geophys. Res. Lett.*, 20, 2631-2634.
- Sanso, F. (ed.). (2005). GA Window on the Future of Geodesy, Proceedings of the IAG, IAG General Assembly, Sapporo, Japan, June 30-July 11, 2003. Springer-Verlag, Germany, 619 pp.
- Tregoning, P., Boers, R., O'Brien, D. & Hendy, M. (1998). Accuracy of absolute precipitable water vapor estimates from GPS observations. *J. Geophys.*, 28701-28710.
- Yahya, M. F. & Kamarudin, M. N. (2008). GPS for Meteorology Applications in Malaysia. International Conference on Environmental Research and Technology (Icert 2008).

RED DE DETECTORES DE FLUJOS DE LODO EN LAS CUENCAS DE LOS RÍOS PÁEZ Y SÍMBOLA, NEVADO DEL HUILA

Jaime Raigosa¹

Fabiola Patricia Rodríguez²

Alma Jimena Casas³

Luis Eduardo Vélez³

Resumen

Después del sismo Páez en junio de 1994, que afectó a los departamentos de Cauca y Huila, en Colombia, se proyectó la instalación de una red de detectores de flujos de lodo en las cuencas de los ríos Páez y Símbola, principales drenajes del volcán Nevado del Huila. En el proyecto de instalación de la red se contemplaban, entre otros, los siguientes aspectos: 1) La participación interinstitucional de entidades como la Dirección Nacional para Prevención y Atención de Desastres (Dgpad), INGEOMINAS, el Proyecto Tierradentro, Nasa Kiwe, y las alcaldías de Páez e Inza para la financiación del proyecto. 2) La participación de la comunidad por medio de talleres de inducción y capacitación sobre el funcionamiento de la red, amenazas naturales y atención de emergencias, con la participación de la Cruz Roja y la Defensa Civil, entre otras. 3) La utilización del sistema AFM (Acoustic Flow Monitoring), desarrollado por expertos del Servicio Geológico de Estados Unidos (USGS), que utiliza un geófono para captar el nivel de ruido causado por un flujo, una tarjeta (Vomoco) que procesa la información enviada por el geófono y un radio digital para la transmisión de la información. 4) La instalación de al menos tres estaciones en cada una de las cuencas. 5) La recepción de los datos en Belalcázar e Inza, cabecera municipal de los municipios de Páez e

¹ Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Manizales, INGEOMINAS. jraigosa@ingeominas.gov.co.

² Contraloría General de la República. fabirod@yahoo.com.

³ Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Popayán, INGEOMINAS. acasas@ingemina.gov.co, evelez@ingemina.gov.co.

Inza, respectivamente y 6) La instalación posterior de un sistema de alarmas conectadas al sistema de monitores, además de la valiosa colaboración de personal del Servicio Geológico de Estados Unidos.

En 2002 y 2005 se llevaron a cabo trabajos de campo para seleccionar los sitios definitivos de instalación de los equipos y construcción de las casetas de protección de éstos; finalmente, en septiembre de 2006 se instaló la red, con recepción en la sede de la Cruz Roja de Belalcázar y la alcaldía de Inza. En febrero y abril de 2007, es decir, sólo unos pocos meses después de la instalación de la red, se produjeron dos erupciones en el volcán Nevado del Huila. La primera de ellas (febrero) ocasionó un flujo de lodos que bajó por la cuenca del río Páez, pero que la red no captó, debido a que en el momento en que se generó el flujo, el computador de adquisición se encontraba apagado; la segunda (abril) causó flujos de lodo en las cuencas de los ríos Páez y Símbola, y la captaron por todos los equipos de monitoreo, permitiendo a los habitantes del municipio percatarse del avance de los flujos. En la actualidad, el sistema se encuentra en funcionamiento y únicamente está pendiente la instalación de las alarmas para completar el sistema.

Abstract

After the Paez earthquake of June 1994 that affected the provinces of Cauca and Huila, it was projected the installation of a mud flow sensor's network in the Paez and Simbola rivers, which are the main drains of the Nevado del Huila volcano. The installation network project contemplated: 1) the participation of the Colombian National Direction for Prevention and Attention of Disasters (DGPAD), the Colombian Institute of Geology and Mining (INGEOMINAS), the Tierradentro Project, the corporación Nasa Kiwe and the municipalities of Paez and Inza, which fund the project. 2) Workshops and induction training on the network operation, natural hazard and emergency care, with the participation of the community, the Red Cross and the Civil Defense. 3) The use of the Acoustic Flow Monitoring system (AFM) developed by experts of the United States Geological Survey (USGS), which uses a geophone to capture the noise level caused by a mud flow in the rivers; an electronic card called Vomoco that processes the information captured by

the geophone; and a digital radio to transmit the data. 4) Installation of at least 3 mud flow stations in each watershed. 5) Installation of the acquisition system in the towns of Belalcázar and Inza. 6) The subsequent installation of an alarm system connected to the mud flow monitors. All these activities were made with the advice and the valuable collaboration of the USGS staff.

The field work to select sites, and build protecting booths were carried out in 2002 and 2005. The network installation and the data reception in Belalcázar Red Cross office and the town hall of Inza, were finally carried out in September 2006. In February and April 2007, just a few months after the installation of the network, two eruptions at the Nevado del Huila volcano occurred. The first eruption in February generated a mud flow in the Paez River. This mud flow was not captured by the network, because the acquisition computer was unfortunately turned off at that time. The second eruption in April caused mud flows in the Paez and Simbola rivers that were recorded by the mud flow monitoring network, allowing the residents of the Paez area be aware to the progress of the flows. At present, the system is in operation and it will be complete with the installation of the alarms.

Introducción

Muchos son los ejemplos que se pueden dar sobre la ocurrencia de fenómenos de flujos de lodo y sus consecuencias. Particularmente en Colombia, en los últimos años han ocurrido varios eventos importantes en zonas volcánicas, como por ejemplo en el volcán Nevado del Ruiz, debido a una erupción volcánica, y en el Nevado del Huila, a causa de un sismo de magnitud 6,4 (sismo Páez, junio de 1994) y a erupciones volcánicas (febrero y abril de 2007).

Después del sismo Páez, INGEOMINAS y la corporación Nasa Kiwe presentaron al gobierno nacional una propuesta para instalar una red de detectores de flujos de lodo en las cuencas de los ríos Páez y Símbola, principales drenajes en la zona de influencia del volcán Nevado del Huila (figura 1). Gracias a un convenio interinstitucional en el que participaron las alcaldías de Páez e Inzá, el proyecto Tierradentro, la Corporación Nasa-Kiwe, INGEOMINAS y la Dirección Nacional para la Prevención y Atención de Desastres, en el 2002 se dio inicio al proyecto con la adquisición de la mayor parte de los

equipos, y finalmente, en septiembre del 2006, se instaló una red de detectores de flujos de lodo en las cuencas de los ríos Páez, Símbola y Ullucos, la cual consta de diez estaciones monitoras y dos estaciones receptoras en Belalcázar e Inzá. La etapa de capacitación, instalación y puesta en funcionamiento de la red es un buen ejemplo de la falta de interés que existe sobre estos temas por parte de la comunidad en general.

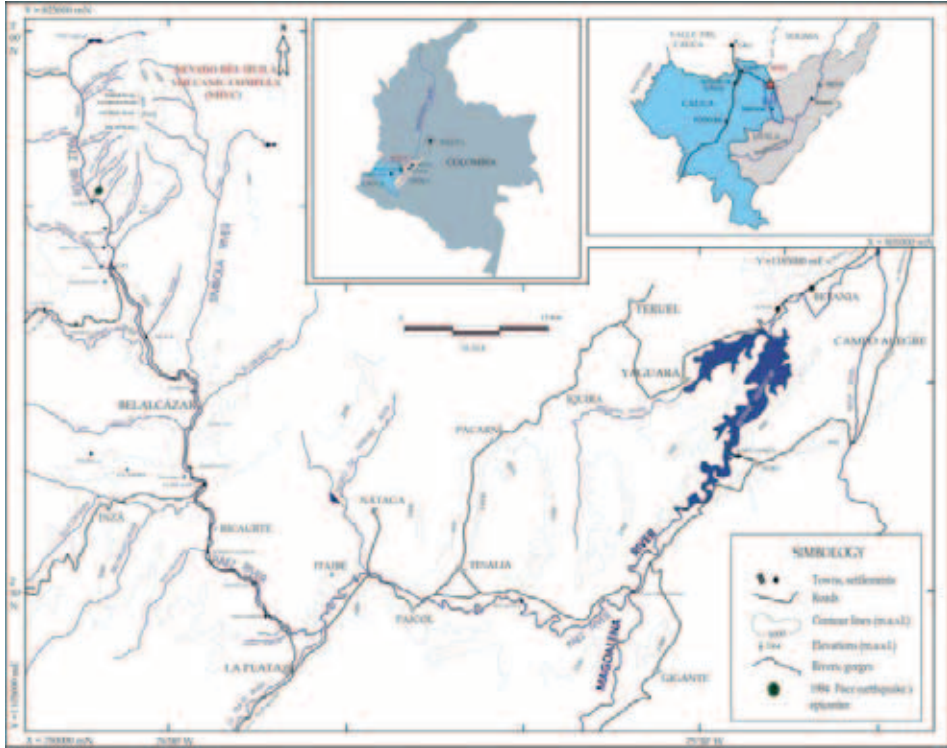


Figura 1. Localización del volcán Nevado del Huila y sus principales drenajes, los ríos Páez y Símbola.

Antecedentes

A consecuencia de la erupción del Nevado del Ruiz en noviembre de 1985, INGEOMINAS comenzó a aunar esfuerzos para instalar detectores de flujos de lodo en las cuencas de los ríos que nacen en el volcán Nevado del Ruiz. Gracias a la cooperación del gobierno del Japón, se instalaron detectores que consistían en cables templados a diferentes alturas (hombres muertos) sobre algunos de los ríos que nacen en el volcán, los cuales debían reventarse por el paso de un flujo, disparando una alarma, y dando una idea del nivel máximo del flujo de acuerdo con la altura del cable más alto que se ha roto y de la velocidad del flujo, si éstos se han instalado en diferentes sitios a lo largo del río. Este sistema se ha utilizado con un éxito muy limitado ya que tiene ciertas complicaciones, como la dificultad de su instalación, está sujeto a rompimientos por vandalismo o accidentes, y no puede suministrarse información de flujos subsecuentes después de que el cable se ha roto.

El sismo Páez de junio de 1994, con epicentro 10 km al sur del Nevado del Huila, cerca de la localidad de Dublín, produjo más de 3000 deslizamientos que generaron flujos de lodo en varios de los ríos de la zona, como el Símbola, Moras y San Vicente, entre otros, los que finalmente se encauzaron por el río Páez, causando numerosas pérdidas tanto en vidas humanas como en infraestructura (fotos 1 y 2). Con estos antecedentes, se vio la necesidad de contar con un sistema que permitiera dar alertas tempranas sobre la ocurrencia de eventos de este tipo; fue así como a finales de la década de los noventa, se presentó al gobierno nacional un proyecto que contemplaba la instalación de un sistema de monitores de flujos de lodo a lo largo de las cuencas de los ríos Páez y Símbola (figura 2), cuyo objetivo principal era detectar flujos de lodo originados por actividad del volcán Nevado del Huila.



Foto 1. Deslizamientos en la parte alta del río Páez, originados por el sismo Páez.



Foto 2. Flujo de lodo sobre el río Páez, donde anteriormente se encontraba la población de Tóez.

Sistema AFM

El sistema de monitoreo de flujos AFM (*Acoustic Flow Monitor*) lo desarrollaron científicos del Observatorio Vulcanológico del volcán Cascades; además de ser un sistema de bajo costo, tiene entre sus ventajas la facilidad de instalación y escaso consumo de energía. El sistema utiliza un sensor que puede detectar vibraciones entre 10 y 200 Hz, ya que la mayoría de los flujos pueden originar vibraciones a frecuencias pico de 30 a 80 Hz, y si los flujos contienen mucha agua, causan vibraciones de más de 100 Hz (La Husen, 1996), a diferencia de los sensores utilizados en sismología volcánica, donde por lo regular se manejan frecuencias inferiores a 20 Hz (figura 3, foto 3); un amplificador, que convierte la corriente alterna enviada por el sensor en un nivel de corriente positiva, al mismo tiempo que amplifica la señal, una tarjeta electrónica (Vomoco), la cual analiza las vibraciones captadas por el geófono en frecuencia, amplitud y duración, con el fin de determinar si el nivel de ruido captado puede corresponder a la ocurrencia de flujos (foto 4); radios *transceiver*, que permiten la comunicación en dos sentidos con cada una de las estaciones, de modo que es posible pedir información o configurar los equipos desde una estación base (foto 5). Todo el sistema funciona con baterías de doce voltios alimentadas con paneles solares.

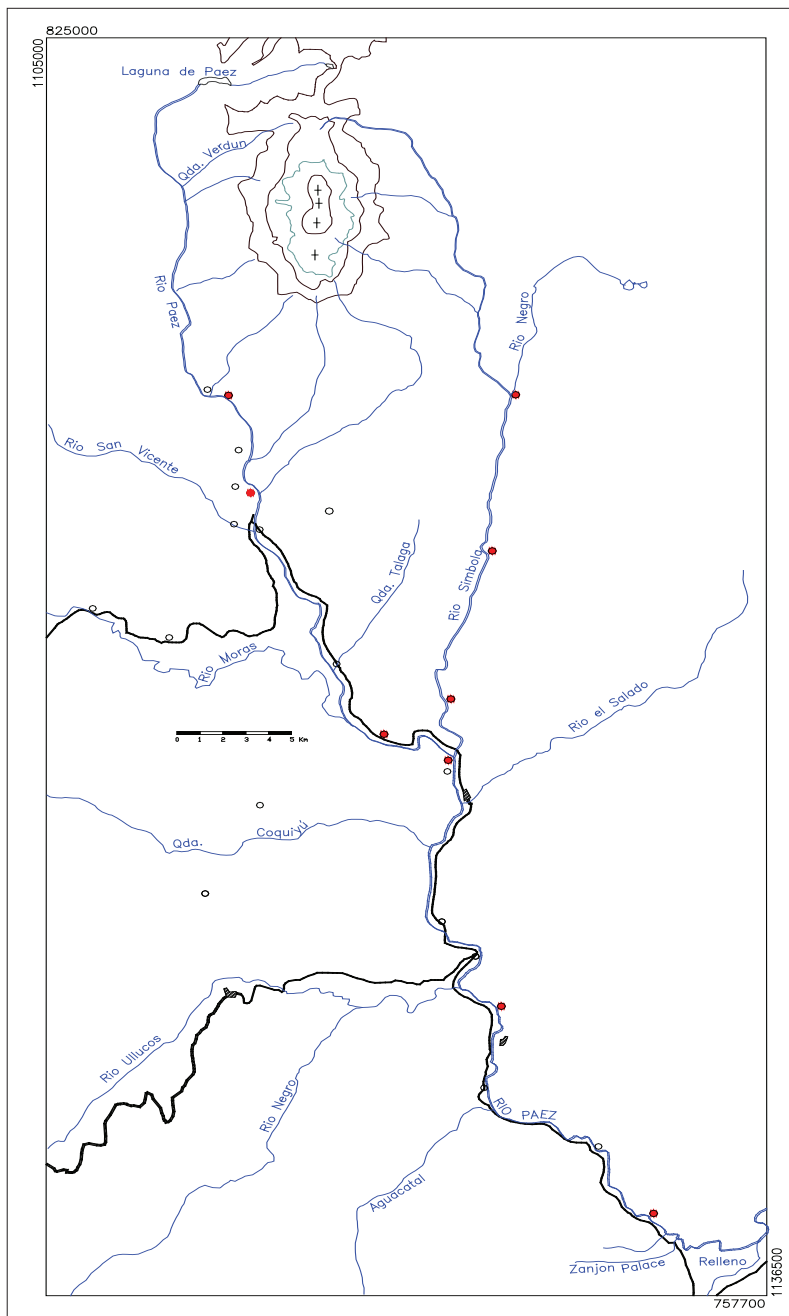


Figura 2. Propuesta inicial para la instalación de la red. Los puntos rojos indican los sitios de las estaciones.

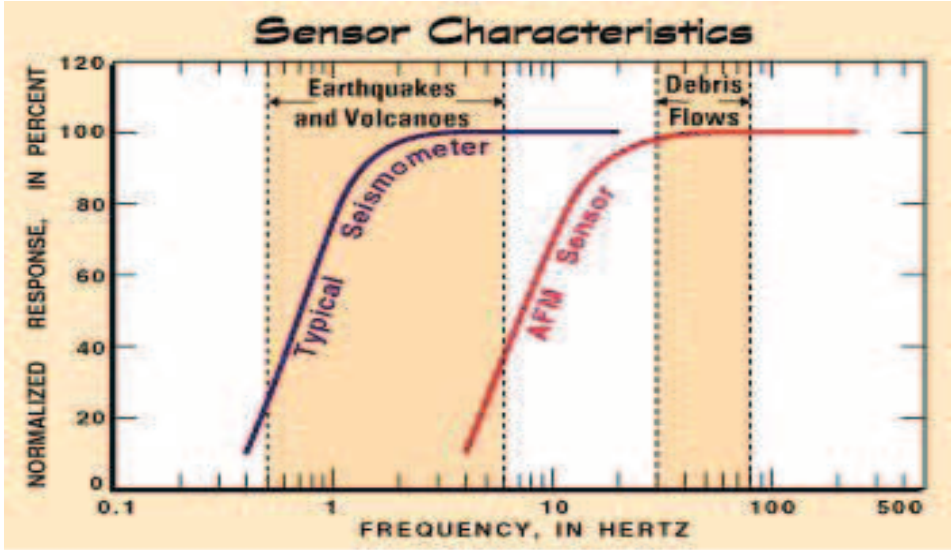


Figura 3. Comparación de las curvas de respuesta de un sensor típico de sismología y del sensor usado en el sistema AFM (tomado de La Husen, 1996).



Foto 3. Geófono L4-10B, utilizado en las estaciones monitoras de flujos de lodo.

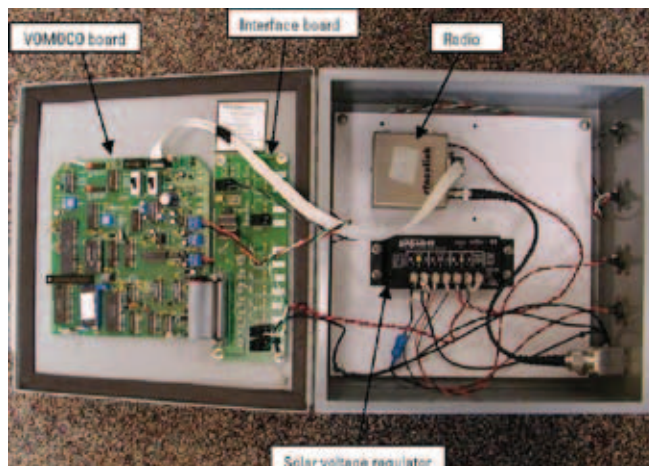


Foto 4. Tarjeta Vomoco (izquierda), radio y regulador de voltaje.



Foto 5. Radio transceiver usado para la transmisión de datos y comunicación con la estación.

El sistema opera de la siguiente manera: el sensor capta las vibraciones (ruido) del terreno. Esta información se envía a un amplificador, que cumple dos funciones: amplificar la señal y convertir el voltaje AC enviado por el geófono en un voltaje DC variable. El voltaje que sale del amplificador se

manda a la tarjeta Vomoco, la cual debe analizar la información y decidir si corresponde a un flujo, de acuerdo con ciertos parámetros (valores umbrales) que el usuario debe configurar (básicamente, el nivel de la señal y su duración); si estos valores se alcanzan o se superan, el sistema envía de inmediato el valor del nivel de ruido junto con una señal de alarma, y continúa mandándolos cada minuto hasta que los niveles de ruido estén por debajo del valor umbral, momento en el cual la estación sigue operando normalmente y enviando información a los intervalos de tiempo establecidos con antelación (normalmente cada diez minutos).

Lo ideal es tener varias estaciones con una buena distribución en cada una de las cuencas monitoreadas, para evitar falsas alarmas producidas por ruido generado por otras causas, como por ejemplo paso de ganado, personas trabajando, etcétera.

Este sistema se ha utilizado con éxito en países como Estados Unidos (Mount Rainier, Mount St Helens en Washington y volcán Redoubt en Alaska), Japón (volcán Unzen), Filipinas (volcán Pinatubo) y Ecuador (volcanes Tungurahua y Cotopaxi), donde hay buenos ejemplos del funcionamiento del sistema (figura 4).

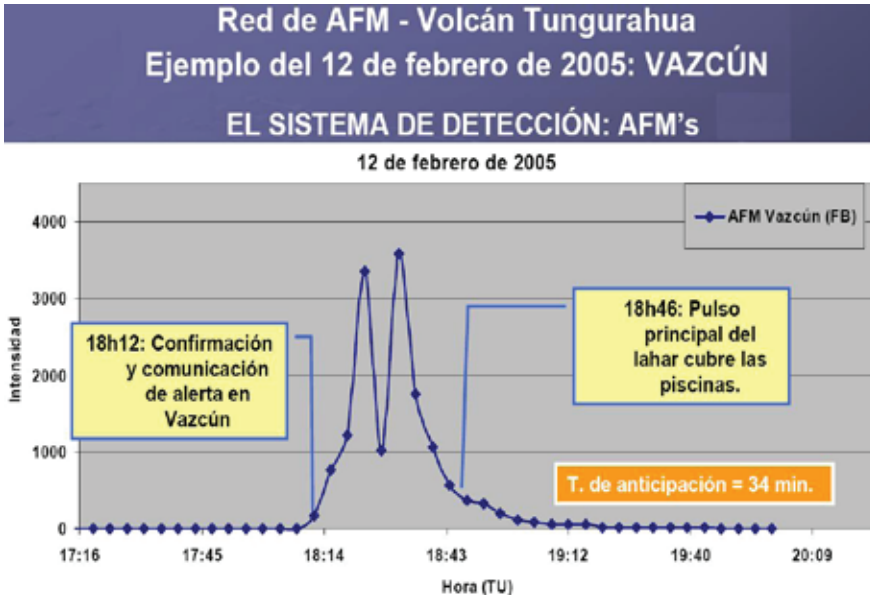


Figura 4. Datos enviados por la estación Vazcún, volcán Tungurahua.

Red de detectores en las cuencas de los ríos Páez, Símbola y Ullucos

En septiembre del 2006, se dio inicio a la etapa de instalación de las redes de detectores de flujos de lodo en las cuencas de los ríos Páez, Símbola y Ullucos. Finalmente, la red quedó conformada por tres estaciones en cada una de las cuencas, más una repetidora en el cerro La Muralla, la cual sirve también como estación monitorea, con recepción en las cabeceras municipales de los municipios de Páez e Inzá (figuras 5 y 6, foto 6). En Belalcázar (Páez), la estación receptora quedó instalada en la sede de la Cruz Roja y se le dio instrucción a personal de la entidad para su operación. Las estaciones incluyeron además un pluviómetro, que permite correlacionar la información enviada por las estaciones con la precipitación de la zona y, posteriormente, la entrada en funcionamiento de sirenas, las cuales deben activarse cuando se confirme la ocurrencia de un flujo. Cada una de las estaciones se configuró para transmitir un dato cada diez minutos, aparte de que se contrató la elaboración de un *software* especializado para la recepción de los datos. Este *software* permite ver de manera gráfica el nivel de ruido de las estaciones y el estado de las baterías, recibir datos y crear reportes en varios formatos, comunicarse y configurar las estaciones, además de configurar y disparar las alarmas (figura 6).

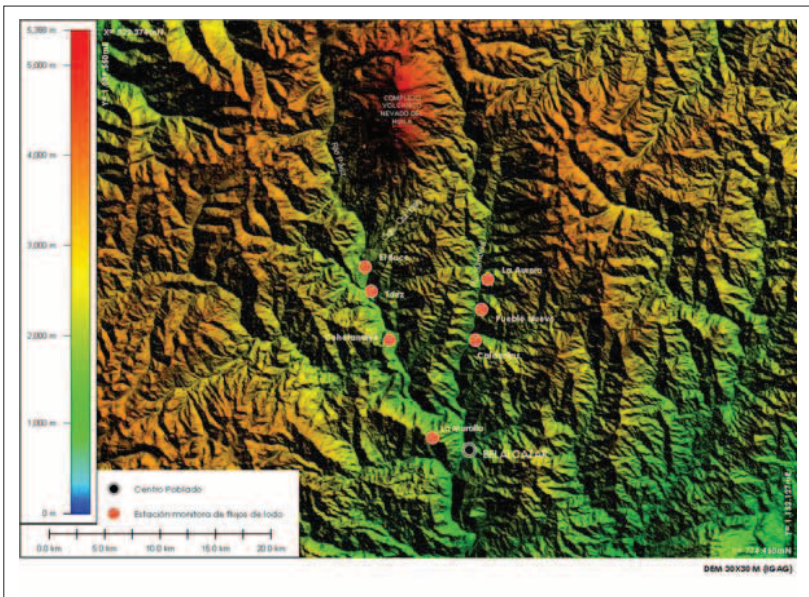


Figura 5. Red de detectores de flujos de lodo en las cuencas de los ríos Páez y Símbola.

En febrero de 2007, transcurridos cinco meses desde la instalación de la red y después de siglos de inactividad eruptiva, el volcán Nevado del Huila inició una serie de erupciones y emisiones de ceniza que se prolongaron por varios meses. Las erupciones ocurrieron el 18 de febrero y el 18 de abril; la primera de ellas originó un flujo de lodo por la cuenca del río Páez y la segunda produjo flujos de lodo de mayor volumen (cerca de 53.000.000 m³) por las cuencas de los ríos Páez y Símbola (fotos 7 y 8). A pesar de que en campo los equipos funcionaban normalmente, el paso del flujo de lodo del 18 de febrero no quedó registrado, debido a que el sistema de adquisición no estaba operando en el momento de la erupción. Para la erupción del 18 de abril, el panorama fue muy distinto; la red funcionaba normalmente y el personal encargado del funcionamiento del sistema de recepción estaba atento a la información recibida, siendo posible seguir el avance de los flujos de lodo a medida que éstos provocaban el disparo de las señales de alerta en cada una de las estaciones (figura 8).

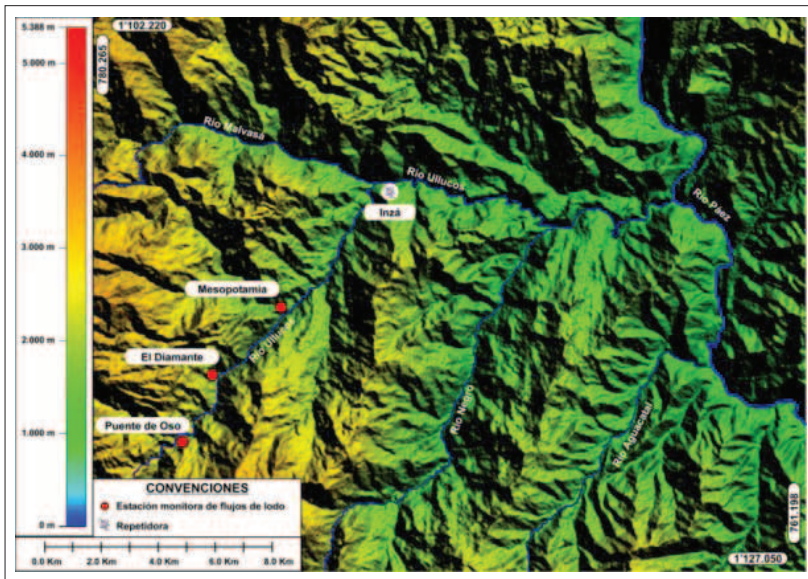


Figura 6. Red de detectores de flujos de lodo en la cuenca del río Ullucos.



Foto 6. Monitor de flujos de lodo Calderitas, sobre el río Símbola.

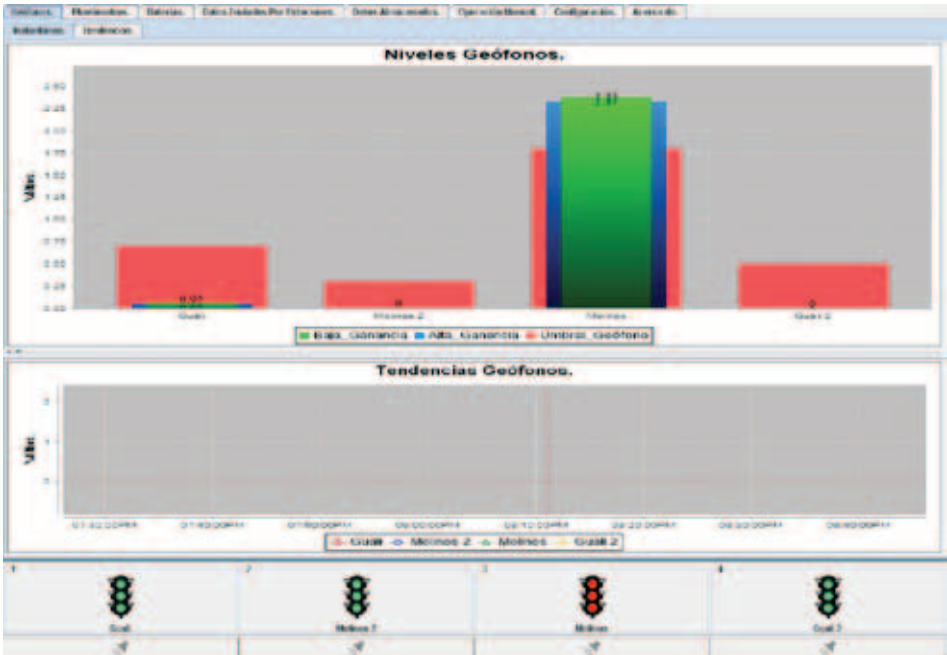


Figura 7. Niveles de ruido. Las barras rojas señalan los valores umbrales, y las azules y verdes, los niveles de ruido en baja y alta ganancia, respectivamente. Los semáforos en verde indican valores normales y los rojos, señal de alarma.

Aunque la primera y más importante señal de alarma con que se cuenta para alertar a la población que vive en la zona de influencia del volcán Nevado del Huila es la misma actividad del volcán, captada por los equipos de monitoreo de que dispone el Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Popayán, la erupción de abril de 2007 mostró que estas redes de monitores de flujos de lodo son una herramienta valiosa en la detección de este tipo de fenómenos y que, con el apoyo de canales eficientes de comunicación y buenos planes de contingencia, es posible proveer a la comunidad de sistemas de alerta temprana que permitan responder de manera oportuna a crisis de este tipo.



Foto 7. Flujos de lodo generados el día 18 de abril del 2007 y que bajaron por el sector occidental del Nevado del Huila, hacia la cuenca del río Páez.

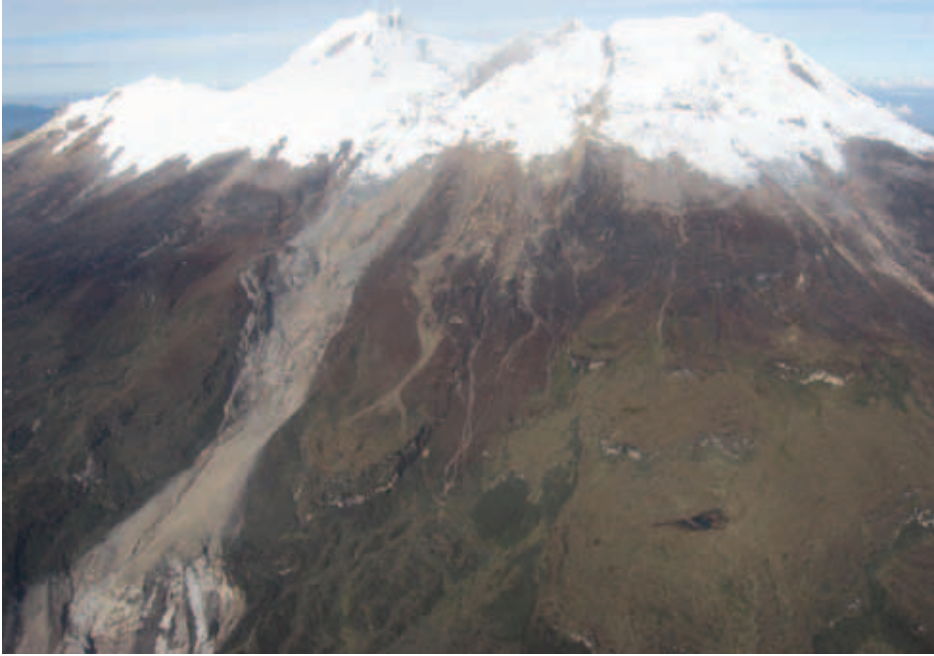


Foto 8. Flujos de lodo generados el día 18 de abril del 2007, sector occidental del Nevado del Huila, hacia la cuenca del río Símbola.

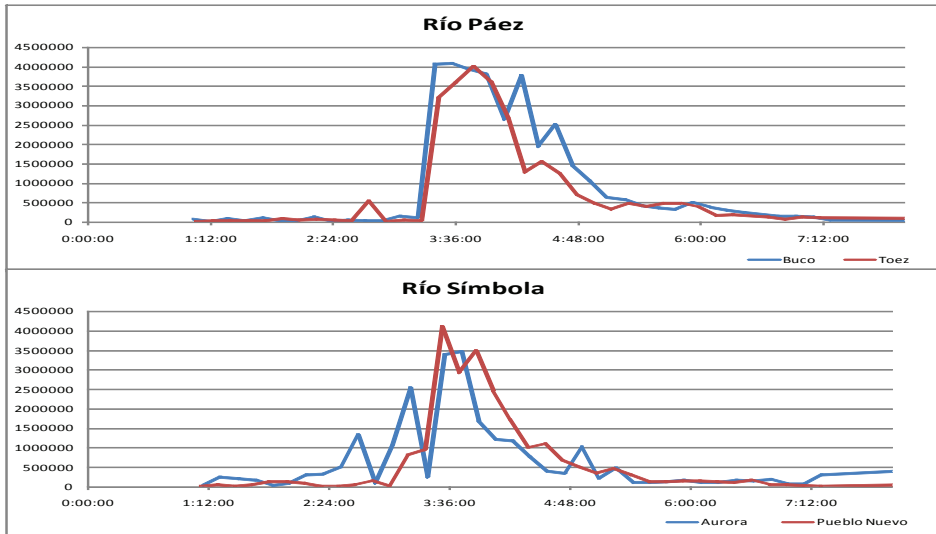


Figura 8. Registro del paso del flujo de lodo por las estaciones Buco y Tóez, sobre el río Páez, y La Aurora y Pueblo Nuevo, sobre el río Símbola.

Conclusiones

Se presenta el proceso de instalación de una red de detectores de flujos de lodo que, por sus costos y facilidad de instalación y operación, la hacen una herramienta valiosa y de fácil aplicación en el monitoreo de amenazas por fenómenos de flujos de lodo.

Con el establecimiento de las redes, se busca mitigar los efectos de fenómenos naturales, que afectan tanto a los seres humanos asentados en las cercanías de las zonas de amenaza como a la infraestructura en general. En este caso se logró la instalación de una red de detectores de flujos de lodo para las vertientes de los ríos Páez, Símbola y Ullucos, gracias a la participación de actores de los ámbitos municipal, nacional y privado, logrando con ello una apropiación del proyecto por parte de la región, y en el área técnica se adaptó tecnología utilizada en otras zonas volcánicas, de acuerdo con las condiciones de la zona.

La experiencia con las erupciones del Nevado del Huila demostró que con la colaboración de todas las partes involucradas en los sistemas de prevención y atención de emergencias por fenómenos de este tipo, el AFM proporciona una forma de alerta temprana que permite responder oportunamente a una crisis ocasionada por flujos de lodo, a consecuencia de una erupción volcánica.

Agradecimientos

Los autores agradecen al ingeniero Albeiro Chicangana, de la corporación Nasa Kiwe, encargado del manejo del proyecto de la red de detectores de flujos de lodo, por su excelente gestión y apoyo en todo el proceso de instalación y puesta en marcha de la red. Al Servicio Geológico de Estados Unidos y, en particular, a Andy Lockhart por su apoyo en equipo y asesoría en pro de la realización del proyecto. Así mismo, a todas las entidades y autoridades municipales que participaron en el proyecto y colaboraron en su ejecución. ■

Referencia Bibliográfica

Lahusen, Richard G. (1996). Detecting Debris Flows Using Ground Vibrations: US Geological Survey Fact Sheet, 236-296.

EL LIBRO

GLACIARES, NIEVES Y HIELOS DE AMÉRICA LATINA.

CAMBIO CLIMÁTICO Y AMENAZAS

COMPUESTO EN CARACTERES MINION PRO 11,5/15 PARA EL CUERPO DE TEXTO

Y SYNTAX LT STD PARA LA TITULACIÓN

BOGOTÁ, COLOMBIA

MMX

