

ESCUELA POLITÉCNICA NACIONAL

FACULTAD DE CIENCIAS

APLICACIÓN DE BALANCE DE ENERGÍA PARA ANALIZAR EL
FORZAMIENTO ATMOSFÉRICO EN LA PRODUCCIÓN DE CAUDALES EN UN
GLACIAR TROPICAL. CASO DE ESTUDIO: GLACIAR 12 DEL VOLCÁN
ANTISANA.

TRABAJO PREVIO A LA OBTENCIÓN DEL TÍTULO DE FÍSICO

PROYECTO DE INVESTIGACIÓN

GUALCO CENTENO LUIS FELIPE
luisfel260193@hotmail.com

Director: MAISINCHO GUAGRILLA LUIS RIGOBERTO, PH.D.
luis.maisincho@ikiam.edu.ec

Codirector: VILLACÍS ERAZO MARCOS JOSHUA, PH.D.
marcos.villacis@epn.edu.ec

QUITO, MARZO 2018

DECLARACIÓN

Yo GUALCO CENTENO LUIS FELIPE , declaro bajo juramento que el trabajo aquí escrito es de mi autoría; que no ha sido previamente presentado para ningún grado o calificación profesional; y que he consultado las referencias bibliográficas que se incluyen en este documento.

A través de la presente declaración cedo mis derechos de propiedad intelectual, correspondientes a este trabajo, a la Escuela Politécnica Nacional, según lo establecido por la Ley de Propiedad Intelectual, por su reglamento y por la normatividad institucional vigente.



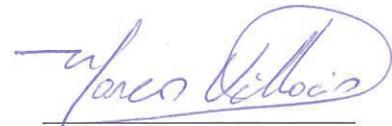
GUALCO CENTENO Luis Felipe

CERTIFICACIÓN

Certificamos que el presente trabajo fue desarrollado por GUALCO CENTENO LUIS FELIPE , bajo nuestra supervisión.

A handwritten signature in blue ink, appearing to read 'Luis Maisincho', written over a horizontal line.

MAISINCHO Luis, Ph.D.
Director del Proyecto

A handwritten signature in blue ink, appearing to read 'Marcos Villacís', written over a horizontal line.

VILLACÍS Marcos, Ph.D.
Codirector del Proyecto

AGRADECIMIENTOS

Primero agradezco a Dios, por haberme permitido completar esta etapa tan plena y llena de emociones. A mis padres que me apoyan siempre y mi familia, quienes constituyen un pilar muy importante en la formación de mi carácter. Igualmente a mis amigos: Daniel, Jaime, Darwin, Víctor quienes me han sabido aconsejar y con quienes he vivido gratos momentos a lo largo de estos años.

Asi mismo agradezco al doctor Luis Maisincho, glaciólogo e investigador de la Universidad Regional Amazónica IKIAM, quien me acogió como su estudiante, guio mis ideas desde el principio de este trabajo, proporcionó la información meteorológica necesaria del sitio, y con quien compartí largas horas de charla y discusión sobre varios asuntos relacionados a la meteorología y la vida estudiantil. Al doctor Marcos Villacís, por sus conocimientos impartidos durante el desarrollo de este trabajo y quien me brindo la oportunidad de comenzar y adentrarme en las actividades de investigación del LMI-GREATICE, programa que me ha permitido tener una visión de trabajo multidisciplinario, ampliar conocimientos, y me ha apoyado durante las presentaciones que he realizado sobre este trabajo. A Jean Carlos Ruíz un excelente amigo, quien me introdujo en este mundo tan interesante y apasionante como son las ciencias de la tierra y la física aplicada; y con quien compartí momentos de camaradería en la oficina y salidas de campo. Agradezco también al doctor Vicent Favier, glaciólogo y miembro del Laboratorio de Glaciología y Geofísica del Ambiente (LGGE) de la Universidad Grenoble Alpes (Francia), quien me permitió usar su modelo glaciológico para aplicarlo en este trabajo. Finalmente agradezco a los glaciólogos Rubén Basantes y Bolívar Cáceres; quienes me facilitaron la información geográfica del sitio, los balances de masa y las libretas de campo respectivamente. Mismas que permitieron validar los resultados encontrados.

DEDICATORIA

A mis padres y mi familia.

Contenido

Resumen	XV
Abstract	XVII
1. Introducción	1
1.1. Antecedentes	1
1.2. Planteamiento del problema	1
1.3. Justificación	2
1.4. Importancia	2
1.5. Objetivos	3
1.5.1. Objetivo general	3
1.6. Organización del proyecto de investigación	4
2. Zona de estudio, datos y régimen climático	5
2.1. Glaciología	5
2.2. Zona de estudio	8
2.2.1. Red de monitoreo en el volcán Antisana	8
2.2.2. Glaciar 12 'Los Crespos'	9
2.3. Datos:	10
2.3.1. Datos meteorológicos:	10
2.3.2. Datos de precipitación	12
2.3.3. Datos hidrológicos	13
2.3.4. Datos glaciológicos	13
2.3.5. Homogenización temporal de datos hidrometeorológicos	14
2.4. Información geográfica de la cuenca del glaciar 12	14
2.5. Régimen hidrometeorológico	16
2.5.1. Régimen de precipitación	16

2.5.2.	Régimen de temperatura	17
2.5.3.	Régimen de caudal	17
2.5.4.	Condiciones meteorológicas	18
2.5.5.	Resumen de las condiciones meteorológicas	25
3.	Marco teórico	26
3.1.	El balance de energía superficial	26
3.1.1.	La capa límite superficial	26
3.1.2.	El balance de energía	27
3.1.3.	Componentes del balance de energía	28
3.1.4.	Radiación de onda corta	29
3.1.5.	Radiación de onda larga	32
3.1.6.	Flujos turbulentos	33
3.2.	Erosión por efecto del viento	37
3.3.	Difusión térmica en la superficie glaciar	38
3.3.1.	Descripción del modelo de fusión	38
3.3.2.	Condiciones iniciales y de borde en la ecuación de difusión	39
3.4.	Modelamiento del albedo	39
3.5.	Modelo de reservorio lineal	41
3.5.1.	Descripción del modelo de reservorio	41
3.6.	Criterios de evaluación	43
3.6.1.	Coefficiente de determinación (r^2)	43
3.6.2.	Raíz del error cuadrático medio ($RMSE$)	44
3.6.3.	Eficiencia Nash-Sutcliffe (NSE)	44
3.6.4.	Eficiencia Kling-Gupta (KGE)	44
4.	Modelo Hidro-glaciológico	46
4.1.	Módulo 1: Lectura de parámetros iniciales e información meteorológica	46
4.2.	Módulo 2: Calculo de BES en modo puntual	47
4.2.1.	Corrección de S_{\downarrow} y L_{\downarrow}	47
4.2.2.	Corrección de la precipitación	49
4.2.3.	Discriminación de la fase de precipitación	49
4.2.4.	Transporte de nieve por el viento	51
4.2.5.	Modelamiento de albedo	52
4.2.6.	Cálculo de flujos turbulentos	53

4.2.7.	Cálculo de BES y aplicación de la difusión térmica	54
4.3.	Módulo 3: Aplicación del BES en modo distribuido	54
4.3.1.	Análisis del terreno a partir del MDE	54
4.3.2.	Procedimiento para aplicar el BES en modo distribuido	54
4.4.	Módulo 4: Cálculo de caudal de fusión	56
4.4.1.	Calibración de las constantes de almacenamiento	57
4.5.	Intento de aplicación de un modelo de dinámica simple	58
4.5.1.	Dinámica glaciar	58
4.5.2.	Breve descripción del modelo simple de dinámica	59
4.5.3.	Problemas de aplicación	59
4.6.	Simulación típica con el modelo hidroglaciológico	60
4.6.1.	Diferencias del modelo hidroglaciológico y los modelos aplicados en el glaciar 15 α	60
5.	Resultados y discusión	63
5.1.	Validación del modelo	63
5.1.1.	Validación en modo puntual	63
5.1.2.	Validación del modo distribuido	66
5.1.3.	Validación del caudal simulado	67
5.1.4.	Observaciones finales sobre la validación multicriterio	69
5.2.	Modelación hidro glaciológica en el período ‘ensamble’	70
5.2.1.	Balance de masa específico	70
5.2.2.	Evolución de los flujos energéticos en función de la altura	71
5.2.3.	Contribución de los reservorios al caudal simulado	74
5.2.4.	Evidencia de infiltración del caudal de fusión	75
5.2.5.	Variaciones mensuales de los flujos de energía	78
5.2.6.	Rangos de descarga mensual	83
5.2.7.	Eventos diarios específicos	84
5.2.8.	Ciclo diario de los meses con mayor sublimación y fusión	89
5.2.9.	Sensibilidad del modelo hidro-glaciológico	95
5.2.10.	Observaciones finales sobre los resultados hallados en el período ensamble	97
6.	Conclusiones y recomendaciones	100
6.1.	Conclusiones	100
6.1.1.	Con respecto al objetivo general	100

6.1.2. Con respecto a los objetivos específicos	102
6.2. Recomendaciones	105
6.2.1. Perspectivas	106
A. Anexo A: Ubicación y características de los instrumentos de medición	117
A.1. Coordenadas geográficas de las estaciones meteorológicas, hidrológicas y pluviógrafos	117
A.2. Equipamiento de las estaciones automáticas meteorológicas móviles de altura (SAMAs)	120
A.2.1. SAMA-E2(4753m)	120
A.2.2. SAMA-JR (5000m)	120
A.2.3. SAMA-JS (5200m)	120
A.2.4. Características técnicas de los pluviógrafos <i>P8</i> y <i>P2</i>	120
A.2.5. Características técnicas de la sonda de presión para calcular el nivel de agua	120
A.3. Características del equipo informático utilizado en las simulaciones	120
B. Anexo B: Discretización de la ecuación de calor	122
B.1. Estabilidad del esquema explícito	123
C. Anexo C: Calibración del modelo de albedo	124
D. Anexo D: Ensayo de aplicación del módulo de dinámica	126
E. Anexo E: Temperatura, precipitación y caudal atípicos en el período ensamble	128
E.1. Temperaturas atípicas en el período 2013	128
E.2. Precipitación mensual en el período ensamble	128
E.3. Caudal mensual en el período ensamble	129

Resumen

Los glaciares tropicales Andinos por su alta sensibilidad a las variaciones de temperatura y precipitación son de gran interés científico y socioeconómico para evaluar las fluctuaciones climáticas. En este proyecto se adaptó y aplicó un modelo hidrogliaciológico para analizar la influencia de las condiciones meteorológicas en la producción de caudales en el glaciar 12 del volcán Antisana (4735 – 5700 m.s.n.m., 1,68 Km², 0°29′S, 78°9′O). La fusión de nieve y hielo fue calculada mediante el balance de energía superficial distribuido (BESD), el cual permite modelar el balance de masa sobre todo el glaciar. Para estimar los caudales producto de la fusión y la lluvia, se acopló un modelo de reservorio lineal que incluye la zona de morrena. Los flujos de energía superficiales fueron simulados utilizando 20 franjas de altura desde la base del glaciar hasta la cumbre, a resolución 30 minutos entre el 02/07/2011 y 16/05/2013 (684 días); se utilizó la información meteorológica (radiación de onda corta, radiación de onda larga incidente y emitida, temperatura del aire, humedad relativa, velocidad del viento y precipitación) medida por una estación instalada sobre el glaciar a 4750 m.s.n.m. El modelo fue validado con mediciones de balizas de ablación, balance de masa anual interpolado para algunas franjas de altura y mediciones de caudal de la estación hidrológica “Los Crespos” (4520 m.s.n.m., 2,4 Km² de área drenada, 70,4 % de cobertura glaciar) ubicada en la zona morrena.

Durante el período de validación (2012), el modelo simuló adecuadamente el balance de masa en la zona de ablación (4735 – 5050 m.s.n.m.) con RMSE=0.62 m de agua equivalente (m.a.e.) donde ocurrió 95 % de la fusión total; mientras que sobre los 5100 m.s.n.m., el modelo subestimó 0,09 m.a.e correspondientes a 17 % la acumulación específica. A pesar de esto, el balance de masa específico (−0,63 m.a.e.) y el gradiente de ablación (−2,13 m.a.e. (100m)^{−1}) concuerdan con las estimaciones para glaciares tropicales con altitud mayor a 5400 m.s.n.m. Aplicando el modelo de reservorio el caudal simulado alcanzó a reproducir la variabilidad horaria ($r^2 = 0,63, n = 11989, p < 0,05$) y diaria ($r^2 = 0,6, n = 430, p < 0,05$) del caudal observado en la estación hidrológica. Debido que el modelo no tomó en cuenta las pérdidas por infiltración ni recongelamiento, el caudal simulado fue aproximadamente 3,7 veces el observado, por tanto la descarga simulada muestra la capacidad potencial del glaciar para liberar agua y conserva la influencia de la meteorología a través de la fusión. La descarga potencial acumulada en 2012 fue $4,084 \cdot 10^6 m^3$, misma que se encuentra dentro de la magnitud calculada en el glaciar Zongo ubicado en los Trópicos externos en Bolivia.

Los meses enero y abril 2013 presentaron alta descarga ($[0,17 - 0,22] m^3 s^{-1}$) debido a altas temperaturas ($> 1,5^\circ C$) y baja precipitación (46 ± 19 mm) que incrementaron la energía superficial disponible hasta $107 \pm 19 W m^2 d^{-1}$. Contrariamente los meses junio-julio-agosto presentaron baja fusión (22 ± 5 mm a.e.) y descarga ($[0,07 - 0,12] m^3 s^{-1}$) relacionada con bajas temperaturas ($< 0,8^\circ C$), alta nubosidad y alta precipitación ($81 \pm 32 mm$). Durante eventos específicos diarios la temperatura diaria aumentó hasta $2,9^\circ C$ en la parte baja del glaciar, el calor sensible alcanzó $74 W m^2 d^{-1}$; y la alta radiación ($221 W m^2 d^{-1}$) sumaron una energía neta de $209 W m^2 d^{-1}$, ocasionando que la fusión y caudal aumenten hasta 73 mm a.e. y $0,33 m^3 s^{-1}$ respectivamente.

La información generada permitirá mejorar el conocimiento sobre los procesos asociados a la ablación y las tasas de ablación y descarga en los glaciares tropicales, especialmente aquellos ubicados en la cordillera Oriental de Ecuador y con elevación mayor a 5400 m.

Abstract

The Andean tropical glaciers, due to their high sensitivity to temperature and precipitation variations, are of great scientific and socio-economic interest to assess the response of glaciers to climatic fluctuations to which they are exposed. In this project, a hydro glaciological model was adapted in order to analyze the influence of meteorological conditions on the melting flow production in glacier 12 of Antisana volcano (4735 – 5700 masl, 1,68 Km², 0°29' S, 78°9' O). The mass balance and melting over the whole glacier were computed by a distributed surface energy balance (DSEB), while the melting and rain streamflow was estimated with 4 linear reservoir models for snow, firn, ice and moraine zones. Surface energy fluxes were simulated using 20 strips of 30 meters of height from the glacier snout up to the summit at half hourly resolution between 02/07/2011 til 16/05/2013 (684 days). Meteorological variables (short wave radiation, incident and outgoing long wave radiation, air temperature, relative humidity, wind speed and precipitation) were recorded by an automatic station at 4750 masl in the ablation area. The model was validated with ablation stakes for measuring mass balance over distinct intervals between 2011 and 2013, interpolated mass balance for some height ranges in 2012. Whereas the simulated flow was compared with measurements at 'Los Crespos' hydrological station (4520 masl, 2,4 Km² of drained area, 70,4 % glacierized) located at the moraine.

During the validation period (2012), the model simulated the mass balance adequately in the ablation zone (4735 – 5050 masl) with RMSE = 0.62 m of water equivalent (m we) where 95 % of the total melting occurred. While over 5100 masl, the model underestimates 0,09 m we corresponding to 17 % of specific accumulation. Despite this, the specific mass balance (–0,63 m we) and the ablation gradient (–2,13 m we (100m)^{–1}) agree with the estimates for tropical glaciers with altitude greater than 5400 masl. Applying the reservoir model, the simulated flow reached the hourly ($r^2 = 0,63, n = 11989, p < 0,05$) and daily ($r^2 = 0,6, n = 430, p < 0,05$) variability of the observed flow at the hydrological station. Also the simulated flow rate was approximately 3,7 times that observed because the model did not take into account the losses by infiltration or refreezing, therefore the simulated discharge shows the potential capacity of the glacier to release water and retains the influence of the meteorology through melting. The potential cumulative discharge in 2012 was $4,084 \cdot 10^6 m^3$, which is within the magnitude calculated in the Zongo glacier located in the external Tropics of Bolivia.

January and April 2013 presented high discharge ($[0,17 - 0,22] m^3 s^{-1}$) due to high tempera-

tures ($> 1,5^{\circ}C$) and low precipitation (46 ± 19 mm) that increased the available surface energy til $107 \pm 19 W m^2 d^{-1}$. In contrast, the June-July-August months showed low values of melting (22 ± 5 mm we) and discharge ($[0,07 - 0,12] m^3 s^{-1}$) related to low temperatures ($< 0,8^{\circ}C$), high cloudiness and high precipitation (81 ± 32 mm). For daily specific events the temperature increased up to $2,9^{\circ}C$ in the lower part of the glacier, the sensible heat reached $74 W m^2 d^{-1}$ and the high short wave radiation ($221 W m^2 d^{-1}$) added a net energy of $209 W m^2 d^{-1}$, causing the melting and discharge flow increased up to 73 mm we and $0,33 m^3 s^{-1}$ respectively.

The information generated will improve knowledge about the processes associated with ablation and the rates of ablation and discharge in tropical glaciers, especially those located in the Eastern Cordillera of Ecuador and with an elevation greater than 5400 masl.

Capítulo 1

Introducción

1.1. Antecedentes

Los Glaciares Tropicales son considerados indicadores del clima (Vincent et al., 2005) y constituyen reservorios naturales por su contribución a los recursos hídricos (Francou et al., 2013). En este contexto, los glaciares 15 α y 12 del volcán Antisana (ubicado 40 Km al oeste de la ciudad de Quito) han sido monitoreados desde el año 1994 y 2005 respectivamente (Francou et al., 2000; Cáceres et al., 2009; Maisincho, 2015). Este monitoreo ha generado datos y herramientas que permiten evaluar el impacto del clima y la meteorología sobre los glaciares ubicados en la zona tropical y ecosistemas de alta montaña. Entre las herramientas existen modelos físicos y conceptuales para estimar la fusión del hielo y la nieve del glaciar 15 α (Favier, 2004; Maisincho, 2015).

Mientras que en el glaciar 12 únicamente se han realizado actividades de monitoreo meteorológico y glaciológico (Maisincho et al., 2007), estudios hidrológicos en las zonas de páramo (Mena, 2010; Ruíz, 2015; Minaya, 2016), y modelos conceptuales de fusión (Villacís, 2008). Sin embargo no se intentado aplicar el balance de energía sobre la superficie glaciar (BES) que permita conocer los procesos físicos que ocurren durante la fusión del hielo/nieve; en consecuencia el aporte en la producción de caudales y la ablación son desconocidos.

1.2. Planteamiento del problema

A pesar de los intentos para representar de manera confiable las variaciones de la fusión y el caudal glaciar a partir de la meteorología del sitio (Villacís, 2008); no se ha desarrollado una herramienta de modelado para la evaluación del recurso hídrico que se adapte a las condiciones climáticas del glaciar 12 y que sea capaz de representar la variabilidad de los caudales a escala diaria y mensual.

En este proyecto de investigación, se propone estimar el aporte glaciar al caudal medido

en la estación hidrológica “Los Crespos” (la cual mide el caudal de fusión principalmente) y analizar su variación mensual a partir de las condiciones meteorológicas. Para calcular la fusión sobre todo el glaciar se adaptará el modelo de balance energía superficial distribuido (BESD) desarrollado en el glaciar 15 α (Favier et al., 2004a; Maisincho, 2015), y se empleará la información colectada por una estación meteorológica ubicada sobre el glaciar a 4750 m en el período julio 2011-mayo 2013. Para validar dicho modelo se utilizarán mediciones de balance de masa sobre la zona de ablación y un perfil de balance de masa sobre todo el glaciar que fue interpolado a partir de mediciones glaciológicas y geodésicas. Para obtener los caudales de fusión se implementará un modelo de reservorio lineal que simule el tránsito de fusión y lluvia sobre toda la superficie glaciar incluyendo la zona de morrena. Al final se comparará la descarga simulada con la observada en la estación hidrológica, y se analizarán las condiciones meteorológicas que influyeron sobre los meses con descarga máxima y mínima.

1.3. Justificación

Existe un interés científico y socioeconómico por conocer la cantidad de agua que aportan los glaciares del volcán Antisana a los caudales generados en alta montaña (Calispa, 2010; Francou et al., 2013; Pouget et al., 2015). Por un lado, cuantificar la producción de caudales permite evaluar la cantidad de fusión en función del clima y su tamaño (Sicart et al., 2011; Naz et al., 2014). Y por otro, el agua proveniente de la fusión glaciar se une al caudal de páramo y juntos drenan hacia el sistema ‘Mica-Quito Sur’ (Ver Figura 1.1). Él cual abastece de agua potable a alrededor de 600000 habitantes en el sur de Quito y genera aproximadamente 9,5 Mw de electricidad, la cual es entregada a la red de transmisión eléctrica nacional (Villacís, 2000).

1.4. Importancia

Para estimar la fusión glaciar se aplicará el modelo de BESD porque es una herramienta basada en principios físicos¹ que permite:

- Conocer los procesos físicos que ocurren durante la fusión del glaciar.
- Calcular el caudal potencial de fusión en relación a la meteorología local y la morfología del glaciar.
- Examinar los factores meteorológicos que controlan las variaciones del balance de masa.
- Analizar datos hidro meteorológicos a distintas escalas temporales.
- Probar hipótesis para generar información acerca de la relación clima-glaciar-recursos hídricos.

¹El modelo realiza un inventario de los flujos radiativos y turbulentos sobre la superficie glaciar, y permite cuantificar la energía disponible para la fusión o recongelamiento del hielo/nieve.

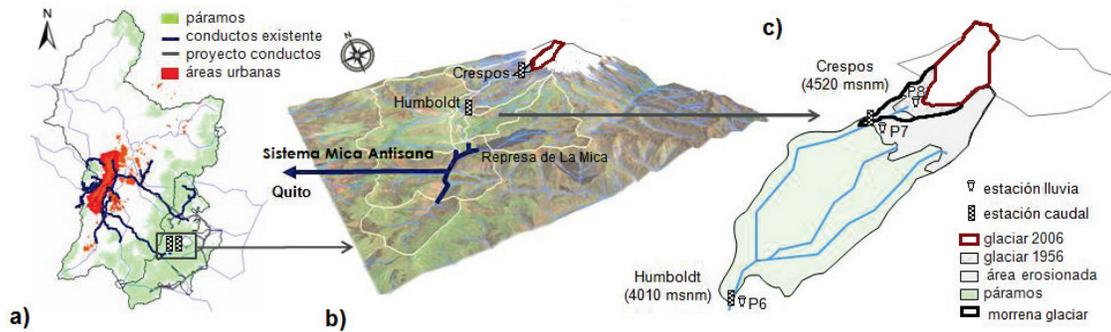


Figura 1.1: a) Localización del sistema de agua potable Mica Quito Sur, el área sombreada de rojo representa el área urbana de la ciudad de Quito. b) Vista 3D de las cuencas que confluyen al sistema Mica Quito Sur*, y localización de las cuencas de Crespo y Humboldt en el flanco oriental del Glaciar Antisana. c) Delimitación del glaciar 12 (línea roja), la microcuenca Crespos (línea negra gruesa) y la cuenca Humboldt (línea negra fina). Figura modificada de Pouget et al. (2015)*.

*El autor refiere al sistema Mica-Quito Sur como Mica-Antisana, ya que en su estudio toma las cuencas del sector occidental del volcán Antisana.

La aplicación del modelo BESD permite relacionar la meteorología y la fusión producida en cualquier parte del glaciar a diferente escala temporal. El BESD acoplado a un modelo de reservorio comúnmente se lo denomina ‘modelo midroglaciológico’ y permite estimar el caudal proveniente de la fusión glaciar y la lluvia. Considerando que es la primera vez que se aplicará esta metodología con validación directa sobre el glaciar 12, este proyecto justificará la marcada reducción de la fusión entre junio y septiembre (Favier et al., 2004a); y que el balance de masa calculado sigue la tendencia para glaciares tropicales con altitud mayor a 5400 m (Rabatel et al., 2013).

1.5. Objetivos

1.5.1. Objetivo general

Analizar la variación estacional de los caudales glaciares de la cuenca del glaciar 12 usando un modelo hidroglaciológico fundamentado en el balance de energía superficial y dinámica glaciar.

Objetivos específicos

1. Adaptar un modelo de fusión existente para generar caudales usando principios físicos.
2. Evaluar el funcionamiento del modelo adaptado con la ayuda de series de caudal observadas aguas abajo del glaciar.
3. Utilizar el modelo BES para analizar la influencia de la variación estacional de los factores meteorológicos sobre la cantidad de fusión resultante en el glaciar.

1.6. Organización del proyecto de investigación

En el capítulo 1 se presenta la introducción, después en el capítulo 2 se presenta una breve descripción de la zona de estudio, el régimen hidro meteorológico del glaciar 12 y las condiciones meteorológicas durante el período de estudio. En el capítulo 3 se presentan los principios fundamentales y el desarrollo teórico del balance de energía superficial y el modelo de reservorio lineal. En el capítulo 4 se detalla la aplicación del modelo hidroglaciológico, y se describe como fue calibrado el modelo de albedo y el modelo de reservorio. Posteriormente en el capítulo 5 se presenta la validación del modelo y los principales resultados obtenidos a diferentes escalas temporal diaria y mensual. Finalmente en el capítulo 6 se presentan las conclusiones respecto a los objetivos planteados y las perspectivas para complementar este proyecto.

Capítulo 2

Zona de estudio, datos y régimen climático

2.1. Glaciología

Antes de presentar y caracterizar la zona de estudio, se describen algunos términos utilizados en la glaciología que permitirán relacionar los procesos físicos que ocurren sobre un glaciar. La mayoría de definiciones presentadas a continuación han sido resumidas y adaptadas de Singh et al. (2011).

- **Un glaciar** es una masa de hielo dura, gruesa y compacta que se forma durante muchos años mediante la compactación de nieve. Un glaciar es un cuerpo de hielo dinámico que avanza pendiente abajo debido a su propio peso y se caracteriza por tener tres partes principales: zona de acumulación, zona de ablación y zona terminal.

En la zona tropical, la existencia de un glaciar depende de una altura mínima y de las fuentes de calor y humedad; ya que desde cierta altura, la temperatura es lo suficientemente baja para permitir que la humedad suministrada por los alrededores se condense en fase sólida (nieve) (Villacís, 2008).

- **La zona de acumulación** es la parte del glaciar que está cubierta de nieve perpetua. Esto ocurre a través de una variedad de procesos que incluyen la precipitación y el transporte de nieve por medio del viento hacia la cuenca glaciar desde un área adyacente. En glaciares de montaña esta zona generalmente se ubica en la parte alta cerca de la cumbre o en zonas protegidas de la radiación solar.
- **La zona de ablación** es el área donde el hielo y la nieve se pierde por derretimiento y escurrimiento, sublimación, y transporte de nieve desde una cuenca glaciar. En esta zona, donde el hielo va disminuyendo hasta desaparecer, los cambios de volumen son más evidentes para períodos de tiempo mayores a 2 años (Francou et al., 2000). En glaciares de montaña, esta zona se ubica entre la línea de equilibrio y la zona terminal.

- **La zona terminal** marca la parte final de un glaciar donde se acumulan los restos de hielo y comienza la zona de morrena. Los cambios en esta parte del glaciar se determinan mediante monitoreo del avance/retroceso de un glaciar, ya que su ubicación está directamente relacionada con el balance de masa.
- **La morrena** corresponde a los escombros¹ depositados alrededor de la zona terminal debido a la ablación y retroceso glaciar. La formación de una morrena está determinada por la morfología y evolución del glaciar en el tiempo.
- **La altitud de la línea de equilibrio (ELA)** es la elevación promedio de la zona donde la acumulación es igual a la ablación durante un período de 1 año. Las fluctuaciones de la ELA están relacionadas con la variabilidad climática debido a que la acumulación de nieve depende directamente de la cantidad y fase de precipitación (Francou et al., 2004).

Una vez reconocidas las partes principales de un glaciar, se definen los procesos físicos más frecuentes en la zona de acumulación y ablación de un glaciar de montaña.

- **La ablación** es el conjunto de procesos como la sublimación y la fusión que disminuyen la masa glaciar y reducen el nivel de nieve o hielo. La ablación depende de la cantidad de energía (por ejemplo de la cantidad de energía solar modulada por el albedo) absorbida por el glaciar y las variaciones de temperatura. Mientras que **la acumulación** representa los procesos que permiten aumentar la masa glaciar y permiten elevar el nivel de nieve/hielo. En este proyecto sólo se tomarán la fusión y sublimación como procesos de ablación, mientras que la precipitación sólida (nieve o granizo) y transporte de nieve por viento como procesos de acumulación.
- **La fusión** es el cambio de estado sólido del hielo/nieve a líquido. Sucede cuando una fuente de energía calienta el glaciar hasta que la temperatura superficial alcanza 0°C y lo derrite. **La sublimación** ocurre cuando el aire en la atmósfera es ligeramente seco y existe una fuente de energía como el viento, tal que el glaciar pasa directamente a fase de vapor (Sicart, 2002). Para sublimar un mismo volumen de hielo/nieve se requiere 7.5 veces de energía adicional que la fusión (Wagnon, 1999).

Descritas las partes de un glaciar (Figura 2.1) y los procesos que gobiernan cada zona, se define **el balance de masa (BM)** como el método glaciológico que permite conocer la diferencia entre la acumulación y la ablación ocurrida sobre un punto específico durante un período de tiempo (Ecuación 2.1). El balance de masa en un punto generalmente se expresa en milímetros de agua equivalente (mm we por sus siglas en inglés), valores positivos indican ganancia de masa; mientras que, balances negativos indican pérdida y disminución de masa glaciar. Las series temporales de balance de masa y su distribución espacial (en función de la altura) permite la detección de cambios en el clima (Villacís, 2008).

¹Rocas de diversos tamaños y generalmente compuestas de grava, tierra, o arcilla.

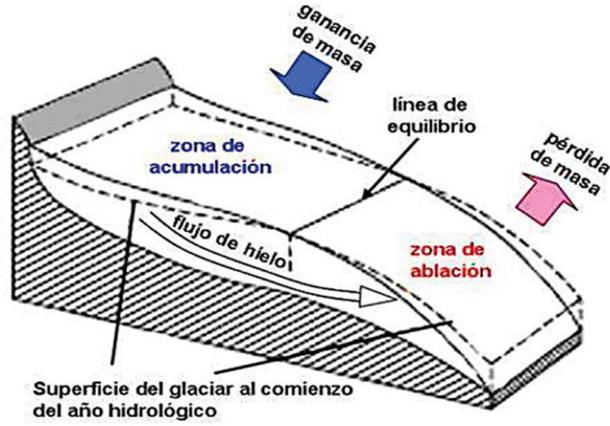


Figura 2.1: Dinámica típica de un glaciar de montaña. El glaciar desciende desde la zona de acumulación hasta la zona de ablación debido a su propio peso. Figura tomada de Sicart (2012).

Integrando la ecuación 2.1 sobre todo el glaciar y ponderándola por la superficie correspondiente (dS_{gl}) se tiene el balance de masa específico (Ecuación 2.2), el cual permite reconocer las zonas con mayor y menor aporte al balance sobre toda la superficie glaciar (S_{gl}).

$$b_i = \text{acumulación}_i - \text{ablación}_i \quad (2.1)$$

$$b = \frac{1}{S_{gl}} \int b_i \cdot dS_{gl} \quad (2.2)$$

En la figura 2.2 se presentan los balances de masa de los glaciares 12 y 15 α calculados por Villacís (2008) para el año 2005, que fue uno de los períodos donde se tuvo mediciones completas y simultáneas en los dos glaciares del volcán Antisana (Maisincho et al., 2007). El balance específico para el glaciar 15 (línea verde) fue -789 mm we y para el glaciar 12 (línea azul) fue -1041 mm we. La diferencia entre los balances se explicó principalmente por:

- El área del glaciar 15 α ($0,7$ Km²) es menor que la del glaciar 12 ($1,7$ Km²).
- El pie del glaciar 12 (4730 m) desciende más abajo que el glaciar 15 α (4850 m).

Lo que significa que una porción más grande del glaciar 12 estuvo sometida a condiciones de fusión, y por tanto en este glaciar hubo más pérdida de masa con respecto al glaciar 15 α . Así mismo debido a que la zona de acumulación en el glaciar 12 fue mayor que en el glaciar 15 α , la línea de equilibrio fue 5110 m para el glaciar 12 y 5150 m para el glaciar 15 α (Villacís, 2008).

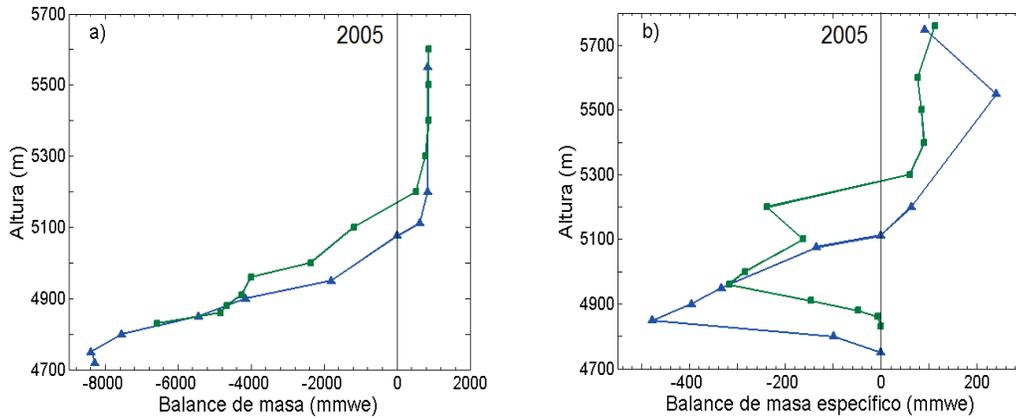


Figura 2.2: a) Balance de masa anual (para 2005) en función de la altura para el glaciar 12 (línea azul con triángulos) y para el glaciar 15 α (línea verde con cuadrados). b) Balance de masa específico anual para el mismo año en función de la altura tanto para el glaciar 12 (línea azul con triángulos) como el glaciar 15 α (línea verde con cuadrados). Figura tomada de Villacís (2008).

2.2. Zona de estudio

2.2.1. Red de monitoreo en el volcán Antisana

Para analizar la evolución de los glaciares frente a las variaciones climáticas se han equipado las lenguas glaciares 12 y 15 del volcán Antisana con estaciones meteorológicas automáticas (AWS por sus siglas en inglés) instaladas sobre y cerca del glaciar, y balizas² en la zona de ablación. Se ha implementado una red de pluviómetros totalizadores y pluviógrafos sobre la zona cercana al glaciar y sobre la zona de páramo de la cuenca 'Humboldt' (Figura 2.3). Existen además dos estaciones hidrológicas, la primera ubicada a 4010 m en la parte baja de esta cuenca y la estación hidrológica los Crespos ubicada a 4521 m en la morrena del glaciar 12 (Cáceres et al., 2009). Toda esta red se mantiene gracias a la cooperación que mantienen el INAMHI³, la EPMAPS-Q⁴, la EPN⁵ y el IRD⁶ (Francou et al., 2011).

Se usarán los datos registrados por las AWS ubicadas sobre el glaciar 12 a 4750 m (SAMA-E2), a 5000 m (SAMA-JR) y 5200 m (SAMA-JS). La temperatura y precipitación registrada en la estación P8 ubicada en la morrena (4720 m), la temperatura registrada por la estación PRAA⁷ ubicada sobre la morrena al frente del glaciar (4730 m) y el nivel de agua registrado por la estación hidrológica Crespos (4520 m). Las balizas que permitirán calcular el balance de masa se instalaron en la zona de ablación entre 4735 m y 4850 m. La figura 2.4 muestra

²Estacas de plástico (generalmente tubos rígidos de PVC de una pulgada de diámetro) enterradas sobre el hielo.

³Instituto Nacional de Meteorología e Hidrología

⁴Empresa Pública Metropolitana de Agua Potable y Saneamiento de Quito

⁵Escuela Politécnica Nacional

⁶Instituto de Investigación para el Desarrollo (Institut de Recherche pour le Développement)

⁷Proyecto Regional Andino de Adaptación al Cambio Climático / Adaptación al impacto del retroceso acelerado de glaciares en los andes tropicales.

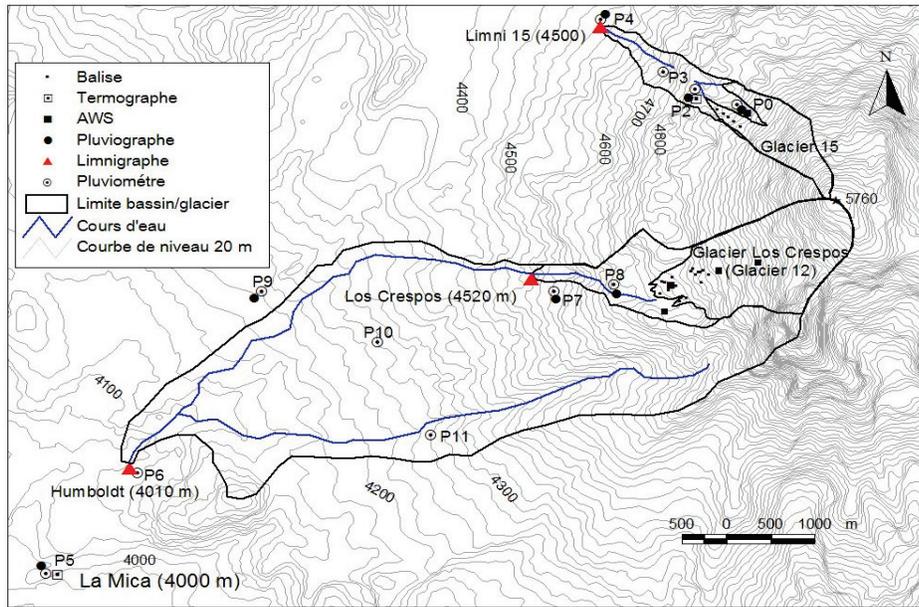


Figura 2.3: Red de monitoreo instalada sobre las cuenca del glaciar 15, del glaciar 12 y la cuenca Humboldt. Figura modificada de Villacís (2008).

la ubicación de los equipos de monitoreo usados en este proyecto.

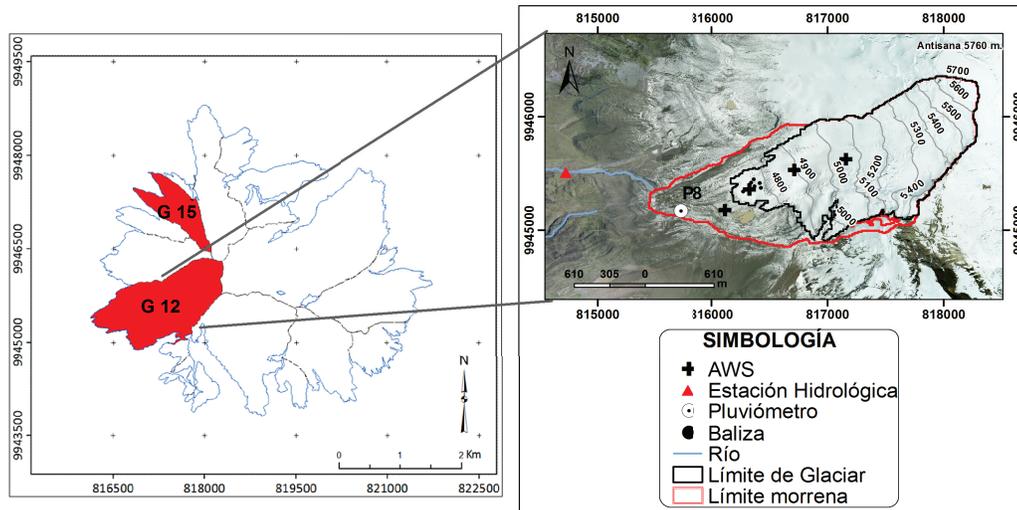


Figura 2.4: Izq.: Distribución de los glaciares del volcán Antisana para el año 2009 según Basantes (2015), resaltan en rojo los glaciares 12 y 15. Der.: Carta de instrumentación del glaciar 12 usado en este proyecto, modificada de Maisincho (2015). Ortofoto: SIGTIERRAS.

2.2.2. Glaciar 12 'Los Crespos'

El nombre de 'Glaciar 12' fue asignado por Hastenrath (1981), y posteriormente nombrado como 'Glaciar Crespos' por Meyer (1993). Este glaciar tiene un perímetro aproximado de 2,4 Km, un largo promedio de 0,7 Km (Villacís, 2008) y una superficie de 1,73 Km² (para 2014 según Basantes (2015)). El glaciar desciende desde la cumbre (5705 m) hasta 4735 m (Figura

2.5). Su eje tiene una orientación sudoeste en la parte alta el cual gira hacia el oeste en la parte baja. La pendiente media en la zona de ablación es 15° , la cual alcanza su máximo entre los 5300 y 5500 m, finalmente en la cumbre forma una planicie pequeña.

El agua producto de la fusión glaciaria drena en su mayoría hacia una laguna situada al pie del glaciar, recorre la morrena aguas abajo y pasa por la estación hidrológica Crespos. Estos escurrimientos de origen glaciario posteriormente se unen al caudal proveniente de la zona páramo y descienden hasta la estación hidrológica Humboldt (Figura 1.1).



Figura 2.5: Vista oeste del volcán Antisana. Se aprecia en el centro el glaciar 12, la cumbre máxima (5705 m) a la izquierda, la laguna de origen glaciario (4720 m) y los escurrimientos que drenan hacia la estación hidrológica Crespos en la esquina inferior izquierda. Fotografía: L.F. Gualco

El glaciar 12 del volcán Antisana es un glaciar tropical (Kaser and Osmaston, 2002) y debido a su ubicación es sensible a las variaciones de temperatura superficial del Pacífico (fenómeno ENSO), y a los flujos de humedad provenientes del océano Atlántico y la cuenca Amazónica (Vuille et al., 2000; Villacís, 2008). Por otro lado la irregularidad propia del volcán genera gradientes de temperatura y precipitación (Basantes, 2015; Ruíz, 2016) que influyen sobre las condiciones climáticas del glaciar.

2.3. Datos:

2.3.1. Datos meteorológicos:

En este proyecto se usaron los datos registrados cada 30 minutos por las estaciones automáticas meteorológicas móviles de altura (SAMA) en el período 2011-2013⁸. La estación SAMA-E2 (4750 m) dispone de los sensores necesarios para registrar las variables meteorológicas que permiten calcular el BES. La estación SAMA-JR (5000 m) dispone de sensores para medir la temperatura y humedad relativa del aire, mientras que la estación más alta

⁸Debido a las dificultades de mantener las estaciones de altura, este período se reduce a casi 11 meses de observaciones continuas en simultáneo para las 3 estaciones. Ver figura 2.7.

(SAMA-JS) instalada a 5200 m cuenta con sensores de temperatura, humedad relativa del aire y velocidad del viento. De la estación PRAA-MORRENA, ubicada en la morrena frontal del glaciar 12, y del termómetro T-P8 se tomaron solamente los datos de temperatura; los cuales fueron efectuados por un sensor del mismo tipo que las estaciones SAMA⁹.

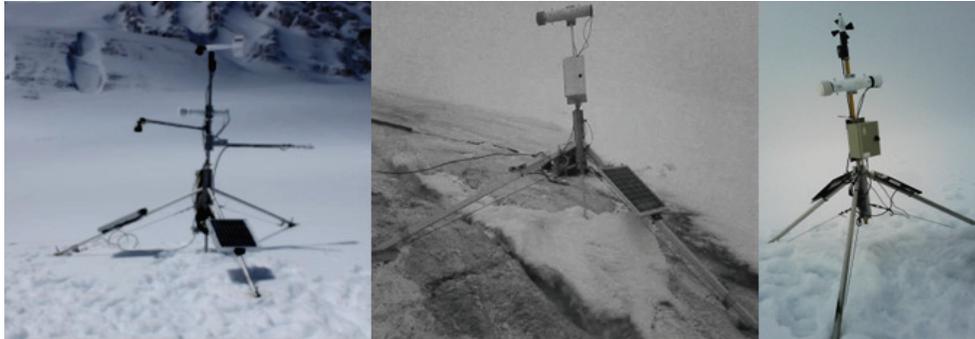


Figura 2.6: Estaciones meteorológicas automáticas (AWS) instaladas y habilitadas por el INAMHI sobre el glaciar 12 en el período 2011-2013. Estación SAMA-E2 a 4750 m (izquierda), SAMA-JR a 5000 m (centro) y SAMA-JS a 5200 m (derecha). Imágenes tomadas de Maisincho (2011, 2012a,b).

Para que las variables meteorológicas se encuentren dentro del rango de medición correcto, los datos registrados por las estaciones meteorológicas y termómetros se corrigieron y trataron según criterios reportados para el glaciar 15 α por Delachaux (2005). Las correcciones consistieron en:

- **Humedad relativa (RH en %):** En ocasiones el sensor se satura por lo que pierde precisión y el valor de RH supera el 100 %, estos valores fueron reemplazados por 100 % y aquellos que sobrepasaron 110 % fueron marcados como vacíos. Entre el 02/07/2011 y el 16/05/2013 se corrigieron el 2 % de valores de humedad relativa para que no sobrepasen el 100 %, y no existió vacíos de esta variable.
- **Temperatura ventilada (T en °C):** Se verificó que los datos se encuentren dentro de rangos registrados en los glaciares del Antisana (Favier et al., 2004a; Delachaux, 2005), si se encontraban valores extremos o atípicos se procedió a promediar los valores de antes y después de esa medición y reemplazarlo. El porcentaje de valores corregidos fue menor al 1 % debido a que el sensor de temperatura mantiene un rango de operación mayor que el de humedad relativa (Ver Anexo A).
- **Velocidad del viento (u en m s⁻¹):** Existieron períodos con $u = 0$ debido a que probablemente el sensor estuvo congelado o cubierto de nieve. Éstos valores fueron corregidos asignándoles un valor mínimo (0.1 m s⁻¹); porque aunque existen intervalos cortos (< 5 min) de relativa calma, siempre existe turbulencia en la zona del Antisana. Si el período es muy largo, aquellos datos son marcados como vacíos. Afortunadamente entre el 02/07/2011 y el 16/05/2013 no hubo vacíos de datos y se corrigió solamente el 1 % de mediciones.

⁹Para ver especificaciones técnicas de los sensores utilizados en las estaciones refiérase al Anexo A.

- **Radiación de onda corta incidente y reflejada (en $W m^{-2}$):** Durante la jornada diurna (entre las 7h y 17h) los valores de radiación de onda corta incidente (SW_{inc}) pueden alcanzar $1200 W m^{-2}$ y no deberían superar el valor de la constante solar ($1360 W m^{-2}$). Pero en los trópicos y sobre un glaciar, el efecto lente de las nubes y el reflejo de los alrededores provocan que los valores instantáneos lleguen a $2000 W m^{-2}$. Las correcciones realizadas fueron $< 1\%$ del total de datos suponiendo un valor máximo de albedo 0.9 mediante la relación $SW_{inc} = SW_{ref}/0,9$ con SW_{ref} la radiación de onda corta reflejada.
- **Radiación de onda larga incidente y emitida (en $W m^{-2}$):** La radiación incidente de onda larga tiene origen atmosférico y los valores teóricamente posibles se encuentran entre 180 y $350 W m^{-2}$, valores fuera de ese rango son promediados entre sus valores vecinos si éstos son válidos. Caso contrario si dos valores continuos son inválidos se los marca como vacíos. Entre el 02/07/2011 y 16/05/2013, valores $< 1\%$ se rellenaron tomando la media entre los valores vecinos y no existió vacíos.

Por otro lado, existió pequeñas lagunas de datos en la radiación de onda larga emitida correspondientes al 3% de valores. Éstos vacíos se rellenaron usando la temperatura superficial según la fórmula de Stefan-Boltzman (ecuación 2.3):

$$LW_{\uparrow} = \sigma T_{superficial}^{*4} \quad (2.3)$$

Con $\sigma = 5,6710^{-8} (W m^{-2} K^{-4})$, se asumió $T_{superficial}^* = 273,15 K$ en el día (válido en un glaciar temperado (Kaser and Osmaston, 2002)); mientras que en la noche se tomó $T_{superficial}^* = T_{aire} + 0,02LR$. Con $LR = -0,84^{\circ}C (100m)^{-1}$ el gradiente de temperatura de la zona (Sección 2.5.4), y 0,02 corresponde a la altura que se encuentra el sensor de temperatura ventilada (2 metros sobre la superficie).

2.3.2. Datos de precipitación

La precipitación medida por el pluviógrafo 'P8' instalado sobre la morrena del glaciar 12 (Figura 2.3), fue tratada y corregida para eliminar los errores de registro asociado a fallas del sensor. Sin embargo, entre el 29/07/2011 y 29/11/2011 existieron 62 días con vacío de datos. Debido a la baja correlación ($r^2 < 0,1$) de este pluviógrafo con P7 más cercano¹⁰, no se utilizó esta información para rellenar los vacíos.

Para evitar recortes en el período de modelización (Sección 5.2) se usará la precipitación registrada por el pluviógrafo P-ORE¹¹ instalado en la morrena frontal del glaciar 15 α a 4785 m (Anexo A). En consecuencia, los caudales de fusión simulados entre el 29/07/2011 y 29/11/2011 no serán tomados en cuenta para la validación del modelo hidrogliaciológico.

¹⁰Posiblemente porque la serie del pluviógrafo P7 presentó varias lagunas en los datos durante el período de estudio.

¹¹Observatorio para investigación del medio ambiente (Observatoire de Recherche en Environment) instalado para brindar información del glaciar a largo plazo.

2.3.3. Datos hidrológicos

Los niveles de agua registrados en la estación Crespos (Anexo A), fueron corregidos según los criterios descritos en Cáceres et al. (2009). Las correcciones se realizaron para eliminar discontinuidades en el nivel de agua, y se usaron puntos de control obtenidos mediante mediciones directas¹² para validar estos niveles. Luego de esto, la serie de cotas continua fue transformada a caudal usando la curva de descarga¹³ descrita en la ecuación (2.4).

$$Q_{Cr} = a(1,32(h + b)^{2,47} + 1,69L^{1,02}(h + b)^{1,47}) \quad (\text{en m}^3 \text{ s}^{-1}) \quad (2.4)$$

Donde Q_{Cr} es el caudal equivalente, h el nivel de agua (en metros), $a = 0,964$, $b = 0$ y $L = 0,42$ son parámetros de ajuste propios del vertedero ubicado en esta estación limnigráfica. La curva de descarga fue obtenida mediante interpolación de las medidas experimentales de caudal y alturas de nivel de agua realizadas por Villacís (2008) y Cáceres et al. (2009).

2.3.4. Datos glaciológicos

Durante el período 2011-2013, las mediciones de balizas¹⁴ fueron intermitentes. Esto no permitió calcular el balance de masa anual neto. Sin embargo, se recuperaron varios micro períodos de mediciones¹⁵ que fueron tratados según Francou and Pouyand (2004); Cáceres et al. (2009). Para calcular el balance de masa en un punto del glaciar se aplicó la ecuación (2.5).

$$bi_m = 10(-\rho_{hielo}(h_m - h_{m-1}) + \rho_{nieve}(N_{m-1} - N_m)) \quad (\text{en mm we}) \quad (2.5)$$

Donde ρ_{hielo} es la densidad del hielo, ρ_{nieve} es la densidad de la nieve (ambas en g cm^{-3}), bi_m es el balance de masa glaciar en un punto específico i durante un mes (m) dado, h es la altura que sobresale la baliza respecto a la superficie del hielo (en cm), N es el espesor de la capa de nieve (en cm), $m - 1$ corresponde a la medición del mes anterior.

Los balances de masa calculados entre los 4730 m y 4800 m en la zona de ablación, fueron agrupados y promediados de acuerdo a su ubicación para obtener balances de masa por rangos altitudinales de ≈ 20 metros. Finalmente, se calculó el balance de masa para varias alturas para el año 2012. Los cuales se obtuvieron a partir de un balance geodésico¹⁶ y mediciones glaciológicas luego de aplicar la metodología descrita en Lliboutry (1974) y desarrollada por Basantes (2015).

¹²Los controles se realizaron en las fechas correspondientes a la descarga de datos realizadas por personal de la EPMAQS-Q y el INAMHI.

¹³La curva de descarga o calibración de caudales describe una función del caudal y nivel del agua en un tramo determinado de un cauce. Esta función toma en cuenta la geometría del vertedero sobre la que pasa el agua, y es calibrada a partir de una serie de aforos que se realizan por un largo periodo de tiempo.

¹⁴Estacas enterradas sobre el glaciar que indican el nivel de ablación.

¹⁵De acuerdo a las libretas de campo facilitadas por el departamento de glaciología del INAMHI.

¹⁶Método para calcular la diferencia volumétrica de un glaciar a partir de la diferencia entre modelos de topografía superficial en dos períodos distintos.

Los balances de masa recuperados y los de 2012 servirán para calibrar y evaluar el modelo hidrogliaciológico de forma puntual y distribuida (Sección 5.1).

2.3.5. Homogenización temporal de datos hidrometeorológicos

Debido a que las variables meteorológicas e hidrológicas fueron medidas a distintas escalas de tiempo fue necesario aplicar el siguiente procedimiento, para que la información pueda ser ingresada en las simulaciones:

- Promediar la información meteorológica cada 30 minutos que será utilizada en el BESD.
- Acumular la precipitación medida en P8 cada 30 minutos que será utilizada en el BESD.
- Acumular la precipitación medida en P8 cada 60 minutos que será utilizada en el módulo de reservorio para el escurrimiento de la lluvia sobre el glaciar y morrena.
- Promediar los caudales observados en la estación 'Crespos' cada 60 minutos que serán utilizados para validar los caudales simulados en el módulo de reservorio.

Información disponible

La figura 2.7 resume los datos disponibles después de realizar las correcciones descritas en las secciones anteriores (2.3.1, 2.3.2 y 2.3.3). El período comprendido entre 02/07/2011 y el 16/05/2013 corresponde al tiempo con mayor información meteorológica de la estación SAMA-E2, el cual será tomado como período de simulación y será denominado como "período ensamble".

2.4. Información geográfica de la cuenca del glaciar 12

Las características geográficas del glaciar 12 (Figura 2.8) y la morrena fueron derivadas a partir de un modelo digital de elevación (MDE) con resolución espacial (píxel) 10×10 metros. El cual fue obtenido por Basantes (2015) a partir de interpolación de puntos restituidos usando fotogrametría aérea y GPS diferencial.

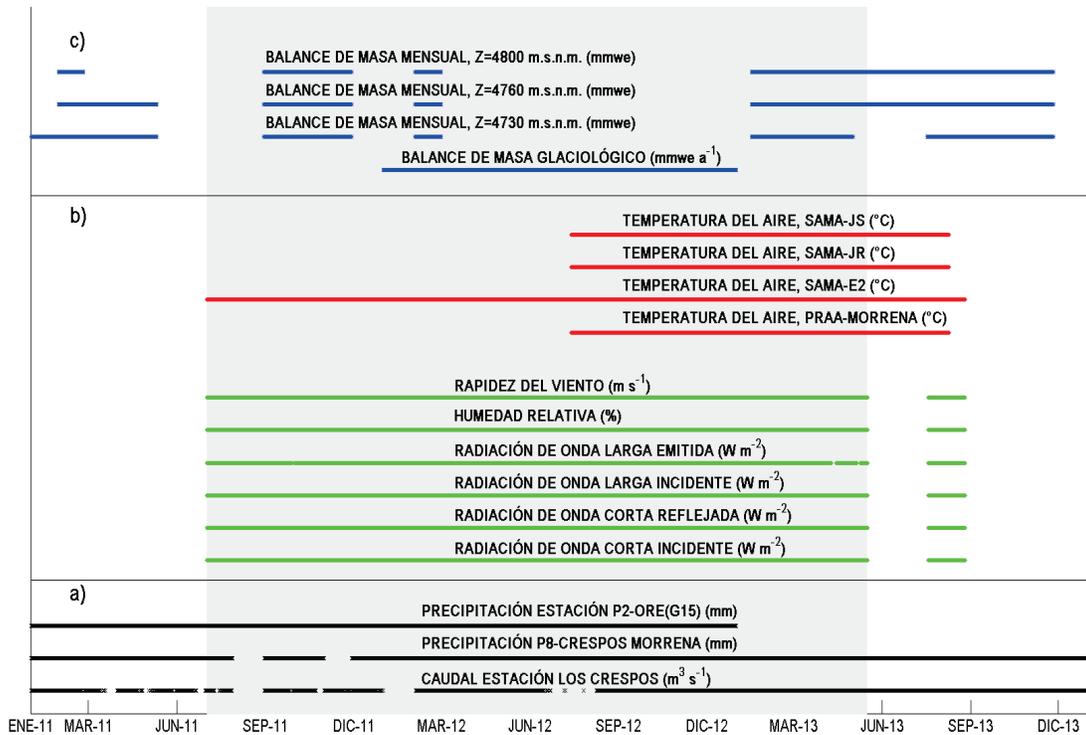


Figura 2.7: Datos hidrológicos, pluviométricos, meteorológicos y glaciológicos disponibles en el glaciar 12 para el período 2011-2013: a) Datos hidrológicos y pluviométricos (escala 30 y 60 minutos). b) Datos meteorológicos correspondientes a la estación SAMA-E2 y temperatura medida en las estaciones SAMA-JR, SAMA-JS y PRAA(morrena). Todos a escala 30 minutos. c) Datos glaciológicos: balance de masa mensual para 3 franjas de altura y el balance de masa reanalizado (2012). La franja gris entre entre el 02/07/2011 y 16/05/2013 representa el período denominado 'ensamble' que fue escogido como el período para la modelación hidro-glaciológica.

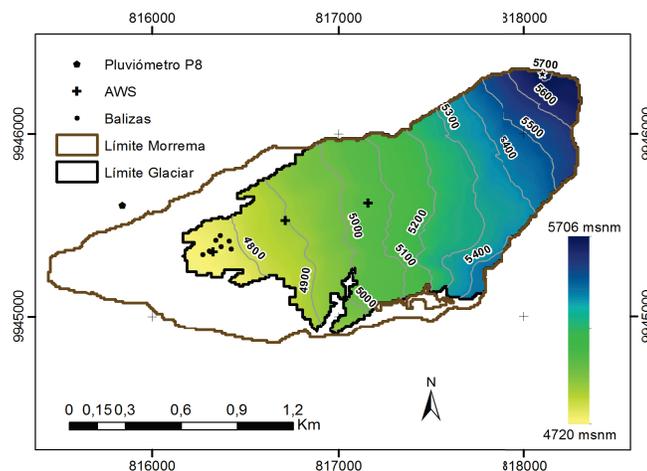


Figura 2.8: Modelo digital de elevación e instrumentación sobre el glaciar 12. La línea marrón indica el límite de la morrena.

2.5. Régimen hidrometeorológico

Climatológicamente el volcán Antisana ($0^{\circ}29'6''S, 78^{\circ}8'31''O$) pertenece a la zona tropical interna, la cual es caracterizada por una ligera estacionalidad de la temperatura y humedad (Kaser and Osmaston, 2002). Esto indica que la amplitud térmica anual¹⁷ ($\Delta T_a = 0,82^{\circ}C$ para 2012) es menor a la amplitud diaria¹⁸ ($\Delta T_d = 4,5^{\circ}C$ para 2012) (Sección 2.5.4); y por pertenecer a los trópicos permite asumir que los glaciares se encuentran a temperatura de fusión durante el día (glaciar temperado).

Por otro lado, las masas de aire húmedo provenientes de la Amazonia son empujadas por los vientos originados en el Atlántico en dirección este-oeste. Estos flujos de humedad chocan con las laderas orientales de los Andes y originan un continuo ascenso del aire que resulta en el enfriamiento adiabático de estas masas y provocan fuertes precipitaciones en la zona del Antisana. Así mismo, debido a su ubicación recibe un aporte de precipitación proveniente de la franja interandina (Vuille et al., 2000).

Como consecuencia de estas particularidades, la acumulación y ablación ocurren de manera simultánea durante todo el año. Esto implica que el caudal de fusión es perenne y su magnitud dependerá de la energía disponible. Por tanto, pequeñas variaciones en la temperatura tienen un gran impacto en el balance de energía; especialmente en el balance radiativo que depende del albedo y que es controlado por la fase de precipitación (Favier et al., 2004a; Francou et al., 2004).

2.5.1. Régimen de precipitación

La figura 2.9 muestra la precipitación acumulada mensual medida por el pluviógrafo P8 en el período 2005-2013. Se aprecian dos máximos de precipitación el primero entre febrero y junio con mayor variabilidad en abril, y el segundo entre octubre y diciembre con mayor variabilidad en noviembre; y un mínimo entre agosto y septiembre. Esta distribución bimodal evidencia los diferentes orígenes de la precipitación en el Antisana que afectan al glaciar 12: el régimen amazónico (con un máximo entre junio y julio) y el régimen interandino (con dos máximos en febrero-mayo y octubre-noviembre) (Vuille et al., 2000).

La presencia continua de lluvias y nubosidad durante todo el año debido a este complejo régimen imposibilita definir claramente un período seco y otro húmedo como sucede en la zona tropical externa (Wagnon, 1999). Por lo que, la formación de penitentes¹⁹ en la zona de ablación es poco probable.

¹⁷Diferencia que existe entre la temperatura del mes más cálido y la del mes más frío del año.

¹⁸Diferencia que existe entre la temperatura del día más caliente y la del día más frío del año.

¹⁹Los penitentes son crestas irregulares de nieve o hielo similares a cuchillas que están muy próximas entre sí. Estas formaciones son característica típica de las altas cordilleras (generalmente se forman por encima de 4000 m) de los trópicos secos y subtropicales, y sus espaldas siempre están orientadas en la dirección general del sol.

La variabilidad de la precipitación está relacionada con el fenómeno de El Niño-Oscilación del Sur (ENSO); pues los años de El Niño (fase cálida de ENSO) tienden a ser más cálidos y más secos que el promedio, mientras que los años de La Niña (fase fría de ENSO) son asociados con condiciones más frías y húmedas (Vuille et al., 2000; Francou et al., 2004).

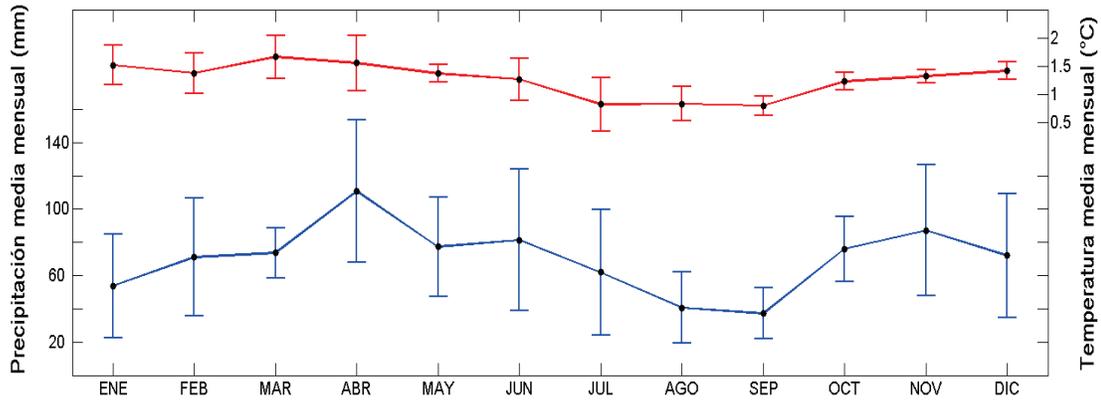


Figura 2.9: Precipitación acumulada mensual (línea azul) y temperatura mensual del aire (línea roja) registradas en el glaciar 12. Los valores medios y la desviación estándar fueron calculados sobre 8 años (2005-2013) para la precipitación y 4 años (2011-2015) para la temperatura del aire. Se consideraron solamente meses con información mayor al 85 % de datos disponibles.

2.5.2. Régimen de temperatura

La temperatura sobre el glaciar 12 a 4750 m se mantiene homogénea todo el año (media anual $1,26^{\circ}C$) y presenta un máximo entre marzo-mayo ($1,66^{\circ}C$) y un mínimo entre junio-septiembre ($0,79^{\circ}C$). El régimen de temperatura del glaciar 12 es similar al medido sobre la morrena del glaciar 15 α a 4850 m (media anual $1,1^{\circ}C$). La diferencia de temperaturas (Figura 2.10) puede deberse a la diferencia de altura a la que están ubicadas las estaciones. El máximo de temperatura en ambos sitios coincide con el período de mayor humedad específica y mayor factor de nubes (Favier et al., 2004a), mientras que el mínimo se relaciona a la disminución de precipitación y alta velocidad del viento entre junio-septiembre.

2.5.3. Régimen de caudal

La descarga mensual promedio en la estación 'Los Crespos' es $0,045 \text{ m}^{-3} \text{ s}^{-1}$ y presenta variaciones entre $0,026 \text{ m}^{-3} \text{ s}^{-1}$ y $0,058 \text{ m}^{-3} \text{ s}^{-1}$. El caudal medido en esta estación indica un flujo permanente de agua con valores mínimos entre junio y agosto y valores más altos de octubre a mayo (Figura 2.11). Los bajos valores de descarga son consecuencia de una mayor velocidad del viento ($> 6 \text{ m s}^{-1}$) y poca nubosidad que disminuyen la energía disponible y ocasionan pérdidas de masa mediante sublimación en lugar de fusión (Favier, 2004). Los altos valores de descarga son consecuencia de la alta fusión glaciaria ($> 3 \text{ mm we por día}$) que resulta de fuerte absorción de radiación de onda corta (es decir valores de albedo $< 0,3$ como resultado

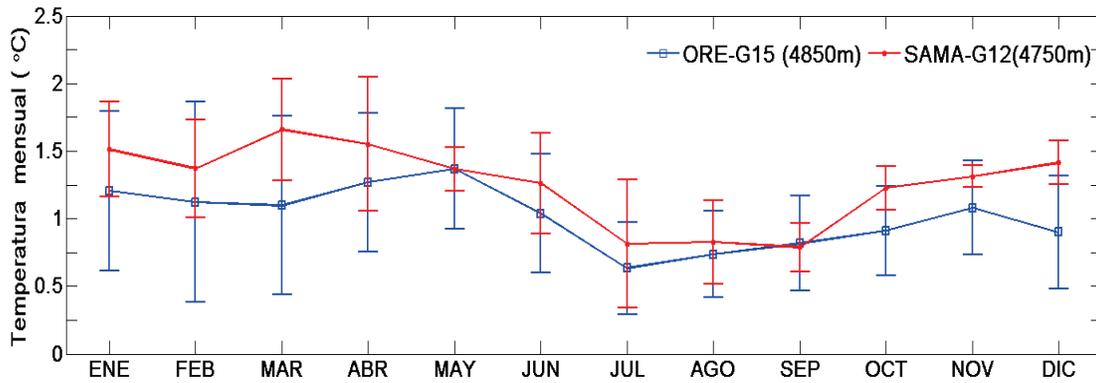


Figura 2.10: Temperatura media mensual del aire medida sobre el glaciar 12 a 4750 m (línea roja) en el período 2011-2015 y sobre la morrena del glaciar 15 α a 4850 m (línea azul) en el período 2005-2015. Se consideraron solamente meses con información mayor al 85% de datos disponibles.

de precipitación líquida sobre la zona de ablación) y el alto contenido de calor presente en la atmósfera (humedad específica $> 6 \text{ g Kg}^{-1}$ y temperatura del aire $> 1,3^{\circ}\text{C}$).

La correlación entre la precipitación y la descarga es débil ($r^2 = 0,25$), lo que indica que el régimen del caudal observado es controlado principalmente por la fusión glaciar; la cual responde a las variaciones de energía disponible (BES) debido a la interacción glaciar-atmósfera.

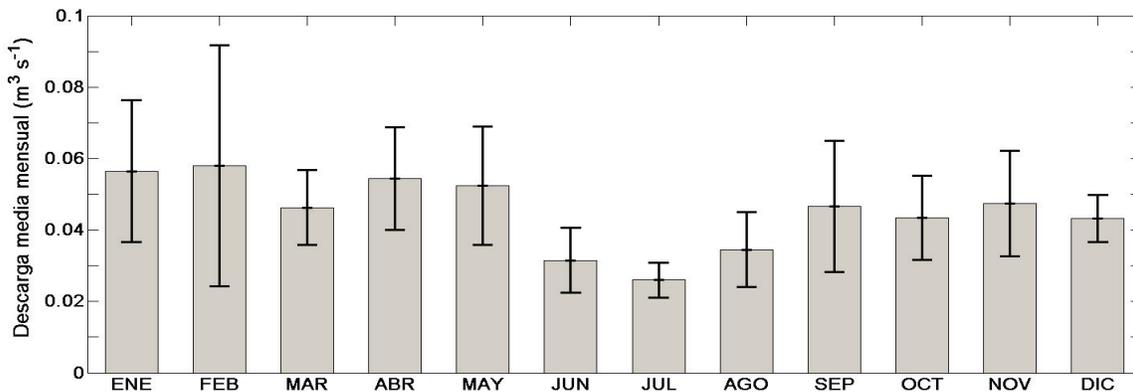


Figura 2.11: Descarga media mensual medida en la estación Crespos (70% de cobertura glaciar). Valores medio y desviación estándar fueron calculados en el período agosto2003-mayo2015 (≈ 11 años). Se consideraron solamente meses con información mayor al 85% de datos disponibles ($n \approx 8$).

2.5.4. Condiciones meteorológicas

En esta sección se describe las condiciones meteorológicas registradas por la estación SAMA-E2 (4750 m) en el período ensamble sobre la zona de ablación. Además se incluyen los valores promedio del año hidrológico 2012; período que servirá de referencia para la calibración del modelo hidroglaciológico. La ausencia de estacionalidad de temperatura y pre-

cipitación dificulta discriminar entre una época seca y húmeda, para evitar este inconveniente se reporta la media y valores diarios extremos del período ensamble y de 2012 (Tabla 2.1).

Temperatura del aire, humedad y viento

De acuerdo a la información registrada a 4750 m, la amplitud térmica anual fue $\Delta T_a = 0,82^\circ C$ en 2012, la amplitud térmica diaria fue $\Delta T_d = 4,5^\circ C$ para 2012 y $6,6^\circ C$ para el período ensamble. Finalmente, la amplitud instantánea²⁰ fue $\Delta T_i = 14,8^\circ C$ en 2012 y $17,7^\circ C$ en el período ensamble. Estos valores indican que sobre el glaciar 12 se cumple $\Delta T_a < \Delta T_d < \Delta T_i$, que es característica de la zona tropical interna (Kaser and Osmaston, 2002; Wagnon, 1999).

La figura 2.12, muestra que la humedad específica y relativa presentan una alta correlación ($r^2 = 0,85$) debido a la baja variabilidad de la temperatura diaria. La velocidad del viento es muy variable a nivel diario, sin embargo entre junio y septiembre de 2011 y 2012 aumentó 2 m s^{-1} en promedio. Esto provocó un transporte de humedad en la capa límite cercana a la superficie. Adicionalmente, la sublimación producida en esos meses, provocó que la temperatura del aire sobre el glaciar disminuya aproximadamente $1,5^\circ C$.

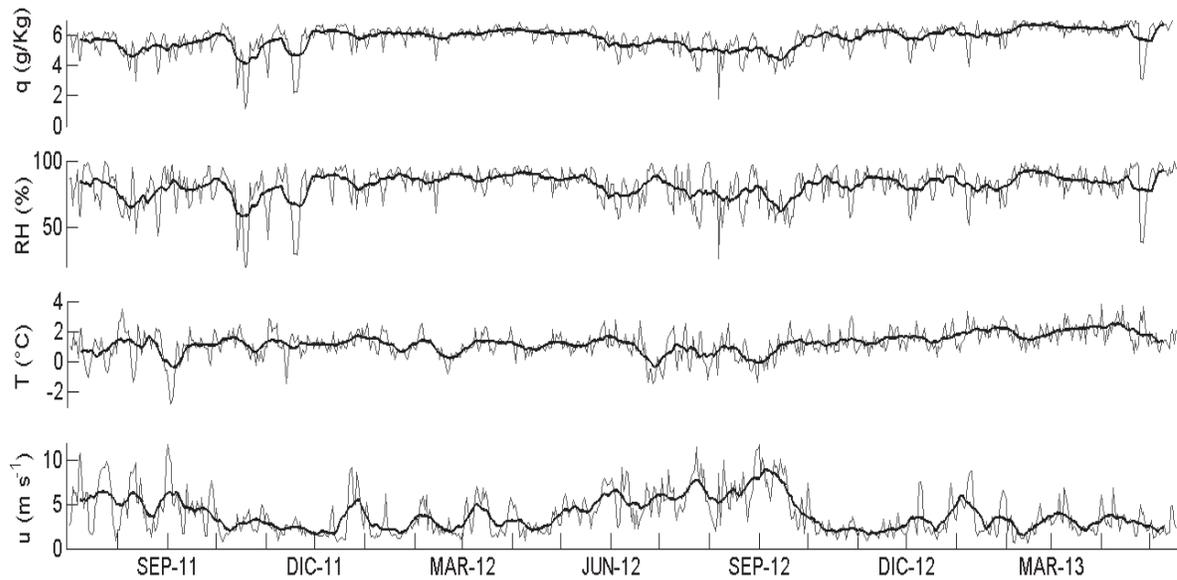


Figura 2.12: Promedios diarios (línea gris) y media móvil sobre 15 días (línea negra) de la temperatura ventilada T , humedad específica q , humedad relativa RH y velocidad del viento u medidas sobre el glaciar 12 a 4750 m entre 02/07/2011 y 16/05/2013.

Radiación incidente

La figura 2.13 indica que la radiación incidente de onda corta y larga están anticorrelacionadas ($r^2 = -0,76$), siendo más notable entre junio y septiembre 2012²¹. La baja nubosidad

²⁰Diferencia entre la máxima y mínima temperatura registradas cada 30 minutos.

²¹La correlación entre el factor de nubosidad y SW_{inc} fue $r^2 = 0,68$.

(factor de nubes diario menor a 0.6) provocó que la radiación incidente de onda larga disminuya y que la radiación incidente de onda corta alcance valores máximos diarios ($352,9 W m^{-2}$). Así mismo entre marzo y abril la nubosidad aumentó (factor de nubes diario mayor a 0.6) y provocó que la radiación de onda corta alcance su mínimo ($72,7 W m^{-2}$).

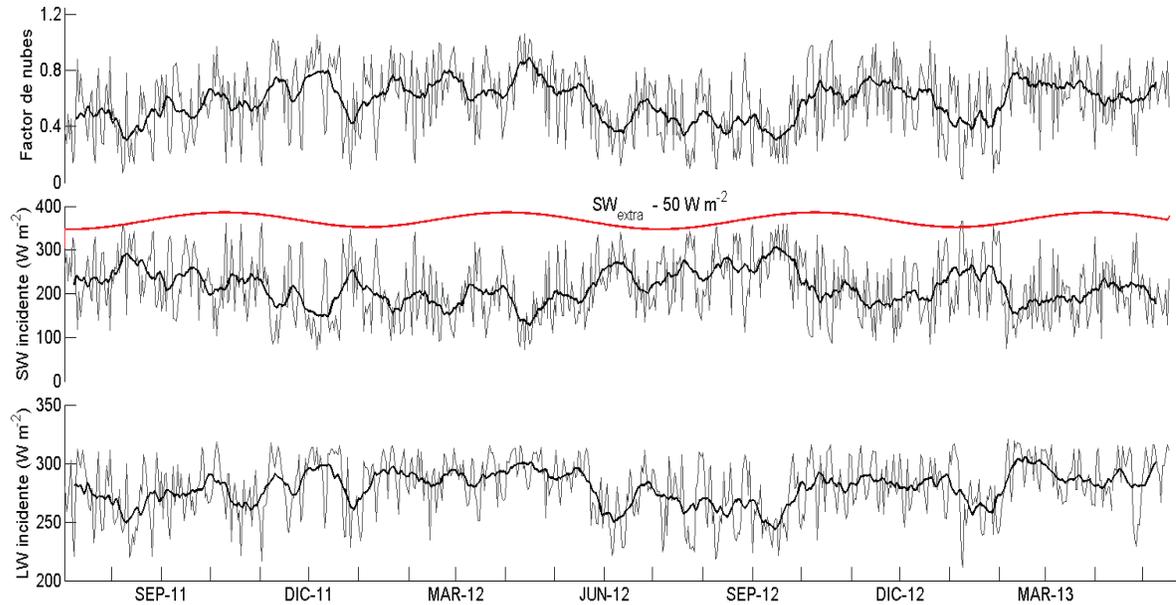


Figura 2.13: Promedios diarios (línea gris) y media móvil sobre 15 días (línea negra) de la radiación incidente de onda corta SW_{inc} , radiación incidente de onda larga LW_{inc} y el factor de nubes sobre el glaciar 12 a 4750 m, entre 02/07/2011 y 16/05/2013. Adicional se muestra la radiación solar teórica extraterrestre (STOA) reducida por $50 W m^{-2}$ (línea roja). Esta envolvente muestra los posibles máximos de radiación en días despejados según Favier (2004).

Valores diarios y extremos diarios en 2012 y período ensamble

Variable	Período ensamble			2012		
	mínimo	máximo	media	mínimo	máximo	media
q ($g Kg^{-1}$)	1.1	7.1	5.8	1,7	6.8	5.7
RH (%)	16.0	99.1	81.3	25,9	98,4	81,8
T ($^{\circ}C$)	-2.8	3.7	1.2	-1.4	3.0	1.0
u ($m s^{-1}$)	0.6	11.8	3.8	0.9	11.8	4.1
$SW_{inc}(W m^{-2})$	72.2	366.1	214.2	72.7	352.9	213.7
$LW_{inc}(W m^{-2})$	210.9	320.6	279.3	218.3	316.3	278,8
Nubosidad	0.02	1.1	0.6	0,1	1.1	0.5

Tabla 2.1: Valores diarios medios y extremos rde las variables meteorológicas medidas sobre el glaciar 12 a 4750 m en el período ensamble y 2012 respectivamente.

La tabla 2.1 resume los valores diarios medios y extremos medidos a 4750 m durante el período ensamble y 2012. Para los dos períodos los valores son similares; con excepción de la temperatura, la cual aumentó por encima de la media en 2013 (Sección 5.2.2). Por otro lado, la radiación incidente y humedad del aire en 2012 presenta valores similares a los registrados

en 2004 a 4850 m sobre la morrena del glaciar 15 α (Favier et al., 2004a). Esta característica permitirá verificar que la magnitud de los flujos de energía en el glaciar 12 y 15 α son similares (Sección 5.2).

Precipitación y caudal en 2012

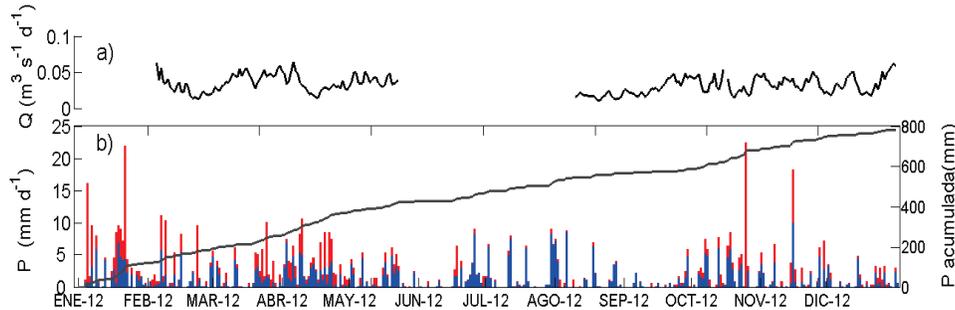


Figura 2.14: a) Caudal diario medido por la estación limnigráfica Crespos a 4520 m, en 2012 con 69 % de datos disponibles. b) Precipitación diaria sólida (barras azul), líquida (barras roja) y acumulada (línea negra) a 4730 m.

La precipitación registrada por el pluviómetro *P8* (Figura 2.14) indica un acumulado de 790 mm en 2012, de los cuales 469 mm (59 %) corresponden a nieve y 321 mm (41 %) a lluvia ²². Por otro lado, las mediciones del caudal en 2012 fueron intermitentes y únicamente se tuvo el 69 % de valores diarios ($n = 252$), lo que impidió reconocer la estacionalidad del ciclo de descarga. A pesar de esto, la descarga media fue $0,033 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, con un máximo ($0,064 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) a inicios de abril y un mínimo ($0,010 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) a mediados de agosto.

Dirección del viento

En zonas de alta montaña existen dos tipos de viento: los regionales asociados a procesos de circulación atmosférica y los vientos locales asociados a la topografía local.

- Vientos del este: vientos regionales producidos a gran altura que prevalecen cerca del ecuador todo el año. Durante el verano boreal los vientos del Este se intensifican y como resultado se tiene cielo generalmente despejado en la región alta de los Andes ecuatorianos (Hastenrath, 1981). Por tanto, la pronunciada circulación entre junio y septiembre provoca que la velocidad del viento aumente considerablemente con respecto a la media. Para 2012 el valor promedio fue $4,1 \text{ m s}^{-1}$; mientras que en junio-septiembre el viento alcanzó $6,42 \text{ m s}^{-1}$.
- Vientos catabáticos ocurren cuando las masas de aire en contacto con el glaciar se enfrían y se deslizan pendiente abajo debido a la gravedad. Las regiones de alta montaña producen vientos locales como resultado de las diferencias térmicas debido principalmente al enfriamiento radiativo de la superficie glaciar bajo condiciones claras (especialmente

²²La sección 4.2.3 presenta el método empleado para reconocer la fase de precipitación.

en la noche); lo que proporciona aire más frío cerca de la superficie (Singh et al., 2011). Este tipo de viento es asociado a horas de la madrugada y primeras horas de sol.

- Vientos anabáticos fluyen hacia arriba de una montaña desde los valles inferiores durante el día. Se producen debido al calentamiento radiante de las laderas inferiores por convección²³. Este tipo de viento es más común cuando las pendientes y laderas que rodean el glaciar son libres de nieve y más secas, lo que permite un rápido calentamiento de la superficie debido a la fuerte absorción de radiación solar. En épocas de frecuente precipitación, las laderas más bajas están cubiertas de nieve y no permiten absorber la radiación solar y generar calor convectivo debido al alto albedo (Singh et al., 2011). Generalmente este tipo de viento se registra desde la media mañana (10h) cuando el sol llega por completo a valles y laderas cercanas al glaciar hasta horas antes de la puesta de sol.

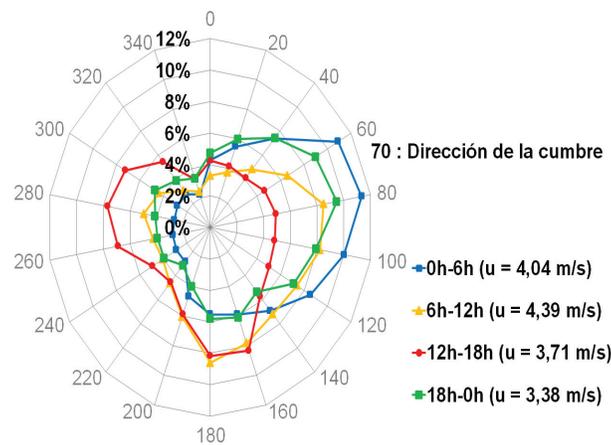


Figura 2.15: Distribución de la dirección del viento registrada sobre el glaciar 12 cada 6h durante el período ensamble. El norte se marca en 0 grados, la parte alta del glaciar se orienta entre 40° y 120°, mientras que las morrenas que lo rodean se orientan entre 220° y 300° principalmente.

Una vez definido los tipos de viento existentes en el glaciar, se analizó las frecuencias de dirección del viento en períodos de 6 horas para 2012 (Figura 2.15). Se encontró que de 0h a 6h el viento proviene preferentemente del cuerpo del glaciar, de los cuales el 40% descende directamente desde la parte alta, de 6 a 12h apenas el 30% de los vientos provienen de la parte alta, el resto se distribuye entre el sur y la morrena. De 13 a 18h el viento tiene 2 direcciones preferenciales, 33% proviene directamente de las laderas en la zona de morrena y 35% proviene del sur, finalmente entre las 19 y 0h se vuelve a tener una distribución similar a la de 0 a 6h.

Repitiendo este análisis para el período ensamble, se encontraron relaciones semejantes. Con lo que existen 3 zonas preferenciales del viento: la primera entre 40° y 120° en relación a vientos catabáticos preferentemente entre 18h y 6h, la segunda entre 220° y 290° con mayor

²³El flujo convectivo de partículas permiten que el aire caliente y menos denso se eleve y que el aire más denso y frío descienda.

frecuencia entre las 12h y 18h asociados a los vientos anabáticos y la tercera procedente entre 120° y 220° preferentemente entre las 12 y 18h.

Debido a que el cuerpo mismo de la montaña su sombra cubre el glaciar 12 y parte de la morrena de la radiación hasta aproximadamente las 10h, por lo que los vientos catabáticos pueden ocurrir hasta esa hora. La existencia de esta tercera dirección preferencial podría corresponder a vientos anabáticos provenientes de la morrena perteneciente al glaciar vecino.

Gradiente altitudinal de temperatura

Entre el 14/07/2012 y 09/08/2013 (391 días) mediciones de temperatura simultáneas cada 30 minutos en las 3 estaciones SAMA y la estación PRAA-MORRENA permitieron calcular el gradiente de temperatura que permitirá extrapolar esta variable sobre todo el glaciar. Para esto se aplicó la ecuación 2.6, con $\Delta z = 447$ m la diferencia de alturas en la estación SAMA-JS y la SAMA-E2, y ΔT la diferencia de temperatura entre éstas.

$$\nabla T = \frac{\Delta T}{\Delta z} \left(\frac{^{\circ}C}{m} \right) \quad (2.6)$$

En promedio, el gradiente de temperatura fue $-0,84^{\circ}C(100m)^{-1}$ (Figura 2.16); sin embargo aproximadamente 25 % de éstos valores fue menor a $-1^{\circ}C(100m)^{-1}$ (Figura 2.17) revelando que la diferencia de temperaturas entre la parte alta y baja puede ser mucho mayor especialmente durante las noches. Por otro lado, existe un pequeño porcentaje (aproximadamente 1,5 % de los valores registrados) que presentan inversión de temperatura²⁴. Estas características verifican que en zonas montañosas, la temperatura desciende con la altura debido al enfriamiento adiabático del aire cuando se expande hacia zonas de baja presión (Greuell and Bohm, 1998). Así mismo, el régimen de precipitación y constante nubosidad provocan que el gradiente de temperatura sea altamente variable.

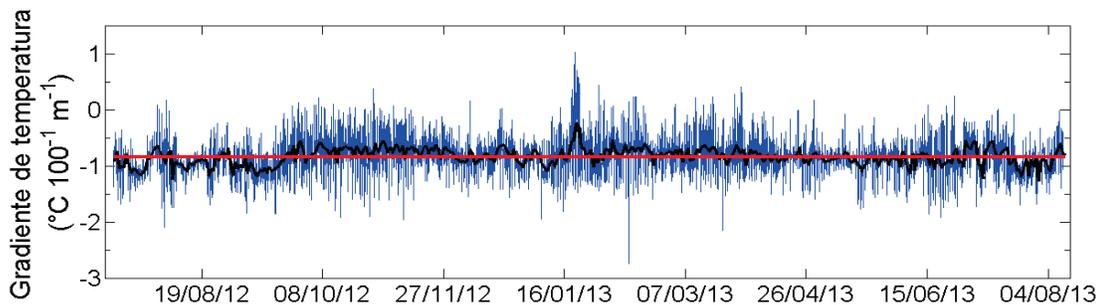


Figura 2.16: Gradiente de temperatura calculado entre las estaciones SAMA a 4750 m y 5200 m. Se muestra el gradiente de temperatura calculado cada 30 minutos (línea azul), diario (línea negra) y medio (línea roja).

²⁴Se refiere al incremento de temperatura con la altura debido a que posiblemente la capa límite atmosférica es muy delgada en la parte alta, mientras que en la parte baja el glaciar se encuentra protegido por una capa densa.

La figura 2.18 muestra la temperatura media registrada por cada estación (triángulos negros), su desviación estándar (barras verticales) y la temperatura interpolada usando el gradiente de temperatura (línea roja). La temperatura promedio interpolada a 5000 m fue menor a la observada (diferencia $\sim 0,6^{\circ}C$) porque el gradiente de temperatura no toma en cuenta las variaciones de humedad entre los sitios (Tabla 2.2). Ésto hizo que el contenido calorífico y la temperatura del aire fueran subestimadas.

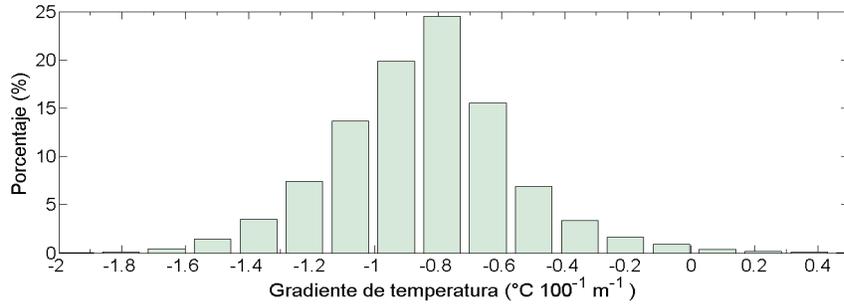


Figura 2.17: Fracción porcentual de los gradientes de temperatura calculados. Aunque la mayoría de gradientes calculados son negativos, existe una pequeña fracción positiva; indicando que es posible tener inversión térmica sobre el glaciar.

Contrariamente la temperatura del aire medida sobre la morrena fue mayor a la interpolada debido al fuerte calentamiento de este material durante el día, esto genera mayor turbulencia en el aire y mantiene el ambiente más caliente (Strasser et al., 2004). Esto demuestra que es necesario contar con mediciones de temperatura y radiación sobre el glaciar, ya que el albedo, conductividad térmica y capacidad calorífica del hielo/nieve y la morrena son muy distintos (Singh et al., 2011).

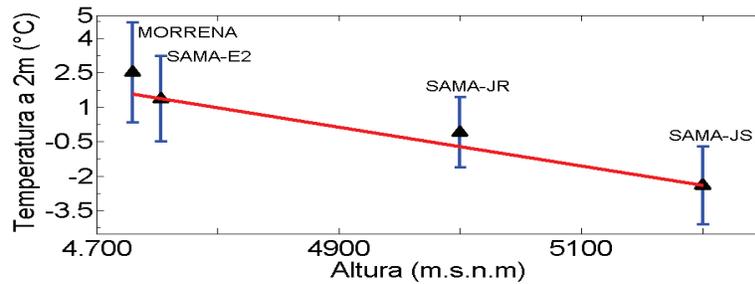


Figura 2.18: Temperatura media del aire entre 14/07/2012 y el 09/08/2013 registradas por las estaciones SAMA sobre el glaciar y la estación PRAA-morrena (triángulos negros) y su desviación estándar (línea azul). La línea roja representa la temperatura interpolada para cada altura usando el gradiente de temperatura $-0,84^{\circ}C(100m)^{-1}$. Los termómetros de las estaciones se ubicaron a 2 metros de la superficie.

	Altura (m)	T (°C)	HR (%)	q (g Kg ⁻¹)
Sama-E2	4750	1.36	82.5	3.42
Sama-JR	5000	-0.10	80.9	3.01
Sama-JS	5200	-2.41	81.8	2.57

Tabla 2.2: Temperatura del aire (T) y humedad relativa (RH) promedio en las estaciones SAMA entre el 14/07/2012 y 09/08/2013. La humedad específica (q) fue calculada a partir de los valores promedio.

2.5.5. Resumen de las condiciones meteorológicas

La precipitación acumulada anual en el pluviógrafo *P8* fue 845 mm y presenta dos máximos (111 mm en abril y 87 mm en noviembre) y un mínimo (37 mm en agosto). La descarga media mensual en la estación Crespos a 4520 m fue 0,045 m³ s⁻¹, con un mínimo (0,026 m³ s⁻¹) entre julio y septiembre, y un máximo entre febrero y abril (0,058 m³ s⁻¹). La temperatura media del aire sobre el glaciar a 4750 m fue 1,26°C, con un máximo (1,67°C) entre marzo y abril y un mínimo (0,79°C) entre julio y septiembre. El gradiente de temperatura promedio entre la estación SAMA-E2 (4750 m) y SAMA-JS (5200 m) fue $-0,84^{\circ}C (100m)^{-1}$.

Las variables meteorológicas medidas en 2012 a 4750 m en la zona de ablación del glaciar indican que la humedad relativa se mantuvo alrededor del 82%, con ligeras variaciones entre junio y septiembre. Mientras que la velocidad del viento presentó alta variabilidad entre días con valores diarios altos ($u > 6$ m s⁻¹) en los meses de enero y junio-septiembre debido a la presencia de los vientos del Este. La dirección del viento indica que los vientos catabáticos ocurren preferentemente entre las 18h y 6h, y los vientos anabáticos entre las 12h y 18h.

Debido a la presencia constante de nubosidad, las radiaciones incidentes de onda corta y larga presentaron alta variabilidad a escala diaria, con promedios diarios (incluyendo horas sin luz) de 214 W m⁻² y 279 W m⁻² respectivamente. Los vientos del Este disminuyeron la nubosidad entre enero-febrero y junio-septiembre, mientras que la humedad proveniente del océano Atlántico y la Amazonía aumentaron la nubosidad entre marzo y abril. La alta variabilidad de las radiaciones incidente, nubosidad y el corto período de datos no permitieron discriminar una estacionalidad marcada sobre estas variables.

Capítulo 3

Marco teórico

3.1. El balance de energía superficial

El balance de energía superficial (BES) consiste en realizar un inventario de los flujos de energía desde y hacia la superficie. Luego de su aplicación es posible determinar: el intercambio de energía asociado entre la superficie y la atmósfera, la cantidad de energía disponible para sublimación y fusión/congelación y la temperatura de la superficie glaciaria (T_s). Estos procesos relacionan directamente el BES con el balance de masa (MB) (Singh et al., 2011).

3.1.1. La capa límite superficial

La influencia de las interacciones que afectan el BES esta limitada a la tropósfera (capa baja de la atmósfera con altura máxima 15 Km en la zona intertropical). En estudios a escala temporal horaria y diaria, el análisis se reduce a la capa límite atmosférica que es donde se engendra la turbulencia¹ (Brutsaert, 1982).

La capa límite incluye la parte más baja y próxima al suelo, la cual se caracteriza por una turbulencia a pequeña escala que es inducida por la rugosidad de la superficie y la convección. Su espesor varía en función del ciclo solar diario, desde 50 m en el día hasta pocos metros en la noche. Esta capa, inmediata a la superficie, es perturbada por las fluctuaciones de las variables meteorológicas que se producen a cortas escalas de tiempo (1-60 minutos). A pesar de su gran variabilidad a corto plazo, esta capa es homogénea horizontalmente en escalas de tiempo más largas (es decir a partir de 10 minutos). Además esta capa también se denomina 'capa de flujo constante', pues los flujos de energía verticales que pasan a través de esta capa presentan variaciones en función de la altura que no exceden el 10% de su valor promedio (Wagon, 1999).

¹Calentamiento intenso producido por la fricción de la atmósfera sobre la superficie, y por desprendimiento de las masas de aire recalentado cerca del suelo.

3.1.2. El balance de energía

Una vez establecido la capa de interacción entre el glaciar y la atmósfera, se definen los flujos de energía² como positivos si representan un flujo hacia la superficie (ganancia de energía) y negativos si representan un flujo desde la superficie hacia la atmósfera que supone pérdida de energía. Se asume que no hay transferencia horizontal de calor sobre el glaciar; por tanto, el análisis se reduce a una sola dimensión y el flujo de energía neto hacia la superficie ($E_{superficial}$) se calcula aplicando la ecuación (3.1) (Oke, 1987):

$$\underbrace{S_{\downarrow} + S_{\uparrow} + L_{\downarrow} + [(1 - \epsilon)L_{\downarrow} + \epsilon\sigma T_s^4]}_R + LE + H + Q_P = \Delta Q_M + \Delta Q_S = E_{superficial} \quad (\text{en } W m^{-2}) \quad (3.1)$$

Donde S_{\downarrow} y S_{\uparrow} representan la radiación de onda corta incidente y reflejada respectivamente, L_{\downarrow} es la radiación de onda larga incidente, $\epsilon = 0,99$ es la emisividad de la superficie, $\sigma = 5,67 \cdot 10^{-8} W m^{-2} K^{-4}$ es la constante de Stefan Boltzman, T_s es la temperatura superficial. El término en corchetes representa la radiación de onda larga emitida L_{\uparrow} , y $R = S_{\uparrow} + S_{\downarrow} + L_{\uparrow} + L_{\downarrow}$ es la radiación neta, H y LE son los flujos turbulentos de calor sensible y latente respectivamente. Se desprecia el aporte energético de la precipitación Q_P dado que representa una cantidad muy pequeña comparada con los otros flujos de energía (Hock, 2005).

Con lo que, la energía disponible $E_{superficial}$ es igual a la variación de calor latente almacenado en el glaciar debido a la fusión o recongelamiento (ΔQ_M) sumada a la variación de calor sensible³ debido al cambio de temperatura del glaciar (ΔQ_S) (Cuffey and Paterson, 2010). La figura 3.1 ilustra los componentes del balance de energía sobre el glaciar y los procesos asociados.

Calentamiento de la superficie y fusión provocado por la energía disponible

Sobre la superficie glaciar, la radiación de onda corta neta ($S = S_{\uparrow} + S_{\downarrow}$) no está disponible porque parte de esta radiación penetra las capas de hielo más profundas (Bintanja et al., 1997). Así pues, la energía disponible $E_{superficial}$ se puede reescribir como (3.2).

$$E_{superficial} = G_0 + (1 - a)S \quad (\text{en } W m^{-2}) \quad (3.2)$$

Donde G_0 es el exceso o déficit de energía en la superficie, a es la fracción de radiación de onda corta que es absorbida en la capa superior de hielo/nieve, y S la radiación neta de onda corta. Cuando la temperatura superficial es $0^{\circ}C$ los valores positivos de G_0 representan la energía disponible para derretir el glaciar, de otro modo esta energía es usada para calentar la superficie congelada y el hielo/nieve subyacente.

²Propiamente cada flujo es una “densidad de flujo”, por lo que las unidades son energía por unidad de área y por unidad de tiempo ($W m^{-2}$).

³Calor almacenado sobre un volumen de área unitaria (m^2) y profundidad Δz en centímetros.

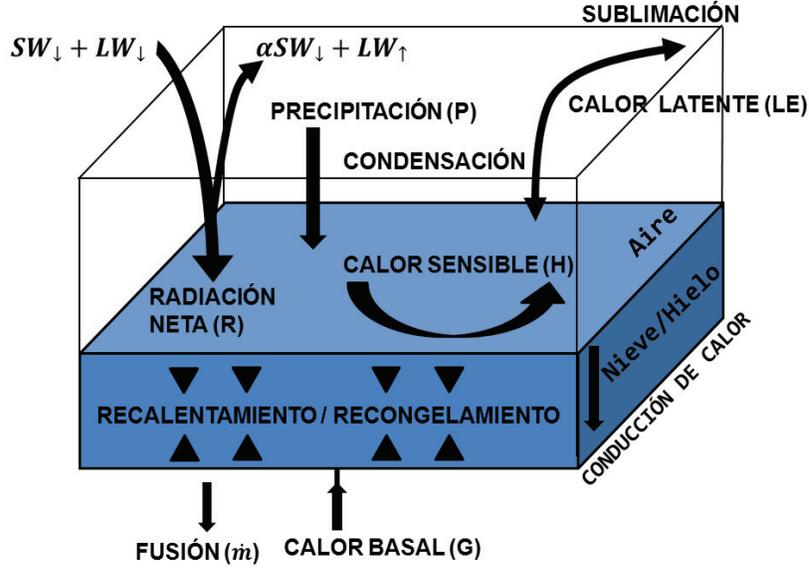


Figura 3.1: Ilustración del balance de energía superficial y sus componentes, las transferencias de energía se indican con flechas. Figura modificada de Wagnon (1999).

La razón de fusión \dot{m}_s del hielo/nieve dada como espesor equivalente en litros de agua (mm we) esta relacionada con la energía disponible en la superficie (G_0) mediante la ecuación (3.3) (Cuffey and Paterson, 2010).

$$G_0 = \int_0^{\Delta z} \rho C_{p-ice} \frac{\partial T}{\partial t} dz + \rho_w L_f \dot{m}_s \quad (3.3)$$

El primer término representa la razón de ganancia de calor sensible en una columna vertical de área unidad en la capa glaciár con densidad ρ , capacidad calorífica del hielo a presión contante C_{p-ice} , temperatura T_s y tiempo t . En el segundo termino ρ_w es la densidad del agua, y $L_f = 3,34 \cdot 10^5 \text{ J Kg}^{-1}$ es el calor latente de fusión del hielo. De modo que, la energía disponible ($G_0 \geq 0$) primero es utilizada para calentar la superficie hasta el punto de fusión, una vez alcanzado 0°C el primer término se anula y la fusión se calcula mediante $\dot{m}_s = G_0/\rho_w L_f$. Caso contrario si $G_0 < 0$ la fusión se anula, y la temperatura superficial desciende proporcionalmente con G_0 (Sección 3.3.1).

3.1.3. Componentes del balance de energía

El balance de energía resultante y la fusión glaciár es controlada por los siguientes factores (Cuffey and Paterson, 2010):

- Fuerte radiación solar (especialmente bajo condiciones de cielo despejado) que incrementa la energía disponible.
- Baja reflectividad del glaciár resultado de bajos valores del albedo.

- Una atmósfera con presencia de aerosoles que incrementa el efecto invernadero y la transferencia de calor sensible hacia la superficie.
- Una atmósfera húmeda aumenta la saturación del aire y reduce la pérdida de calor latente de la superficie glaciar.

Estos factores son cuantificados mediante los flujos de energía, y en el glaciar 12 serán calculados utilizando los procedimientos aplicados en Mourre (2012) y Maisincho (2015).

3.1.4. Radiación de onda corta

La radiación de onda corta es el conjunto de radiaciones electromagnéticas emitidas por el sol en el rango $0,15\mu m < \lambda < 3\mu m$. De esto se ha definido la constante solar $I_0 = 1368 \text{ Wm}^{-2}$ como el flujo medio de radiación solar recibida en la parte externa de la atmósfera, por unidad de tiempo y de superficie (Oke, 1987).

Radiación incidente en la parte superior de la atmósfera

La distribución de la radiación solar en la parte superior de la atmósfera (S_{TOA}) supone la esfericidad de la Tierra y está determinada por la ubicación del observador: longitud (ω), latitud (φ), declinación solar⁴ (δ), hora y fecha de cálculo (hora solar reducida) (Corripio, 2003). Calcular S_{TOA} permite conocer el ángulo zenital (Z)⁵ y el ciclo anual de radiación antes de interactuar con la atmósfera. La ecuación (3.4) expresa S_{TOA} sobre una superficie horizontal (Favier, 2004):

$$S_{TOA} = I_0 \underbrace{(\sin(\delta)\sin(\varphi) + \cos(\delta)\cos(\varphi)\cos(\omega))}_{\cos(Z)} \quad (\text{en } \text{Wm}^{-2}) \quad (3.4)$$

Mientras que para una superficie con pendiente β y acimut A_z ⁶, S_{TOA} se expresa como $S_{ipente}(\beta, A_z, Z, \omega, \varphi, \delta)$ en la ecuación (3.5) según Favier (2004). Y permite establecer la relación entre la radiación recibida por un haz en una superficie con pendiente β y la radiación recibida por una superficie horizontal $R_{\beta/h} = S_{ipente}/S_{TOA}$, que servirá para corregir la radiación solar incidente (Sección 3.1.4).

⁴La declinación del sol es el ángulo entre el ecuador y una línea trazada desde el centro de la Tierra hasta el centro del sol. Este ángulo varía estacionalmente debido a la inclinación de la Tierra en su eje de rotación y la rotación de la Tierra alrededor del sol. Si la Tierra no estuviera inclinada sobre su eje de rotación, la declinación sería siempre 0° . Sin embargo la Tierra se inclina en $23,45^\circ$, solamente en los equinoccios de primavera y otoño el ángulo de declinación es igual a 0° .

⁵El zenit define el ángulo entre el horizonte y el sol, se cuenta desde la horizontal a la vertical. Si el sol está directamente encima del observador; el zenit tiene un ángulo de 90° mientras que el horizonte tiene un zenit de 0° .

⁶Medido desde el sur en sentido anti horario.

$$S_{ipente} = I_0 \left[\cos\beta\cos Z + \sin\beta \left(\cos A_z \left(\frac{\sin\varphi\cos Z - \sin\delta}{\cos\varphi} \right) - \sin A_z (\cos\delta\sin\omega) \right) \right] \quad (\text{en } Wm^{-2}) \quad (3.5)$$

Interacción de S_{TOA} en la atmósfera

S_{TOA} interactúa con los aerosoles presentes en la atmósfera produciendo absorciones, dispersiones múltiples y reflexiones del haz original (Figura 3.2). Por esta razón, la radiación de onda corta que llega a un punto sobre la superficie se compone de una parte directa y difusa; las cuales tienen que ser estimadas para corregir la radiación de onda corta incidente (S_{\downarrow}) medida por los radiómetros.

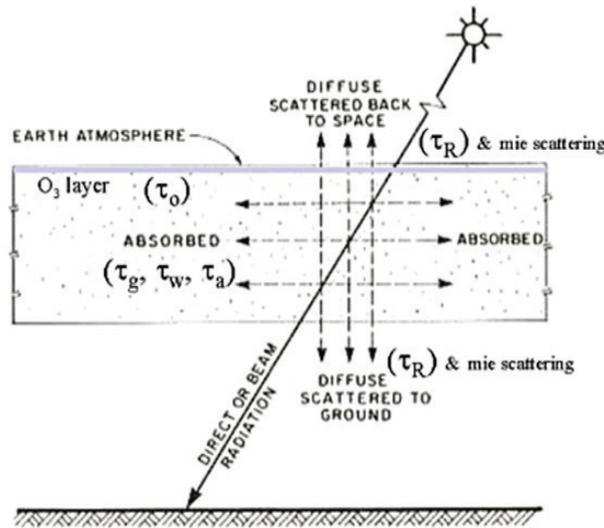


Figura 3.2: Esquema de la interacción de un haz de radiación al entrar en la atmósfera terrestre. Una pequeña parte de la radiación es reflejada al espacio ó absorbida por las capas superiores, mientras que el restante puede ser dispersada al interactuar con las moléculas gaseosas y polvo del aire o pasar directamente. Figura tomada de Corripio (2002).

En este proyecto se usará el procedimiento aplicado en Favier et al. (2004a) y Favier et al. (2011) para corregir S_{\downarrow} en función de la pendiente, orientación y altura del sitio, pues esta componente es la principal fuente de energía en el BES.

Cálculo de S_{\downarrow} para cielo claro o despejado

Para calcular la radiación directa (S_n) y difusa (S_d) bajo condiciones de cielo claro, se aplicara el método de parametrizaciones descrito en Iqbal (1983). Este método emplea diversas transmitancias (que representan los procesos de interacción entre S_{TOA} y los elementos

presentes en la atmósfera) para calcular S_n siguiendo la ecuación (3.6):

$$S_n = \underbrace{0,9751 r_Z I_0}_{I_n} \cos(\beta) \tau_r \tau_o \tau_g \tau_w \tau_a \quad (\text{en } W m^{-2}) \quad (3.6)$$

Donde I_n es la radiación directa, 0,9751 representa el intervalo espectral para la radiación de onda corta, r_Z toma en cuenta la excentricidad de la tierra para calcular la distancia hasta el sol (Spencer, 1971) y β representa la pendiente de la superficie. τ_r es transmitancia debido a los efectos de dispersión de Rayleigh de las moléculas de aire, τ_o es la transmitancia debida a la absorción por ozono, τ_g es la transmitancia debida a la absorción por gases uniformemente mezclados, τ_w es la transmitancia debida a la absorción por el vapor de agua y τ_a es la transmitancia debida a la atenuación por aerosoles. Las transmitancias son calculadas mediante parametrizaciones propuestas por Bird and Hulstrom (1981), y dependen del espesor de la capa de ozono, agua precipitable, turbidez atmosférica y la masa de aire.

Además se considera que la radiación difusa S_d se debe principalmente a la dispersión de Rayleigh I_{dr} , la dispersión por aerosoles I_{da} y las múltiples reflexiones entre la superficie y la atmósfera I_{dm} . Las dos primeras componentes representan un flujo de radiación que llega al suelo después del primer paso a través de la atmósfera, mientras que el tercer componente es el resultado de las múltiples reflexiones debido a los cristales de hielo existentes en la atmósfera:

$$S_d = I_{dr} + I_{da} + I_{dm} \quad (3.7)$$

I_{dr} e I_{da} son calculadas a partir de las transmitancias obtenidas para S_n (Ecuación 3.6). Mientras que la ecuación para el componente multi-reflexión (I_{dm}) resulta de multiplicar todas las radiaciones calculadas anteriormente (incluyendo la directa) por un factor que depende del albedo atmosférico y del suelo (Brine and Iqbal, 1983).

Cálculo de S_\downarrow para cielo cubierto o nublado

Una vez que son calculadas los componentes de la radiación incidente para cielo descubierto, se compara $S_n + S_d$ con S_\downarrow medida. Esto permite obtener la atenuación de la radiación solar causada por las nubes, y permite deducir las componentes de la radiación directa S'_n y difusa S'_d bajo cielo cubierto.

Para encontrar S'_d se siguen las siguientes relaciones (Favier et al., 2011):

- $S'_d = S_\downarrow - S_n$ si $S_\downarrow = S_n + S_d$, condición que se cumple solamente para cielo totalmente descubierto (en muy raras ocasiones).
- $S'_d = S_d$ si $S_\downarrow > 0,75(S_n + S_d)$, que indica baja nubosidad y por lo tanto se acepta la radiación difusa teórica como la existente en el sitio.

- Bajo cielo parcialmente cubierto se tiene $S_{\downarrow} > 0,3(S_n + S_d)$ por lo que S'_d disminuye linealmente de acuerdo a la ecuación (3.8):

$$S'_d = \left(\frac{S_d \left(\frac{S_{\downarrow}}{S_n + S_d} - 0,3 \right) + S_{\downarrow} \left(0,75 - \frac{S_{\downarrow}}{S_n + S_d} \right)}{0,75 - 0,3} \right) \quad (3.8)$$

- $S'_d = S_{\downarrow}$ si $S_{\downarrow} < 0,3(S_n + S_d)$, indica cielo nublado y por lo tanto la radiación medida es puramente radiación difusa.⁷

Finalmente para encontrar la radiación incidente normal en cielo cubierto se aplica: $S'_n = S_{\downarrow} - S'_d$. Y la radiación de onda corta medida sobre una superficie con pendiente β se corrige mediante la ecuación (3.9):

$$S_{\downarrow\beta} = S'_n R_{\beta/h} + S'_d \quad (3.9)$$

Radiación de onda corta reflejada y albedo

La cantidad de radiación de onda corta reflejada (S_{\uparrow}) en el glaciar depende del albedo superficial, el cual se relaciona mediante $\alpha = S_{\uparrow}/S_{\downarrow}$. Dependiendo del tipo de superficie y humedad del ambiente, el albedo sobre el glaciar comúnmente varía entre 0,15 y 0,9 (Cuffey and Paterson, 2010). Debido a que la radiación de onda corta es el principal flujo de energía en el BES especialmente en días despejados, el albedo tiene un efecto importante en la radiación de onda corta absorbida por la superficie (Favier et al., 2004a).

3.1.5. Radiación de onda larga

Onda larga incidente

La radiación de onda larga (L) corresponde a la longitud de onda entre $3\mu m < \lambda < 100\mu m$ (Oke, 1987). En la región tropical, L_{\downarrow} se origina por la emisión térmica de las nubes, vapor de agua, ozono, metano y dióxido de carbono presente a diferentes niveles de la atmósfera. Un cielo cubierto de nubes y con alta humedad incrementan L_{\downarrow} y favorecen el incremento de la temperatura del aire. Un cielo despejado y seco reduce L_{\downarrow} y permiten un enfriamiento significativo de la superficie glaciar, especialmente durante las noches (Pellicciotti et al., 2009).

Para cielo nublado, la radiación de onda larga incidente depende de la fracción de cielo cubierto por las nubes y su temperatura en la parte más baja. Favier (2004) luego de validar su aplicación en el glaciar 15 α , propuso $L_{\downarrow} \approx L_{atm,n}$ para corregir los valores de L_{\downarrow} . Con n el factor de nubes adimensional (ecuación 3.10) propuesto por Sicart (2002) como indicador de la fracción de cielo cubierto, el cual indica la atenuación de la radiación incidente de onda

⁷Esta condición para cielo cubierto equivale a $\frac{S_{\downarrow}}{S_{TOA}} < 0,3$

corta.

$$n = 1,3 - 1,4 \left(\frac{S_{\downarrow}}{S_{TOA}} \right) \quad (3.10)$$

Con lo que, la emisión atmosférica para cielo cubierto se puede expresar mediante la ecuación (3.11) (Brutsaert, 1982).

$$L_{atm,n} = F(n)L_{atm,c} = (1 + an^b) L_{atm,c} \quad (3.11)$$

Donde n es el factor de nubes, $a = 0,4$ y $b = 1$ son los parámetros validados según Favier (2004) para la zona del Antisana. Finalmente $L_{atm,c}$ es la radiación de onda larga emitida por cielo descubierto calculada usando la ecuación (3.12).

$$L_{atm,c} = 1,24 \left(\frac{e_{air}}{T_{air}} \right)^{1/7} \sigma T_{air}^4 \quad (3.12)$$

Con T_{air} y e_{air} son la temperatura y la presión de vapor del aire en los primeros metros sobre la superficie glaciar. El factor de nubes será de mucha ayuda en la parte de análisis para reconocer el ciclo anual de nubosidad y su efecto en la energía disponible (Favier et al., 2004a).

Onda larga emitida por la superficie

El glaciar al igual que las nubes emiten radiación infrarroja, con emisividad típica $\epsilon = 0,92 - 0,99$ (Singh et al., 2011). Adicionalmente una pequeña parte de la radiación de onda larga incidente es reflejada por la superficie glaciar, con lo que L_{\uparrow} puede ser estimado usando la ecuación (3.13).

$$L_{\uparrow} = -\epsilon_s \sigma T_s^4 + (1 - \epsilon_s) L_{\downarrow} \quad (3.13)$$

L_{\uparrow} negativo indica pérdida de energía de la superficie, y en condiciones de fusión $T_s = 273,15K$ y $L_{\uparrow} \approx -315,6Wm^{-2}$.

3.1.6. Flujos turbulentos

Los flujos turbulentos se asocian a la convección térmica⁸ y la turbulencia mecánica⁹, los cuales dependen de la rugosidad de la superficie y la velocidad del viento. Mientras que la energía asociada al transporte de calor depende de la diferencia de temperatura y humedad que existen entre la capa límite y la superficie glaciar.

Si el aire circundante en la capa límite es más caliente que la superficie glaciar, la turbulencia

⁸La convección crea remolinos turbulentos que mezclan el aire verticalmentese. Se originan cuando masas de aire transportadas por el viento siguen las diferencias de presión a lo largo de la superficie glaciar y chocan entre si debido a las irregularidades del terreno.

⁹Efecto producido por cizallamiento del viento, cuando las capas de aire a gran nivel realizan un esfuerzo cortante sobre la capa límite atmosférica en dirección normal a la superficie glaciar (Garratt, 1992).

transfiere calor sensible H hacia la superficie. Lo que indica que el flujo de calor sensible se origina para igualar la temperatura del aire cerca de la superficie con la temperatura del glaciar. Si existe aire seco superpuesto, la turbulencia transfiere humedad desde la superficie para mantener la saturación del aire adyacente¹⁰. Esto origina un flujo de calor latente LE desde la superficie hacia la capa límite, haciendo que parte del glaciar se evapore o sublime y se enfríe debido al consumo de energía en este proceso (Cuffey and Paterson, 2010).

Por tanto, el intercambio turbulento de aire se relaciona con 3 factores:

- La velocidad del viento u , medida a pocos metros sobre la superficie.
- La rugosidad de la superficie.
- Si la flotabilidad estabiliza el aire contra la mezcla vertical o no.

Aproximación aerodinámica masiva (Método Bulk)

Suponiendo la transferencia de calor por convección analoga a la difusión molecular¹¹(Schlichting, 1979), y que la temperatura y humedad entre el nivel de medición y la superficie varían linealmente (gradiente constante); se puede introducir los flujos turbulentos de la siguiente manera (Menegoz, 2004):

$$\text{Flujo de momento del aire: } \tau = \rho K_m \frac{\partial u}{\partial z} \quad (\text{en } Pa) \quad (3.14)$$

$$\text{Flujo de calor sensible: } H = -\rho C_p K_s \frac{\partial \theta}{\partial z} \quad (\text{en } W m^{-2}) \quad (3.15)$$

$$\text{Flujo de calor latente: } LE = -\rho K_l \frac{\partial q}{\partial z} \quad (\text{en } W m^{-2}) \quad (3.16)$$

Donde ρ es la densidad del aire, τ es el esfuerzo cortante del aire sobre la superficie, u indica la velocidad del viento a una altura z medida desde la superficie. C_p es el calor específico del aire a presión constante¹², θ es la temperatura potencial del aire¹³ y q es la humedad específica¹⁴.

¹⁰El contenido de humedad del aire en la superficie se determina por la presión de vapor saturante, la cual depende de la temperatura superficial, presión atmosférica y humedad relativa.

¹¹Tal que los vórtices o remolinos convectivos pueden ser representados como partículas o moléculas; y permite asociar la viscosidad de un fluido analoga a la difusión molecular

¹² $C_p = C_{pd} (1 + 0,84q)$ con $C_{pd} = 1005 JK^{-1} Kg^{-1}$ la capacidad calórica específica para aire seco a presión constante (Dorsey, 1940).

¹³ $\theta = T \left(\frac{P_0}{P} \right)^\gamma$, es la temperatura que tendría el aire si fuera expandido adiabáticamente empezando con una presión de referencia (con $P_0 = 1000hPa$ la presión a nivel del mar), T la temperatura del aire, P es la presión del aire a altura z y $\gamma = 0,286$ es la razón entre la constante de los gases para aire seco y el calor específico a presión constante C_p .

¹⁴Refiere a la razón entre la masa de vapor de agua presente en un volumen de aire m_w sobre la masa de aire de ese volumen m_a : $q = \frac{m_w}{m_a} = 0,622 \frac{e}{P}$. Donde e es la presión de vapor de agua y P es la presión del aire a altura z .

K_m es la viscosidad cinemática, K_s y K_l son los coeficientes de difusión de calor sensible y latente respectivamente.

Perfil de viento (Condiciones neutras)

Cerca de la superficie consideramos una atmósfera neutra tal que:

1. Las fuerzas de flotabilidad y de Coriolis en la parte baja de la capa límite atmosférica son despreciables.
2. El flujo vertical de momento es constante, con un sumidero en la superficie (Schlichting, 1979; Paterson, 1994). Tal que el esfuerzo cortante es inversamente proporcional a la densidad del aire ($\tau/\rho \approx cte$).
3. La viscosidad cinemática¹⁵ (K_m) es análoga a la difusión de partículas.

Esto permite aproximar $K_m \propto u^*l \approx u^*kz$, donde $u^* = (\tau/\rho)^{1/2}$ es la escala característica del viento, l es la longitud de mezcla y $k = 0,4$ la constante de von Karman (Cuffey and Paterson, 2010). Integrando la ecuación (3.14) en el eje normal a la superficie glaciaria z .

$$u(z) = \frac{u^*}{k} \ln \left(\frac{z - d_0}{z_{0m}} \right) \quad (3.17)$$

Donde z_{0m} es la longitud de rugosidad del momento¹⁶, d_0 es la diferencia entre la altura de rugosidad y la altura del viento; la cual es despreciada dado que $z - d_0 \approx z$ (Favier, 2004; Garratt, 1992).

Mediciones sobre varios sitios (incluyendo el Antisana (Menegoz, 2004)) confirman que el viento sigue un perfil logarítmico en atmósferas casi neutras en los primeros metros por encima de la superficie (Paterson, 1994; Denby and Greuell, 2000). Con lo que la velocidad del viento aumenta con la altura y depende de la rugosidad de la superficie. Siguiendo el mismo procedimiento planteado, se obtienen expresiones similares para q y θ que relacionen K_s y K_l respectivamente (Brutsaert, 1982; Corripio, 2002).

Perfil en condiciones no neutras

Considerando el flujo de aire es netamente turbulento normal a la superficie y constante cerca a la superficie, la teoría de Monin-Obukhov incluye los efectos de estratificación en la formulación de los flujos turbulentos mediante la inclusión de un coeficiente de corrección ϕ ; el cual depende de la estabilidad de la atmósfera (Garratt, 1992).

$$\phi_s = \frac{kz}{s^*} \frac{\partial s}{\partial z} \quad \text{Factor de estabilidad} \quad (3.18)$$

¹⁵Se define como medida de resistencia de un fluido a la deformación producida por el esfuerzo cortante (Blundell and K., 2006)

¹⁶Altura para la cual la velocidad del viento se anula según el perfil logarítmico

Donde s puede corresponder a u, θ , o q , y ϕ_s son las funciones de Monin-Obukhov referidas al transporte de momentum (ϕ_m), calor (ϕ_h) y vapor de agua (ϕ_v) respectivamente, mientras s^* son las escalas características asociadas. Por tanto θ^* y q^* se definen igual que la escala característica del viento u^* (Menegoz, 2004; Favier, 2004).

- Escala característica de temperatura: $\theta^* = H/(\rho C_p u^*)$ en K
- Escala característica de humedad: $q^* = LE/(\rho L_s u^*)$ en gKg^{-1} con $L_s = 2,834 \cdot 10^6 J Kg^{-1}$ es el calor latente de sublimación de la nieve o el hielo.

Condiciones de estabilidad

La estabilidad en la capa límite atmosférica puede ser caracterizada por el número de Richardson (Ri) que relaciona el gradiente de densidad del fluido y el cuadrado del gradiente de velocidad (Galperin et al., 2007). En este proyecto se utilizará el número de Richardson masivo Ri_b , el cual resulta de integrar Ri hasta una altura específica z sobre la superficie (Menegoz, 2004).

$$Ri_b = \frac{g \frac{\Delta T}{z}}{T \left(\frac{\Delta u}{\Delta z} \right)^2} \sim \frac{g(T - T_s)(z - z_{0_m})^2}{T u^2 (z - z_T)} \quad (3.19)$$

Donde z es el nivel de medición, g es la aceleración de la gravedad ($g = 9,81ms^{-1}$), T_s es la temperatura de la superficie (en K) y z_T es la altura de rugosidad de la temperatura.

En condiciones inestables sobre la capa límite atmosférica $Ri_b < 0$ ($T < T_s$), indicando una atmósfera débilmente cizallada. Caso contrario la atmósfera es estable si $Ri_b > 0$ ($T > T_s$), indicando que el fluido se comporta como un pozo de energía relacionado a fuerte cizalladura vertical (Menegoz, 2004).

Las funciones de estabilidad pueden ser expresadas en términos de Ri_b (Favier, 2004):

- Para Ri_b positivo (estable): $(\phi_m \phi_h)^{-1} = (\phi_m \phi_v)^{-1} = (1 - 5Ri_b)^2$
- Para Ri_b negativo (inestable): $(\phi_m \phi_h)^{-1} = (\phi_m \phi_v)^{-1} = (1 - 16Ri_b)^{0,75}$

Con lo que, las expresiones analíticas de los flujos turbulentos corregidos tomando en cuenta la estabilidad del aire son (Oke, 1987; Favier, 2004):

$$\tau = \rho u^{*2} = \rho \frac{(ku^2)^2}{(\ln z/z_{0_m})^2} (\phi_m)^{-2} \quad (\text{en } Kgm^{-1}s^{-2}) \quad (3.20)$$

$$H = \rho_a \frac{C_p k^2 u (T - T_s)}{(\ln z/z_{0_m}) (\ln z/z_T)} (\phi_m \phi_h)^{-1} \quad (\text{en } Wm^{-2}) \quad (3.21)$$

$$LE = \rho_a \frac{L_s k^2 u (q - q_s)}{(\ln z / z_{0_m}) (\ln z / z_q)} (\phi_m \phi_w)^{-1} \quad (\text{en } W m^{-2}) \quad (3.22)$$

Con $\rho_a = P_{\text{atm}} / R_a T$ (en $\text{Kg } m^3$) la densidad del aire en la zona del Antisana¹⁷, con R_a la constante de gas específico para aire seco. z_{0_m} , z_T y z_q son las longitudes de rugosidad del momento, temperatura y humedad respectivamente. Las expresiones son válidas si se asume que la temperatura del aire es igual a la temperatura del hielo/nieve en z_T y que el aire es saturado con respecto a la temperatura superficial en z_q , lo que permite calcular la humedad específica media en la superficie q_s .

Longitudes de rugosidad

Por definición, las longitudes de rugosidad z_{0_m} , z_T , z_q son las alturas donde la velocidad horizontal del viento u , la temperatura potencial θ y la humedad específica q toman su valor superficial: $u(z_{0_m}) = 0$, $\theta(z_T) = \theta_s$ y $q(z_q) = q_s$ respectivamente. Aunque los flujos turbulentos son bastante sensibles a la elección de estos parámetros, en este proyecto se asume $z_{0_m} = z_T = z_q = z_0$ al igual que en Wagon (1999); Favier (2004); Maisincho (2015). Debido a que el procedimiento de calibración no permite distinguir entre las diferentes longitudes de rugosidad.

Menegoz (2004) y Favier (2004) obtuvieron $z_0 = 2,9mm$ para el hielo ó nieve, a partir de comparaciones entre la sublimación medida y calculada aplicando el BES sobre la zona de ablación del glaciar 15 α del Antisana. Debido a la ausencia de estacionalidad en la precipitación (Sección 2.5.1) el desarrollo de penitentes sobre el glaciar es poco probable. Por tanto éste parámetro se asume constante sobre todo el glaciar para todo el período de simulación

3.2. Erosión por efecto del viento

Para representar esquemáticamente los efectos de deposición y reciclaje de nieve transportada por el viento desde las zonas superiores hacia la parte terminal del glaciar, se usará el modelo de erosión descrito en Favier et al. (2011). El cual asume un quasi equilibrio entre la nieve depositada (D) y movilizada (E_p)¹⁸, y la diferencia puede ser expresada con un parámetro R_{cyc} .

$$E_{net} = E_p - D \approx 0 \quad \text{con } D = R_{cyc} E_p \quad (3.23)$$

Donde E_{net} es la erosión neta y E_p se aproxima como un flujo turbulento que depende de la velocidad de fricción:

$$E_p = C_e u^{*0,73} (u^{*2} - u_t^{*2}) \quad (3.24)$$

¹⁷La presión en la zona es 58013.51 Pa.

¹⁸Se puede asumir esto porque $\approx 70\%$ del viento procede del eje del glaciar (Sección 2.5.4).

Con $C_e = 0,14$, el coeficiente de erosión calculado para la zona de ablación (Genthon et al., 2007) y u_t^* el umbral de velocidad de fricción.

3.3. Difusión térmica en la superficie glaciar

Un componente del BES que usualmente es despreciado en la simulación numérica es la conducción de calor a través de la nieve y el hielo (referida en este proyecto como difusión térmica). Pues asumiendo que el glaciar se encuentra en el punto de fusión, el consumo de energía en este proceso es despreciable para períodos de ablación constante (Hock, 2005). Sin embargo, esto no es cierto si el glaciar esta sujeto a condiciones climáticas que presentan alta variabilidad térmica durante el día o fuerte enfriamiento radiativo en las noches (Pellicciotti et al., 2009) y provoca que la fusión sea sobre estimada sobre la superficie.

Por otro lado, en zonas cubiertas de nieve sus propiedad aislante genera baja conductividad térmica, y provoca que las capas de nieve/hielo más profundas se mantengan por debajo de $0^\circ C$ (Wagnon, 1999). Por tanto, es necesario consumir parte de la energía disponible para calentar el glaciar antes de comenzar la fusión. Entonces para evitar la sobre estimación en la fusión, es necesario asociar la difusión térmica sobre el glaciar y las capas subsuperficiales con el balance de energía. Para ello se aplicará la metodología validada en el glaciar 15 α (Favier et al., 2011; Maisincho, 2015).

3.3.1. Descripción del modelo de fusión

Despreciando la difusión horizontal y tomando como fuente de calor a la radiación de onda corta que penetra el hielo, la distribución de temperatura dentro del hielo es relacionada mediante la ecuación (3.25) (Favier et al., 2011).

$$\rho C_{p-hielo} \frac{\partial T(w, t)}{\partial t} = \kappa \frac{\partial^2 T(w, t)}{\partial w^2} + \frac{\partial f_s(w, t)}{\partial w} \quad (3.25)$$

Donde w es la coordenada normal a la superficie (positiva hacia adentro del glaciar), ρ es la densidad del glaciar que puede ser nieve (ρ_s) o hielo (ρ_{hielo}), $T(w)$ es la temperatura del glaciar a profundidad w (en m), $C_{p-hielo}$ es la capacidad calorífica del hielo a presión constante¹⁹ y κ es la conductividad térmica. Para el hielo se tomó $\kappa_{hielo} = 2,1 \text{ Wm}^{-1}K^{-1}$ y $\kappa_{nieve} = 0,18 \text{ Wm}^{-1}K^{-1}$, la cual fue calculada según la densidad de la nieve (Douville et al., 1995).

Una parte del flujo de onda corta S penetra la superficie y decrece exponencialmente con la profundidad. Por tanto $f_s = S(1 - a)e^{-bw}$, con $b = 2,5 \text{ m}^{-1}$ el coeficiente de extinción (Bintanja et al., 1997) y $(1 - a)$ la fracción de onda corta que penetra el glaciar.

¹⁹La capacidad calorífica del hielo depende de la temperatura $C_{p-hielo}(w) = 185 + 7,037T(w)$ según Dorsey (1940)

Resolver la ecuación (3.25) permite conocer los perfiles de temperatura del glaciar para un tiempo dado t y una profundidad w . Cuando la temperatura a cualquier profundidad sobrepasa el punto de fusión; se calcula el excedente de energía y se lo transforma en fusión equivalente (fusión sub superficial). La fusión elimina capas de hielo o nieve y en cada iteración las propiedades sobre la superficie son actualizadas dependiendo de la cantidad de nieve residual.

3.3.2. Condiciones iniciales y de borde en la ecuación de difusión

En este proyecto, se aplicará la difusión térmica de acuerdo al esquema explícito unidimensional (Anexo B), con 5 nodos de profundidad (cada uno de 10 cm) y 6 iteraciones temporales de 300 s (5min). La conductividad térmica, la densidad y la fuente de calor (proveniente del BES) se actualizan en cada nodo para cada iteración. Se asume un perfil de temperatura inicial constante $T(w, 0) = 0^\circ C$ (glaciar temperado), y se usan condiciones de borde tipo Neumann para los nodos extremos de la siguiente manera (Favier et al., 2011):

Condición al fondo (nodo N): $\frac{d\varphi_{fondo}}{dS} = j_{fondo} \cdot n = G_{fondo} = -\kappa \left. \frac{\partial T}{\partial w} \right|_N$, es decir

$$\left. \frac{\partial^2 T}{\partial w^2} \right|_N = \frac{2}{\Delta w^2} \left(T_{N-1} - T_N + \Delta w \left. \frac{\partial T}{\partial w} \right|_N \right).$$

Condición en la superficie (nodo 1): $\frac{d\varphi_{sup}}{dS} = j_{sup} \cdot n = G_0 = -\kappa \left. \frac{\partial T}{\partial w} \right|_1$, es decir

$$\left. \frac{\partial^2 T}{\partial w^2} \right|_1 = \frac{2}{\Delta w^2} \left(T_2 - T_1 + \Delta w \left. \frac{\partial T}{\partial w} \right|_1 \right).$$

Suponiendo que es un glaciar con actividad geotérmica despreciable sobre la base de roca, el flujo de calor al final de los 0,5 m es $G_{fondo} = 0$. Mientras que, en el nodo superficial G_0 es el flujo de energía disponible según la ecuación 3.2. Estas condiciones permiten calcular la temperatura en los nodos extremos que servirán como condiciones fijas para aplicar la difusión en los nodos internos.

Para analizar la estabilidad del esquema explícito, se aplicará el criterio de Von Neumann (Anexo B), el cual luego de reemplazar numericamente los valores de $\Delta w, \Delta t, \rho, \kappa$ y C_{phielo} . Se comprobó que efectivamente se cumple la relación de estabilidad; por lo que, el esquema explícito desarrollado para resolver la ecuación de difusión térmica es estable y presenta soluciones que convergen.

3.4. Modelamiento del albedo

Para recalculer la radiación de onda corta reflejada ($S_{\uparrow\beta} = \alpha S_{\downarrow\beta}$), se aplicará el modelo de albedo validado para las condiciones del Antisana (Mourre, 2012; Maisincho, 2015). Éste

representa una adaptación del modelo propuesto por Sicart (2002) para simular el albedo en el glaciar Zongo ubicado en los Andes Tropicales Externos (Bolivia), y describe la evolución de esta variable cuando la superficie esta cubierta por una capa de nieve, hasta que envejece y desaparece dejando el hielo desnudo.

La baja resolución temporal (30 minutos) del modelo permite representar los eventos de precipitación de corta duración, los cuales son muy frecuentes en este sitio y afectan la radiación de onda corta reflejada. Así mismo, su formulación permite diferenciar la contribución del hielo y la nieve existente al albedo²⁰ sobre el glaciar.

El cálculo del albedo en nieve se basa en el número de días desde la última nevada n_j (Oerlemans and Knap, 1998) (ecuación 3.26); mientras que el albedo superficial α depende del equivalente en agua e_s (en *mmwe*) de la capa de nieve (Sicart, 2002) (ecuación 3.28), con e_s^* la altura umbral de la capa de nieve a la cual el albedo del hielo contribuye al cálculo del albedo superficial. k_α es una constante igual a 3 para los glaciares tropicales según Sicart (2002) y representa la disminución del albedo de acuerdo a la disminución de la capa de nieve.

$$\alpha_{nieve} = \alpha_{nieve \text{ húmeda}} + (\alpha_{nieve \text{ fresca}} - \alpha_{nieve \text{ húmeda}}) e^{-\frac{n_j}{n^*}} \quad (3.26)$$

$$\alpha_{hielo} = \alpha_{hielo \text{ sucio}} + (\alpha_{hielo \text{ limpio}} - \alpha_{hielo \text{ sucio}}) e^{-\left(\frac{n_{j_{hielo}}}{n_{hielo}^*}\right)^{1/2}} \quad (3.27)$$

$$\alpha = \alpha_{nieve} + (\alpha_{hielo} - \alpha_{nieve}) \left(1 + \frac{e_s}{e_s^*}\right)^{-k_\alpha} \quad (3.28)$$

$\alpha_{nieve \text{ fresca}}$, $\alpha_{nieve \text{ húmeda}}$, $\alpha_{hielo \text{ limpio}}$ y $\alpha_{hielo \text{ sucio}}$ son los valores de albedo para las distintas superficies. n^* es la escala de tiempo umbral (en días) que integra los diversos efectos de transformación de la nieve, y $n_{j_{hielo}}$ es el número de días donde el hielo esta descubierto (días después de la desaparición completa de la nieve). Los períodos cortos cuando la superficie está cubierta de nieve no se tienen en cuenta, y se considera que el hielo continúa cambiando. Cuando la superficie está cubierta de nieve por un período de más de 6 días ($n_{s_{hielo}}$), el valor del albedo del hielo se considera nuevamente como hielo limpio. n_{hielo}^* es un parámetro de escala de tiempo que integra los efectos del envejecimiento del hielo.

En la sección 4.2.5 se detalla el procedimiento de calibración para obtener los parámetros usados en este proyecto.

²⁰Calculado a partir de $\alpha = S_\uparrow/S_\downarrow$

3.5. Modelo de reservorio lineal

La marcada diferencia entre la escorrentía producida por la fusión glaciar y las zonas no glaciares se debe a dos razones (Jansson et al., 2003):

- La radiación de onda corta es la principal fuente de energía. Así pues, el caudal de fusión es modulado por los ciclos diarios de radiación.
- Debido a la porosidad del glaciar, éste actúa como reservorio que retrasa y retiene parte del agua proveniente de la fusión. Por lo que, el flujo de fusión responde a los ciclos de almacenamiento del agua a través de la superficie.

Para simular los caudales de fusión es necesario incluir un módulo de reservorio; el cual enruta y retrasa el agua de fusión y lluvia a través del sistema glaciar-morrena.

3.5.1. Descripción del modelo de reservorio

La superficie del glaciar es dividida en 3 áreas: la región de hielo en la zona de ablación, el área intermedia cubierta por neviza y finalmente el área de nieve en la parte alta. Cada área es representada en el modelo por un reservorio lineal, los cuales pueden ser descritos como un contenedor con agua escurriendo lentamente a través de un orificio en el fondo.

La linealidad expresa que en cualquier tiempo t el flujo en la base $Q(t)$ es proporcional al volumen de agua disponible en el contenedor $V(t)$. El factor de proporcionalidad k es la constante de almacenamiento e indica el tiempo (en horas) necesario para pasar el agua a través del reservorio²¹. Las ecuaciones de almacenamiento y continuidad para el reservorio están dadas por Baker et al. (1982):

$$V(t) = kQ(t) \quad (\text{en } m^3) \quad (3.29)$$

$$\frac{dV}{dt} = R(t) - Q(t) \quad (\text{en } m^3 s^{-1}) \quad (3.30)$$

Donde $R(t)$ es la razón de flujo de agua que entra al reservorio; la cual resulta de sumar la fusión producida ($\dot{m}(t)$) más la lluvia $p(t)$. Combinando las ecuaciones anteriores se tiene la ecuación diferencial del modelo de reservorio y su solución correspondiente (Ec. 3.31) para intervalos de tiempo horarios.

$$k \frac{dQ}{dt} = R(t) - Q(t) \Rightarrow Q(t) = Q(t-1)e^{-1/k} + (1 - e^{-1/k})R(t) \quad (3.31)$$

Dada la razón de entrada de agua $R(t)$, la constante de almacenamiento k y el flujo inicial $Q(t=0)$, se puede determinar el caudal de fusión en cada área reservorio. En Q_1 , el modelo de escorrentía sobre el área de ablación, k_1 representa una aproximación del tiempo que tarda

²¹Representa que tan grande es el agujero en la base del contenedor.

el agua para viajar desde el sitio de fusión hasta la parte terminal del glaciar.

Q_2 representa el flujo procedente del área de neviza, zona donde el agua es retenida debido a la capilaridad en los canales formados en este material poroso y por recongelamiento. La porosidad de esta zona provoca un retraso en el flujo que puede variar desde algunos días hasta semanas (dependiendo del grado de saturación de este material), esto hace que el coeficiente de almacenamiento k_2 sea bastante grande en comparación con las otras zonas. Se ha comprobado sobre varios glaciares, que esta zona es susceptible de infiltraciones debido a heterogeneidad de la neviza; por lo que se aplicará un factor $f_2 = 0,04$ para tomar en cuenta esta pérdida de agua en esta zona (Jansson et al., 2003). Mientras que Q_3 es el flujo procedente desde la parte más alta, la cual esta cubierta completamente de nieve.

Para complementar el modelo se añadió un reservorio lineal correspondiente al área morrena²², este reservorio es necesario debido al flujo subterráneo de agua observado en la zona (Bigo, 2013). Dado que la morrena es un material altamente permeable, es necesario incluir un factor de infiltración $f_0 = 0,8$ para absorber la lluvia (Sicart et al., 2011). En consecuencia, la razón de flujo de entrada para este reservorio es $R_0(t) = Q_{\text{subterráneo}} + (1 - f_0)p_{\text{morrena}}(t)$; con $p_{\text{morrena}}(t)$ la precipitación líquida en la morrena y que se tomará igual a la lluvia medida en el pluviógrafo $P8$.

Después de describir cada reservorio, se puede establecer el caudal resultante como:

$$Q_3(t) = Q_3(t-1)e^{-1/k_3} + (1 - e^{-1/k_3}) R_3(t) \quad (3.32)$$

$$Q_2(t) = Q_2(t-1)e^{-1/k_2} + (1 - e^{-1/k_2}) (1 - f_2) R_2(t) \quad (3.33)$$

$$Q_1(t) = Q_1(t-1)e^{-1/k_1} + (1 - e^{-1/k_1}) R_1(t) \quad (3.34)$$

$$Q_0(t) = Q_0(t-1)e^{-1/k_0} + (1 - e^{-1/k_0}) (Q_{\text{subterráneo}} + (1 - f_0)p_{\text{morrena}}(t)) \quad (3.35)$$

$$Q_{\text{sim}}(t) = Q_0(t) + Q_1(t) + Q_2(t) + Q_3(t) \quad (3.36)$$

Los valores $Q_i(0)$ son determinados tomando las siguientes consideraciones (Baker et al., 1982): se asume $Q_1(0) = Q_3(0) = 0$ debido a que usualmente no existe fusión durante la noche, por lo que los reservorios nieve y hielo se mantienen vacíos durante la primera iteración. Para el reservorio morrena $Q_0(0) = Q_{\text{subterráneo}} = 0,012m^3s^{-1}$ según Bigo (2013).

De lo anterior y la ecuación (3.36) se tiene $Q_2(0) = Q_{\text{sim}}(0) - Q_0(0)$, donde el valor $Q_{\text{sim}}(0)$ es el mismo valor que el medido por la estación limnigráfica al tiempo inicial $t = 0$. Con esta información las funciones $Q_i(t)$ pueden ser evaluadas para obtener el caudal simulado

²²Área descubierta tras la desaparición del glaciar, formada en su mayoría de arena y rocas permeables.

Q_{sim} . En la sección 4.4 se detalla el proceso de calibración para determinar las constantes de almacenamiento.

3.6. Criterios de evaluación

Los criterios de evaluación son definidos como medidas matemáticas para valorar un modelo (predictor) y su ajuste a las observaciones disponibles. Es decir, que son usados para proporcionar una evaluación objetiva de la cercanía del comportamiento simulado de una variable con las observaciones. La selección y uso de un criterio de eficiencia específico dependerá del comportamiento de la variable que se desee analizar (Krause et al., 2005; Gupta et al., 2009).

En este proyecto se usarán el coeficiente de determinación (r^2), la raíz cuadrada del error cuadrático medio ($RMSE$), la eficiencia de Nash-Sutcliffe (NSE) y la eficiencia Kling-Gupta (KGE) para calibrar los parámetros (Capítulo 4) y evaluar el modelo hidro-glaciológico (Capítulo 5). Específicamente se usará el criterio KGE para evaluar y calibrar el albedo simulado, el $RMSE$ para evaluar las series de ablación, el coeficiente de determinación para relacionar los componentes del balance de energía, y el criterio NSE se usará solo para verificar el comportamiento del caudal simulado con el observado. A continuación una breve descripción de los criterios nombrados.

3.6.1. Coeficiente de determinación (r^2)

Es definido como el cuadrado del coeficiente de correlación de acuerdo a Bravais-Paterson. Este criterio estima la dispersión combinada contra la dispersión individual de las series observada y simulada. Se lo calcula de la siguiente manera:

$$r^2 = \left(\frac{\sum_{i=1}^n (O_i - \bar{O})(P_i - \bar{P})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (O_i - \bar{O})^2} \sqrt{\sum_{i=1}^n (P_i - \bar{P})^2}} \right)^2 \quad (3.37)$$

Donde O_i y P_i son los valores observados y simulados respectivamente, mientras \bar{O} y \bar{P} son el valor medio en cada serie. El rango de r^2 varía entre 0 y 1, e indica cuanta de la dispersión observada es explicada por el modelo. Un valor 0 significa que no hay correlación del todo, mientras un valor de 1 significa que la dispersión de la predicción es igual a la de la serie observada. La principal desventaja que presenta este criterio es que sólo es cuantificada la dispersión, por lo que es necesario el uso de otro criterio para justificar la validez de un modelo. Por lo que en la mayoría de resultados, este coeficiente se lo presentará acompañado del *valor -p* (Sicart et al., 2008; Cauvy-Fraunié et al., 2013; Naz et al., 2014), el cual indica el nivel de significancia de la correlación. Por tanto, si $p < 0,05$ el valor obtenido en el coeficiente de determinación confirma la posible relación entre las series analizadas; caso contrario el coeficiente de determinación obtenido es insignificante y no permite establecer una relación

evidente.

3.6.2. Raíz del error cuadrático medio (*RMSE*)

Este criterio indica la precisión del modelo al predecir una variable, pues permite reconocer la magnitud del error entre los valores predichos P_i y los observados O_i en un conjunto de n muestras (Hyndman and Kohler, 2006). Se lo calcula mediante:

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (P_i - O_i)^2}{n}} \quad (3.38)$$

3.6.3. Eficiencia Nash-Sutcliffe (*NSE*)

La eficiencia NSE propuesta por Nash y Sutcliffe (1970) es popularmente usado como criterio de evaluación en modelación hidrológica (Ruíz, 2015; Villacís, 2008; Krause et al., 2005) debido a que éste evalúa la habilidad del modelo para reproducir la media, desviación estándar, dispersión y sincronización de las observaciones. A continuación presentamos su formulación original, seguida por una formulación que nos permitirá reconocer sus componentes (Gupta et al., 2009).

$$NSE = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (P_i - O_i)^2}{\sum_{i=1}^n (O_i - \bar{O})^2} = 2r\alpha - \alpha^2 - \beta^2 \quad (3.39)$$

Con $\alpha = \frac{\sigma_P}{\sigma_O}$, $\beta = \frac{(\bar{P} - \bar{O})}{\sigma_O}$, donde σ_O y σ_P representan la desviación estándar²³ y r es el coeficiente de correlación²⁴. La cantidad α mide la variabilidad relativa entre los valores observados y simulados y β describe la tendencia del modelo normalizada por la desviación estándar de los valores observados.

El rango de NSE varia entre 1 (ajuste perfecto) y $-\infty$, una eficiencia menor que 0 indica que el valor medio de la serie observada es un mejor predictor que el modelo. La desventaja de este modelo es que las diferencias entre los valores observados y simulados son calculados como diferencias al cuadrado; por lo tanto valores grandes en una serie son sobreestimados mientras que valores bajos son despreciables. Esto significa que se introduce una sobreestimación del desarrollo del modelo durante los flujos altos (picos) y una subestimación durante condiciones de bajo flujo (recesión).

3.6.4. Eficiencia Kling-Gupta (*KGE*)

A fin de afrontar las desventajas que presentan los criterios r^2 y NSE, H. Kling y H. Gupta desarrollaron el criterio KGE usado para evaluar modelos con series observadas que

²³Es una medida del grado de dispersión de los valores en una serie (x_i) respecto a la media de la variable (\bar{x}) , se define como la raíz cuadrada de la varianza: $\sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2}$

²⁴Se lo obtiene como la raíz cuadrada del coeficiente de determinación

contengan alta variabilidad y condiciones inusuales de flujo (Gupta et al., 2009). Y al igual que la eficiencia de Nash, el rango de este criterio también varía entre 1 (ajuste ideal) y $-\infty$

$$KGE = 1 - \sqrt{(r - 1)^2 + (\alpha - 1)^2 + (\beta - 1)^2} \quad (3.40)$$

Aunque usando el criterio KGE aún se tiene una subestimación del modelo durante flujos altos, la diferencia no es tan severa en comparación con el criterio NSE (lo que representa una ligera ventaja); por lo que este criterio es ampliamente usado para encontrar los parámetros que optimizan el modelo en la fase de calibración. El uso del criterio KGE en vez del NSE para la calibración del modelo provoca una ligera disminución de la correlación pero mejora las medidas de variabilidad y la tendencia considerablemente. Como consecuencia se obtienen resultados que permanecen estadísticamente consistentes en períodos de evaluación independientes (Gupta et al., 2009).

Capítulo 4

Modelo hidroglaciológico

Un *modelo hidroglaciológico* es una herramienta de análisis que resulta de adaptar modelos que permiten conocer la fusión de hielo/nieve y modelos de esorrentía. Juntos permiten estimar el caudal en cuencas parcialmente cubiertas por glaciares y parcialmente por nieve efímera (Schaeffi et al., 2005; Naz et al., 2014). En este proyecto se define como modelo hidro-glaciológico al acople entre el modelo BESD y el modelo de reservorio que permiten obtener las series de balance de energía, balance de masa, fusión, sublimación y caudal simulados.

Este modelo se compone de 4 módulos o rutinas principales que permiten leer los parámetros del sitio y la información meteorológica (módulo 1), calcular el BES y la fusión en un punto (módulo 2), distribuir el BES sobre toda la superficie glaciar (módulo 3) y aplicar el modelo de reservorio para calcular el caudal de fusión (módulo 4). Los módulos fueron desarrollados en matlab¹ a partir de las definiciones y procedimientos presentados en los capítulos 2 y 3.

Asi mismo, el *modelo de fusión* referido en los objetivos (Sección 1.5) comprende solamente el cálculo de la fusión a partir de la energía disponible y el modelo de difusión. Mientras que el *modelo glaciológico* se refiere a la aplicación del BES en forma distribuida (BESD) cuando se aplican los módulos 1, 2 y 3 para obtener solamente el balance de masa y las series de fusión y sublimación.

4.1. Módulo 1: Lectura de parámetros iniciales e información meteorológica

En primer lugar, se ingresan los parámetros geográficos del sitio (huso horario, longitud y latitud) y parámetros del hielo y nieve que incluyen: la capacidad calórica específica (C_p), el calor latente de fusión (L_f) y sublimación (L_s) detallados en el capítulo 3. La densidad del hielo (ρ_{hielo}) y la nieve (ρ_{nieve}) se asumen constantes y se tomarán los valores discutidos

¹Ver Anexo A para detalles del equipo utilizado y tiempos de simulación.

en Basantes-Serrano et al. (2016). La conductividad térmica de la nieve (κ_{nieve}) se calcula de acuerdo a Douville et al. (1995) y la del hielo ($\kappa_{hielo} = 2,1Wm^{-1}K^{-1}$) es el valor utilizado para variaciones de densidad despreciables ($\rho_{hielo} \approx$ constante) (Cuffey and Paterson, 2010). La fracción de onda corta que penetra el hielo (a), fueron tomados de Maisincho (2015) porque presentaron los mejores ajustes en la zona de estudio (Tabla 4.1).

	Hielo	Nieve
Densidad (Kgm^{-3})	900	250
Conductividad térmica ($Wm^{-1}K^{-1}$)	2.1	0.18
Fracción de penetración	0.82	0.9

Tabla 4.1: Parámetros termodinámicos relevantes para el hielo y la nieve.

A continuación, desde un archivo de texto simple se ingresa la información meteorológica (previamente revisada y corregida según lo descrito en la sección 2.3) recogida por la estación SAMA-E2 a altura $z_{ref} = 4750 m$ y resolución temporal de 30 minutos. Las variables fueron dispuestas en columnas en el siguiente orden: fecha ($dd/mm/yyyy HH : MM : 00$), SW_{inc} (Wm^{-2}), SW_{ref} (Wm^{-2}), LW_{inc} (Wm^{-2}), LW_{out} (Wm^{-2}), T_{air} ($^{\circ}C$), RH (%), u (ms^{-1}), P ($mm we$).

4.2. Módulo 2: Calculo de BES en modo puntual

En este módulo se calculan los componentes del balance de energía superficial y se aplica la difusión térmica en la subsuperficie del glaciar en cada iteración. Esto permite calcular el perfil de temperatura, las series de fusión/sublimación y el nivel de hielo/nieve.

El procedimiento para obtener los resultados es el siguiente (cada ítem corresponde a una función auxiliar dentro de este módulo):

- Corrección de S_{\downarrow} y L_{\downarrow} en función de la pendiente y acimut.
- Discriminación de la fase de precipitación según la temperatura.
- Recálculo de nieve acumulada según modelo de erosión (sólo en la zona de ablación entre 4735 y 4750 m).
- Modelamiento del albedo.
- Cálculo de flujos turbulentos.
- Cálculo de BES y aplicación de la difusión térmica subsuperficial.

4.2.1. Corrección de S_{\downarrow} y L_{\downarrow}

Los radiómetros miden la radiación sobre una superficie horizontal, por lo que para obtener mediciones correctas se debe realizar correcciones en función de la topografía y orientación.

Para esto, se calcula S_{TOA} sobre una superficie con pendiente β , acimut A_z^2 ubicada en un punto con longitud ω , latitud φ y hora ϑ (Sección 3.1.4). La estación SAMA-E2 a 4750 m de altura sobre la zona de ablación se ubica en una zona con: pendiente $\beta = 14,75^\circ$, acimut 240° , longitud $\omega = -78,16^\circ$ y latitud $\varphi = -0,49^\circ$; ϑ depende de la fecha de cálculo (Corripio, 2003).

Y luego se recalcula la radiación directa S_n y difusa S_d para un cielo claro mediante el método propuesto por Favier (2004). En el glaciar 15 α , este método muestra resultados bastante precisos para recalcular S_n y S_d . Finalmente para corregir S_\downarrow y L_\downarrow se siguen las relaciones y el procedimiento descritos en las secciones 3.1.4 y 3.1.5 respectivamente.

Aplicando las correcciones mencionadas durante 2012 y manteniendo la precipitación y temperatura del aire constantes; la radiación incidente medida en la zona de ablación (pendiente media 17°) se redujo $22 W m^2 d^{-1}$, es decir 5 % del valor promedio medido sobre una superficie horizontal. Esta diferencia fue notable entre junio y septiembre, correspondiente al período de menor nubosidad, donde las correcciones disminuyeron 10 % del valor promedio. Así mismo, las correcciones son importantes en la zona de acumulación (pendiente media 30°); en esta zona, la radiación puede disminuir hasta $68 W m^2 d^{-1}$ que equivale a una reducción del 15 % de la radiación medida sobre una superficie horizontal (Figura 4.1). Y entre junio y septiembre, esta corrección puede reducir hasta 30 % del valor medido sobre una superficie horizontal.

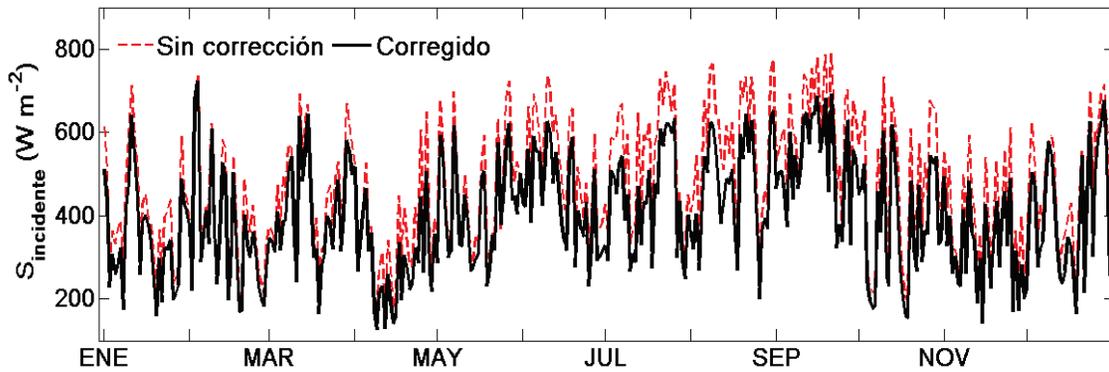


Figura 4.1: Radiación incidente de onda corta corregida para la pendiente media entre 5100 y 5600 m (30°) mostrada en línea negra, mientras la línea entrecortada roja representa la radiación sin corrección para una superficie horizontal a 4750 m. Se muestran los promedios diarios (en horas de luz entre 7h y 17h30) durante 2012, las principales diferencias ocurrieron entre junio y septiembre correspondiente al período de menor nubosidad.

Para efectuar el recálculo de S_\downarrow y L_\downarrow sobre otro punto se considera que la radiación incidente y nubosidad es homogénea sobre todo el glaciar. Y que las variaciones de φ y ω son despreciables; por tanto sólo es necesario definir la pendiente (β) y orientación (A_z) del sitio.

²Medido desde el sur en sentido anti-horario.

4.2.2. Corrección de la precipitación

La precipitación registrada en el Antisana es subestimada debido a la turbulencia engendrada por el viento (Manciati and Freile, 2007). Wagnon et al. (2009) sugiere que la subestimación podría alcanzar el 51 %, mientras que Basantes-Serrano et al. (2016) en la zona de acumulación, sugiere un factor de corrección del 70 %. Por estas razones, se intentará corregir la precipitación medida por el pluviógrafo *P8* (4720 m) de la siguiente manera :

1. Se aplicará un factor de corrección que incremente el 20 % a todas las mediciones registradas en *P8*, el cual compensará las pérdidas debido al fuerte viento ($u > 6 \text{ m s}^{-1}$) que provoca turbulencia en la superficie de recolección. Este porcentaje de compensación ha sido sugerido para el pluviógrafo *P2* según Favier et al. (2008), y se encuentra dentro del rango sugerido en estudios de precipitación realizados sobre el páramo y morrena (Padrón et al., 2015; Wagnon et al., 2009).
2. Luego de aplicar un factor que compense las pérdidas debido al viento, se propone un factor adicional que intentará compensar la subestimación en la acumulación. Conclusión a la que llegó Basantes-Serrano et al. (2016) cuando consideró la precipitación constante para todas las alturas del glaciar. El factor de corrección adicional permitirá que la precipitación aumente linealmente desde la parte baja hasta obtener 50 % adicional a 5050 m, entre 5050 m y 5200 m se considera una transición lineal tal que: desde 5200 m en adelante la corrección sea 240 % (Figura 4.2). El factor total 2.4 de corrección en la zona de acumulación resulto de minimizar el RMSE entre el balance de masa específico simulado e interpolado; tal que las variaciones fueron desde 1.2 hasta 3 en intervalos de 0.1.

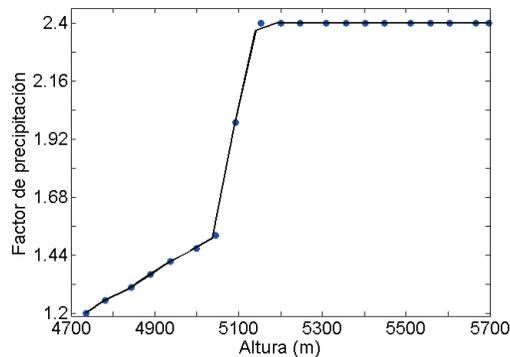


Figura 4.2: Evolución del factor de corrección de la precipitación en función de la altura.

En la sección 5.1.2 se discute la aplicación de este factor de precipitación y sus efectos en el balance de masa.

4.2.3. Discriminación de la fase de precipitación

Comúnmente, varios autores han tomado el umbral de temperatura 1°C como límite para separar la precipitación sólida (nieve, granizo) y líquida (lluvia) en el Antisana (Favier, 2004;

Maisincho, 2015; Ruíz, 2016). Sin embargo, el 44 % de la precipitación corregida a 4750 m en 2012 ocurrió cuando la temperatura fue mayor a este umbral (Figura 4.3). Para tomar en cuenta esta particularidad, se planteó usar e interpolar los porcentajes de ocurrencia de nevadas asociados a temperaturas del aire entre $[-1; 3]^{\circ}C$ reportado por L'hôte et al. (2005).

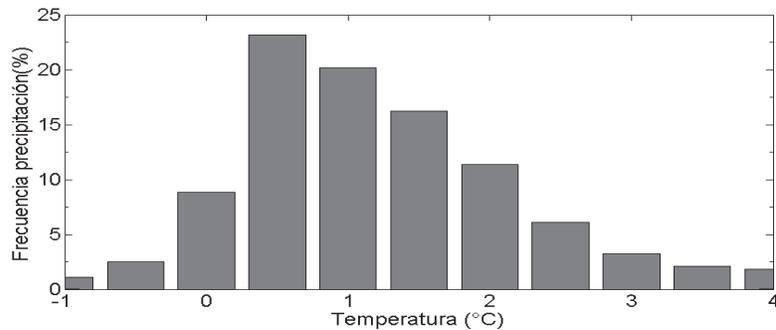


Figura 4.3: Frecuencia de precipitación en función de la temperatura medida a 4750 m durante 2012. El 44 % de la precipitación corregida ocurrió cuando la temperatura del aire fue superior a $1^{\circ}C$.

Estas relaciones (Tabla 4.2) fueron derivadas a partir de mediciones³ y parámetros meteorológicos (incluyendo mediciones de albedo e intensidad de precipitación) realizadas a 4795 m en la morrena cercana al glaciar Charquini Norte⁴. A pesar de las diferencias climatológicas y morfológicas que existen entre el Glaciar 12 y el Charquini, se utilizó la información proveniente de este glaciar por las siguientes razones:

1. No existen mediciones para discriminar la fase de precipitación en el Antisana, por lo que el glaciar Charquini fue la referencia más cercana.
2. Las mediciones fueron realizadas a una altura similar a la que se ubica la estación SAMA-E2 (4750 m).
3. Luego de presentar las relaciones entre la fase de precipitación y la temperatura obtenidas en su sitio (Andes Tropicales Externos), L'hôte et al. (2005) comparó sus resultados con los obtenidos en los Alpes Suizos. Los autores concluyeron que ambos lugares mostraron porcentajes de ocurrencia de nevada e histogramas de temperatura del aire similares e indican que es posible usar estas relaciones empíricas en modelaciones hidrológicas. Por lo que, aunque existen diferencias climáticas, altitud y procedimientos de medición; los rangos de temperatura describen los ambientes más probables para ocurrencia de nevada en zonas montañosas.

Aplicando los porcentajes de ocurrencia de nevadas obtenidos en el Charquini (Bolivia) sobre el Antisana (Ecuador) se modificó la cantidad de precipitación sólida (Tabla 4.3), lo que obligó a calibrar los parámetros en el modelo de albedo (Sección 4.2.5).

³Se instaló una estación meteorológica automática similar a la estación ORE instalada en la morrena del

Precipitación en forma de nieve (%)	Rango de temperatura del aire ($^{\circ}C$)
0	3 : 3,5
10	1,25 : 1,75
50	0,75 : 1,25
90	0 : 0,5
95	-1 : -0,5
100	-1,5 : -1

Tabla 4.2: Rango de temperatura asociado con los porcentajes de ocurrencia de nevadas reportados por L'hôte et al. (2005) cerca del glaciar Charquini Norte a 4790 m de altura.

Tipo de precipitación	Porcentaje (%)
Sólida (nieve)	2
Mezcla (aguanieve o granizo)	90
Líquido (lluvia)	8

Tabla 4.3: Porcentajes de fase de precipitación calculados a 4750 m en 2012, se aplicaron los rangos de temperatura y porcentajes de nevadas asociadas e interpoladas de la Tabla 4.2.

4.2.4. Transporte de nieve por el viento

El transporte de nieve por efecto del viento puede cambiar la cantidad de nieve y alterar el albedo sobre la superficie glaciar afectando directamente el balance de masa (Jaedicke and Gauer, 2005; Sauter et al., 2013). Hasta el presente, ningún estudio realizado en los glaciares del Antisana ha tomado en cuenta el transporte de materia desde la zona alta hasta la zona baja del glaciar por efecto del viento (especialmente el de origen catabático). El modelo de erosión descrito en la sección 3.2, permite estimar la nieve desplazada en la zona de ablación hasta la parte terminal donde es depositada.

Para que inicie el desplazamiento de material por efecto del viento, se consideró $u_t^* = 0,15 \text{ m s}^{-1}$ que representa la mitad del valor propuesto por Genthon et al. (2007), porque la velocidad del viento en el glaciar 12 es menor a la registrada en zonas polares donde se aplicó originalmente este modelo (Antártica). Para obtener R_{cyc} de manera independiente, el modelo de erosión fue aplicado después de calibrar los parámetros del albedo. Después de varias iteraciones, se encontró $R_{cyc} = 0,99$, el cual minimizó el $RMSE = 212 \text{ mm}$ en el balance de masa simulado a 4735 m entre 17/01/2013 y 02/05/2013 (Sección 5.1.1). Este valor indica que la erosión neta es casi nula, sin embargo es necesaria para corregir el albedo en la zona terminal del glaciar y disminuir la fusión en esa zona.

glaciar 15 α . Para detalles de la estación refiérase a (L'hôte et al., 2004).

⁴Glaciar tropical ubicado en la Cordillera Real de Bolivia a 30 Km al norte de La Paz, área < 0,5 Km², hipsometría \approx 5120 a 5270 m.

4.2.5. Modelamiento de albedo

La energía disponible en la superficie es modulada por el albedo (Favier et al., 2004a); por esta razón es necesario modelar correctamente esta variable, tarea que en los glaciares tropicales es muy compleja (Sicart, 2002; Favier, 2004). En principio se tomaron directamente los parámetros del glaciar 15, pero debido a que se usó un método distinto para discriminar la fase de precipitación (Sección 4.2.3) la correlación entre el albedo medido y simulado fue baja ($r^2 = 0,13$); por lo que fue necesario volver a calibrar los parámetros en el modelo de albedo (Sección 3.4).

Durante el proceso, los parámetros fueron separados en dos grupos: el primero con los tipos de albedo para hielo/nieve y el segundo correspondiente a los umbrales de envejecimiento del hielo y la nieve. A continuación, se realizó el análisis de sensibilidad y se reconoció que el albedo modelado depende principalmente de la altura umbral de la capa de nieve y el umbral de envejecimiento de la nieve; incrementos de nieve menores a 1 mm *we* provocaron que el albedo se incremente hasta 0,9. Debido a que el modelamiento del albedo no depende linealmente de los umbrales de envejecimiento de hielo y nieve, se realizaron simulaciones Montecarlo variando estos parámetros. Los valores finales resultaron de maximizar el coeficiente KGE entre el albedo diario simulado en cada iteración y el calculado⁵ a 4750 m durante 2012 (Anexo C).

Parámetro	Notación	Valor inicial	Valor final
albedo nieve fresca	$\alpha_{\text{nieve fresca}}$	0,9	0,9
albedo nieve	$\alpha_{\text{nieve húmeda}}$	0,6	0,69
albedo hielo limpio	$\alpha_{\text{hielo limpio}}$	0,46	0,46
albedo hielo sucio	$\alpha_{\text{hielo sucio}}$	0,25	0,2
umbral para decaimiento de hielo (días)	n_{hielo}^*	82,6	122
umbral para regenerar el albedo del hielo (días)	$n_{s_{\text{hielo}}}$	1,52	2
umbral para decaimiento de nieve (días)	n^*	0,85	5
altura umbral de la capa de nieve (<i>mm we</i>)	e_s^*	20,1	3,5

Tabla 4.4: Parámetros iniciales del modelo de albedo establecidos para el glaciar 15 α utilizando 1°C como umbral para separar la fase de precipitación según Maisincho (2015). Los valores finales resultaron de un análisis de sensibilidad previo y posterior simulación Montecarlo para maximizar el KGE entre el albedo simulado y calculado. Los 4 primeros representan los tipos de albedo sobre la superficie glaciar, mientras que los 4 últimos representan umbrales de envejecimiento del hielo y nieve.

Aplicando los parámetros óptimos (Tabla 4.4), el modelo pudo reproducir el albedo después de los eventos de precipitación (Figura 4.4); obteniendo $KGE = 0,69$ ($r^2 = 0,63$, $p < 0,01$, $n = 366$) a escala diaria⁶ y $KGE = 0,71$ ($r^2 = 0,55$, $p < 0,05$, $n = 8052$) a escala de 30 minutos.

⁵A partir de las radiaciones de onda corta incidente y reflejada con $\alpha = S_{\uparrow}/S_{\downarrow}$.

⁶Los promedios diarios fueron realizados tomando sólo valores entre las 7h y 17h30

Los parámetros correspondientes al tipo de albedo en la superficie del glaciar se encuentran dentro del rango reportado en varias zonas (Cuffey and Paterson, 2010) y son similares a los reportados por Maisincho (2015) para el glaciar 15 α . Sin embargo, los parámetros que representan los umbrales de envejecimiento de hielo y nieve difieren porque la fase de precipitación fue discriminada utilizando un criterio distinto (Sección 4.2.3) en vez de tomar directamente 1°C como temperatura umbral. Este cambio provocó que aproximadamente el 20% de la precipitación ocurrida en 2012 a temperaturas mayores a 1°C fuese nieve/granizo, y esta 'cantidad adicional de nieve' mantuvo al albedo con valores superiores a 0,46 protegiendo al glaciar de la radiación incidente y retardando el envejecimiento de la nieve.

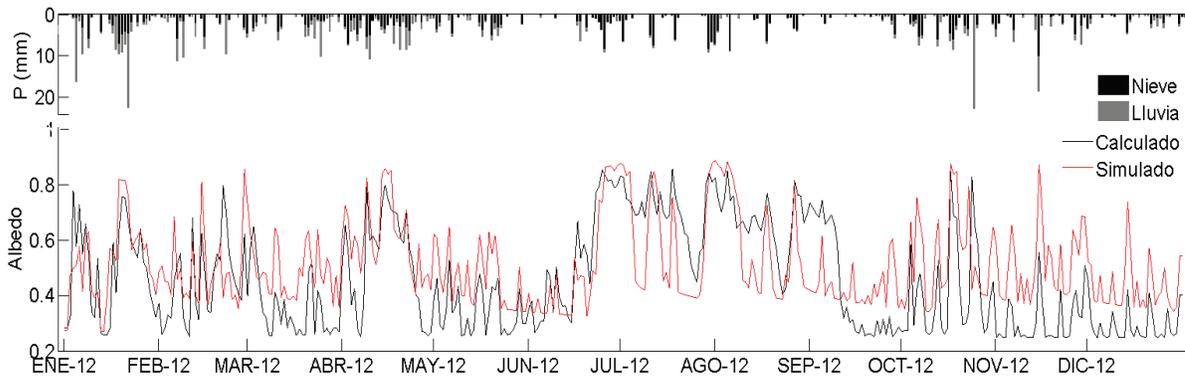


Figura 4.4: Albedo diario simulado y observado (promedios en horas de luz entre 7h y 17h30) a 4750m. La precipitación acumulada cada 30 minutos fue discriminada según lo descrito en la sección 4.2.3 y posteriormente totalizada cada día.

4.2.6. Cálculo de flujos turbulentos

Los flujos turbulentos se calculan usando la aproximación aerodinámica masiva (Bulk method en inglés) e incluye un factor de corrección de estabilidad atmosférica. Éste método asume un gradiente constante de temperatura y humedad específica entre el nivel de medición (1,8 m) y la superficie; por tanto, los flujos turbulentos son calculados directamente al nivel de la superficie. La estabilidad de la capa superficial es definida por el número de Richardson masivo, el cual relaciona los efectos de flotabilidad relativos a las fuerzas mecánicas (Sección 3.1.6). Las funciones de estabilidad son espacialmente invariantes ya que se asumen la velocidad del viento y la humedad relativa homogéneas sobre todo el glaciar. Así mismo las longitudes de rugosidad se asumen como constantes para todo el glaciar durante todo el período de simulación.

Esta aproximación para los flujos turbulentos ha sido ampliamente utilizada sobre los Andes (Wagon, 1999; Corripio, 2003; Favier et al., 2004a; Gurgiser et al., 2013) debido a la facilidad de cálculo, en comparación con el método de covarianza ó el método de perfiles (Denby and Greuell, 2000; Menegoz, 2004; Litt, 2014). En particular Favier (2004) mostró que los flujos calculados a partir de esta aproximación son subestimados 20% en promedio a nivel de la superficie, el cual disminuye cuando la velocidad del viento o la longitud de rugosidad aumentan.

4.2.7. Cálculo de BES y aplicación de la difusión térmica

Luego de calcular las componentes del BES se evalúa la energía disponible y se aplica la difusión térmica. Este procedimiento (descrito en la sección 3.3) permite calentar o enfriar la superficie glaciar y estimar la fusión superficial y subsuperficial.

Los parámetros y constantes físicas necesarias fueron indicadas en la sección 4.1, y se supone que la temperatura inicial en cada nodo subsuperficial es $0^{\circ}C$ de acuerdo a un glaciar temperado (Kaser and Osmaston, 2002). Durante cada iteración los parámetros de la superficie son actualizados de acuerdo a la cantidad de nieve remanente luego de calcular la fusión. El modelo de difusión es estable (Anexo B.1), y fue validado en la zona de ablación del glaciar 15 α (Favier et al., 2004a). Al final, luego de aplicar el BES en un punto se obtienen las series temporales de fusión y sublimación, perfil de temperatura, el nivel de hielo/nieve y el balance de masa.

4.3. Módulo 3: Aplicación del BES en modo distribuido

Para estimar la fusión sobre todo el glaciar 12, se discretizó su superficie mediante 25 franjas de ≈ 35 m de altura desde la parte terminal (4735 m) hasta la cumbre (5705 m). La información geográfica en cada franja se extrajo desde el MDE (Sección 2.4), y se aplicó el módulo 2 iterativamente cambiando la altura y orientación.

4.3.1. Análisis del terreno a partir del MDE

Usando el programa (QGIS, 2017) y aplicando su complemento 'Análisis de Terreno' sobre el MDE, se generaron mapas de pendiente (Figura 4.5) y acimut con cada píxel. A continuación, en cada franja se calculó el área (Figura 4.6) y se promedió la pendiente y acimut. De esta manera se obtuvieron vectores para cada franja de: altura promedio, área, pendiente promedio y orientación promedio. Los cuales simplifican la información geográfica del glaciar y servirán para recalculer la radiación incidente de onda corta y la temperatura del aire, mientras que los vectores de área servirán para calcular el balance de masa específico.

4.3.2. Procedimiento para aplicar el BES en modo distribuido

Una vez reducida las características geográficas del MDE, distribuir el BES consiste en recalculer los resultados del módulo 2 iterativamente para la i -ésima franja mediante las siguientes instrucciones:

1. Recalculer S_{\downarrow} , L_{\downarrow} en función de la pendiente (β_i) y orientación (A_{z_i}).
2. Recalculer la temperatura del aire usando $T(z_i) = T_{z_{ref}} - 0,0084(z_i - z_{ref})$ con $T_{z_{ref}}$ la temperatura del aire medida a $z_{ref} = 4750$ m, $-0,0084^{\circ}C m^{-1}$ el gradiente de tem-

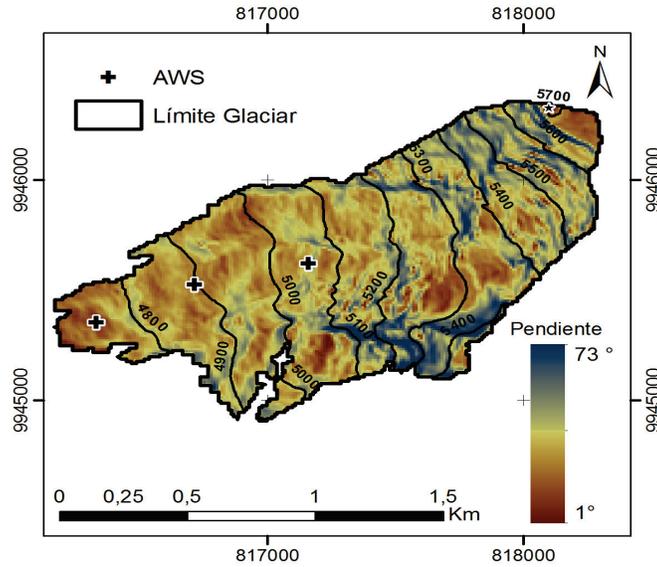


Figura 4.5: Mapa de pendientes (en °) derivados a partir del MDE. El glaciar presenta una pendiente suave en la parte baja, entre los 5200 y 5500 m crece debido a la acumulación de nieve y presencia de séracs^a (esta zona es considerada de difícil acceso); finalmente en la cumbre la pendiente disminuye formando una pequeña planicie.

^a Bloques de hielo formados por la fragmentación de un glaciar, las roturas se producen debido al movimiento de las masas de hielo en zonas con pendiente variable.

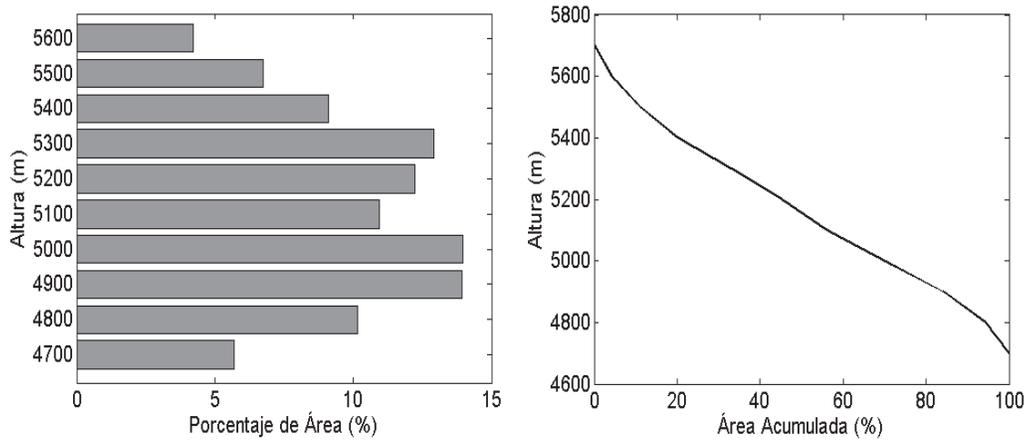


Figura 4.6: Hipsometría del glaciar 12 en función de la altura mediante diagramas de barra (izquierda) y curva hipsométrica (derecha). La zona de mayor exposición a condiciones de ablación es entre 4900 y 5000 m, mientras que la acumulación es mayor a 5300 m.

peratura⁷ y z_i la altura media de cada franja.

3. Aplicar el factor de corrección en la precipitación según z_i .
4. Discriminar la fase de precipitación según $T(z_i)$.
5. Aplicar el modelo de erosión de acuerdo a la velocidad del viento (aplica sólo en la parte terminal entre 4730 – 4750 m).

⁷Descrito en la sección 2.5.4.

6. Modelar el albedo y recalculer S_{\uparrow} .
7. Calcular los flujos turbulentos
8. Estimar la energía disponible y luego distribuirla en la superficie (G_0) y las capas sub-superficiales de hielo/nieve.
9. Aplicar la difusión térmica y obtener la ablación o acumulación correspondiente para cada franja a escala de 30 minutos.

Las series de ablación (fusión+ sublimación) obtenidas más la precipitación permiten calcular el balance de masa, conocer el nivel de hielo/nieve final y servirán como información inicial en el siguiente módulo. Los resultados obtenidos son almacenados en estructuras MATLAB para cada iteración y cada franja de altura para facilitar la gestión de la información.

4.4. Módulo 4: Cálculo de caudal de fusión

El caudal proveniente de la fusión del glaciar se obtiene sumando la fusión y la precipitación líquida de cada franja mediante la aplicación de reservorios lineales que representan el descenso del agua por toda el área glaciar hasta llegar a la estación limnigráfica (Sección 3.5). Es necesario indicar que tanto la fusión como la precipitación líquida de cada franja fueron promedias y acumuladas cada 60 minutos respectivamente. La figura 4.7 muestra la cuenca del glaciar 12 y la distribución de los reservorios en el área glaciar y la morrena. Éste último fue agregado debido a la distancia considerable ($\approx 1,5$ Km) entre el pie del glaciar y la estación “Crespos”. Se consideró a la precipitación en la morrena igual a la precipitación medida por el pluviometro P8, multiplicada por su respectiva área.

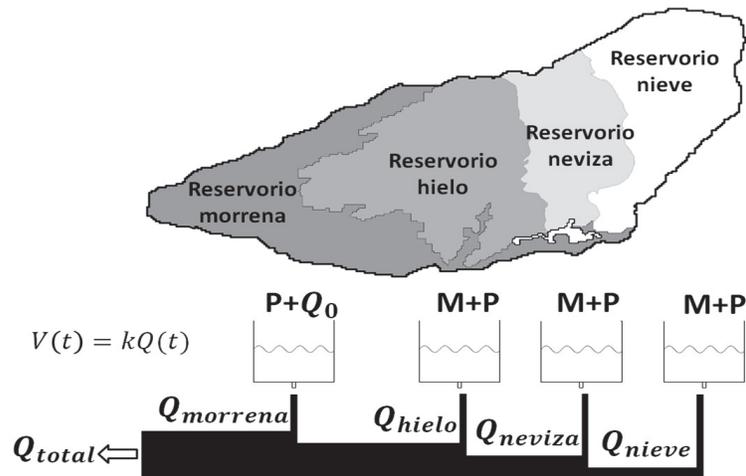


Figura 4.7: Esquema de reservorios lineales en serie aplicados en el glaciar 12 y morrena. El caudal producido Q es proporcional al volumen del reservorio V suministrado por la precipitación líquida P y la fusión M . El reservorio morrena esta conformado solamente por la precipitación líquida P y el caudal base $Q_0 = 0,01m^3s^{-1}$ según Menegoz (2004).

Se despreciaron los cambios de altura entre el reservorio neviza y reservorio nieve debido al corto período de simulación (aproximadamente 23 meses), por lo que se fijó a 5100 m el límite entre el reservorio hielo y neviza de acuerdo a la ELA reportada en 2012 (Sección 5.1.2) y 5300 m el límite entre el reservorio neviza y nieve debido a que el balance de masa fue positivo siempre desde esa altura entre el período 1995-2012 (Cáceres et al., 2009; Basantes-Serrano et al., 2016).

4.4.1. Calibración de las constantes de almacenamiento

Favier et al. (2008) mostró en el glaciar 15 α que la magnitud del caudal de fusión calculado en el pie glaciar es mucho mayor al que llega a la estación limnigráfica. Por tanto, las constantes de almacenamiento para cada reservorio fueron optimizadas siguiendo el máximo coeficiente de determinación (r^2) entre el caudal observado y simulado en vez del coeficiente de Nash-Sutcliffe utilizado generalmente (Krause et al., 2005; Ruíz, 2015).

Para maximizar r^2 se realizaron 10^5 simulaciones Montecarlo tomando un grupo de parámetros en cada iteración. El rango de variación se describe en la tabla 4.5. Hock and Noetzli (1997) indican que la descarga simulada resulta poco sensible a las constantes de almacenamiento sobre un rango grande de valores de k , por esta razón y el gran número de simulaciones no se hicieron pruebas de sensibilidad previas.

Parámetro	Rango de variación
k_{hielo}	[2 – 160]
k_{neviza}	[280 – 450]
k_{nieve}	[15 – 150]
$k_{morrena}$	[2 – 400]

Tabla 4.5: Rango de variación de las constantes de almacenamiento para cada reservorio, definidos de acuerdo a valores máximos y mínimos usados en modelos de reservorio lineal sobre cuencas glaciares (Cuffey and Paterson, 2010). El rango de $k_{morrena}$ fue definido de acuerdo al tiempo que tarda en llegar el agua desde el glaciar hasta la estación Crespos (1h30) y 15 días.

La tabla 4.6 resume las características de cada reservorio del glaciar incluyendo la morrena y se reportan las constantes de almacenamiento que maximizaron r^2 .

Reservorio	Altura (m)	Área (Km^2)	Ocupación (%)	k
Morrena	[4550-4730]	0,7242	30,58	361
Hielo	[4735-5150]	0,6871	29,01	9
Neviza	[5150-5300]	0,3679	15,53	449
Nieve	[5300-5700]	0,5891	24,87	142

Tabla 4.6: Distribución de altura, área, porcentaje de ocupación y constantes de almacenamiento de cada reservorio sobre la cuenca del glaciar 12.

Efecto de la constante de almacenamiento sobre el caudal

El factor $e^{-1/k}$ en el modelo de reservorio lineal indica que mientras menor sea la constante de almacenamiento, el flujo actual ($Q(t)$) es aproximadamente el mismo que la razón de entrada ($R(t)$) y el reservorio es dinámico; caso contrario el reservorio libera agua proporcionalmente al volumen sobrante y depende de la iteración anterior ($Q(t-1)$). El caudal simulado total sigue la tendencia de la razón de entrada (lluvia + fusión) ($r^2 = 0,6, n = 16440, p < 0,05$); sin embargo, es posible que la descarga total sea mayor al flujo de entrada. Esto provocaría que el volumen en el reservorio disminuya, por tanto el reservorio deberá volver a llenarse en la siguiente iteración y la descarga será menor a $R(t)$.

Por otro lado, aplicando el módulo de reservorio sin infiltraciones el caudal simulado total disminuyó 2% la cantidad de agua que ingresó. Éstas pérdidas se debieron a la retención de fluido en los reservorios durante cada iteración. Aplicando las infiltraciones de lluvia en la morrena y la retenciones de fusión en la zona neviza, las pérdidas fueron del 3% con respecto al flujo inicial. Esto evidencia que si las infiltraciones son pequeñas no afectan la variabilidad diaria del caudal simulado y no son importantes en el modelo de reservorio lineal.

4.5. Intento de aplicación de un modelo de dinámica simple

4.5.1. Dinámica glaciar

El hielo es un material visco-plástico⁸ que fluye por gravedad sobre la pendiente del lecho rocoso. De esta manera, el glaciar transmite el excedente de masa acumulado en la parte superior y sus variaciones hacia la parte inferior llegando hasta la parte terminal (frente glaciar). La transferencia de hielo y variaciones del frente por este efecto es notoria luego de varios años; el período depende de la pendiente media del glaciar, su espesor máximo y la temperatura existente al nivel del contacto entre el hielo y el lecho rocoso (Francou et al., 2013).

La dinámica glaciar trata sobre el flujo y la evolución de los glaciares de montaña, las capas de hielo, las corrientes de hielo y las plataformas de hielo. Esta rama de la glaciología permite conocer los factores que controlan el volumen y la topografía de la superficie de los glaciares, ¿cómo afecta la acumulación y ablación en el flujo de hielo?, ¿cómo afecta la temperatura del hielo y el lecho rocoso en el flujo de hielo? Cuestiones que pueden ser resueltas aplicando los métodos de la mecánica continua y que siguen los principios de conservación de masa, momento y energía. Además emplea información específica del glaciar que incluye las propiedades de deformación del hielo, la influencia hidrogeológica en el deslizamiento basal, la topografía, y el clima (Cuffey and Paterson, 2010).

⁸Capacidad de adquirir deformaciones permanentes sin llegar a romperse cuando es sometido a fuerzas externas.

4.5.2. Breve descripción del modelo simple de dinámica

El modelo glaciológico aplicado por Mourre (2012); Maisincho (2015) contiene un modelo de dinámica elaborado por Harper and Humphrey (2003) (referido como GDMH3) para simular la transferencia por gravedad de hielo/nieve pendiente abajo del glaciar. El modelo no distingue entre hielo o nieve por lo que, asume la masa glaciar como un material homogéneo. El flujo glaciar está restringido por la topografía del sitio y depende de la distribución de balance de masa previamente obtenida.

Para aplicar el modelo GDMH3 primeramente se transforman los puntos del MDE (inicialmente en forma rectangular) mediante cálculos geométricos e interpolación en la altura hasta tener una malla hexagonal. Esta conversión permite aprovechar la cantidad de glaciar de todos los nodos, ya que cada punto de cálculo se encuentra ubicado en el centro de sus 6 nodos vecinos (Figura 4.8). El movimiento del glaciar se realiza hacia el nodo adyacente más bajo en términos de altitud, tal que el balance de masa se redistribuye bajo los siguientes modos:

1. El glaciar se mueve por avalancha (desprendimiento de una capa de nieve) si la pendiente de la superficie supera el ángulo umbral (30°).
2. Si la cantidad de hielo acumulado en un área excede una tensión de fricción plástica basal máxima (tomada 1 bar) la masa de hielo se desliza o deforma.

La distribución del balance de masa glaciar en ambos modos considera la conservación de masa sobre cada celda y el flujo glaciar es controlado mediante células autómatas conectadas con las celdas vecinas. Es decir, su tamaño y ubicación evolucionan de manera discreta (Humphrey, 2005).

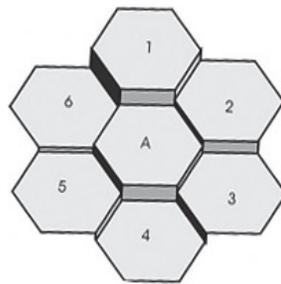


Figura 4.8: Ejemplo de mallado hexagonal, la variación de masa en el nodo A depende de su pendiente y de la masa de hielo/nieve en los 6 nodos vecinos. Figura tomada de (Humphrey, 2005).

4.5.3. Problemas de aplicación

El modelo GDMH3 presenta problemas de formulación en las fronteras cuando es aplicado en una lengua glaciar aislada, por lo que es necesario aplicar el modelo sobre todo el casquete para cerrar el sistema y evitar pérdidas de masa en los bordes. Por otro lado, la estabilidad

y el significado físico de las parametrizaciones no son claros; por lo que, su validación resulta complicada debido a la falta de mediciones in situ (Mourre, 2012). A pesar de esto, el módulo fue probado en el glaciar 15 α entre 2005 y 2008 para estimar la altitud de la línea de equilibrio y el frente glaciar. Las simulaciones pudieron reproducir la altura del frente glaciar y la ELA con una precisión de 25 metros (Maisincho, 2015). Lastimosamente, el glaciar 12 no dispone de este tipo de mediciones para validar la simulación.

A pesar de estos inconvenientes, el modelo GDMH3 fue aplicado sobre todo el casquete glaciar con el balance de masa calculado en el período ensamble y los parámetros usados por Mourre (2012). Los resultados (Anexo D) indicaron que la altura del frente glaciar (4744 m) y la línea de equilibrio (5040 m) variaron menos de 20 metros respecto a las modelizadas sin este módulo. Lo que indica que las variaciones geométricas aplicando este módulo fueron despreciables respecto a la altura en cada franja de cálculo del balance de masa (\approx 35 metros).

Debido a que el modelo GDMH3 no es confiable por a la falta de mediciones que permitan entender sus parametrizaciones, ni su aplicación ofrece mejoras notables respecto al modelo glaciológico; no se tomará en cuenta este módulo para acoplarlo en el modelo hidroglaciológico presentado en esta sección, ni para analizar la variación del balance de masa en los resultados. Tampoco se aplicará otro modelo de dinámica en este proyecto porque las variaciones de balance de masa y su efecto sobre el caudal pueden ser despreciados debido al corto período de simulación (23 meses). De hecho, muchos estudios muestran que las variaciones de balance de masa y caudal empiezan a ser evidentes en períodos de simulación mayores a 4 años; donde es indispensable aplicar modelos de dinámica glaciar (Huss et al., 2012; Jost et al., 2012; Naz et al., 2014).

4.6. Simulación típica con el modelo hidroglaciológico

El flujograma de la figura 4.9 muestra la estructura del modelo hidroglaciológico y el procedimiento típico para estimar los caudales de fusión. La precipitación líquida y la fusión requeridas en el modelo de reservorio (módulo 4) resultan de calcular el BES y aplicar el modelo de fusión (módulo 2) iterativamente sobre todo el glaciar (módulo 3) en el modelo glaciológico.

4.6.1. Diferencias del modelo hidroglaciológico y los modelos aplicados en el glaciar 15 α

Aunque los glaciares 12 y 15 α se ubican sobre el lado occidental del volcán Antisana, su orientación y topografía influyen para que la precipitación en la zona de ablación de ambos glaciares sea diferente. Debido a que se propone un nuevo factor de corrección en la precipitación (Sección 4.2.2), y es la primera vez que se discrimina la fase de precipitación usando rangos de temperatura (Sección 4.2.3), los parámetros de albedo fueron recalibrados para el

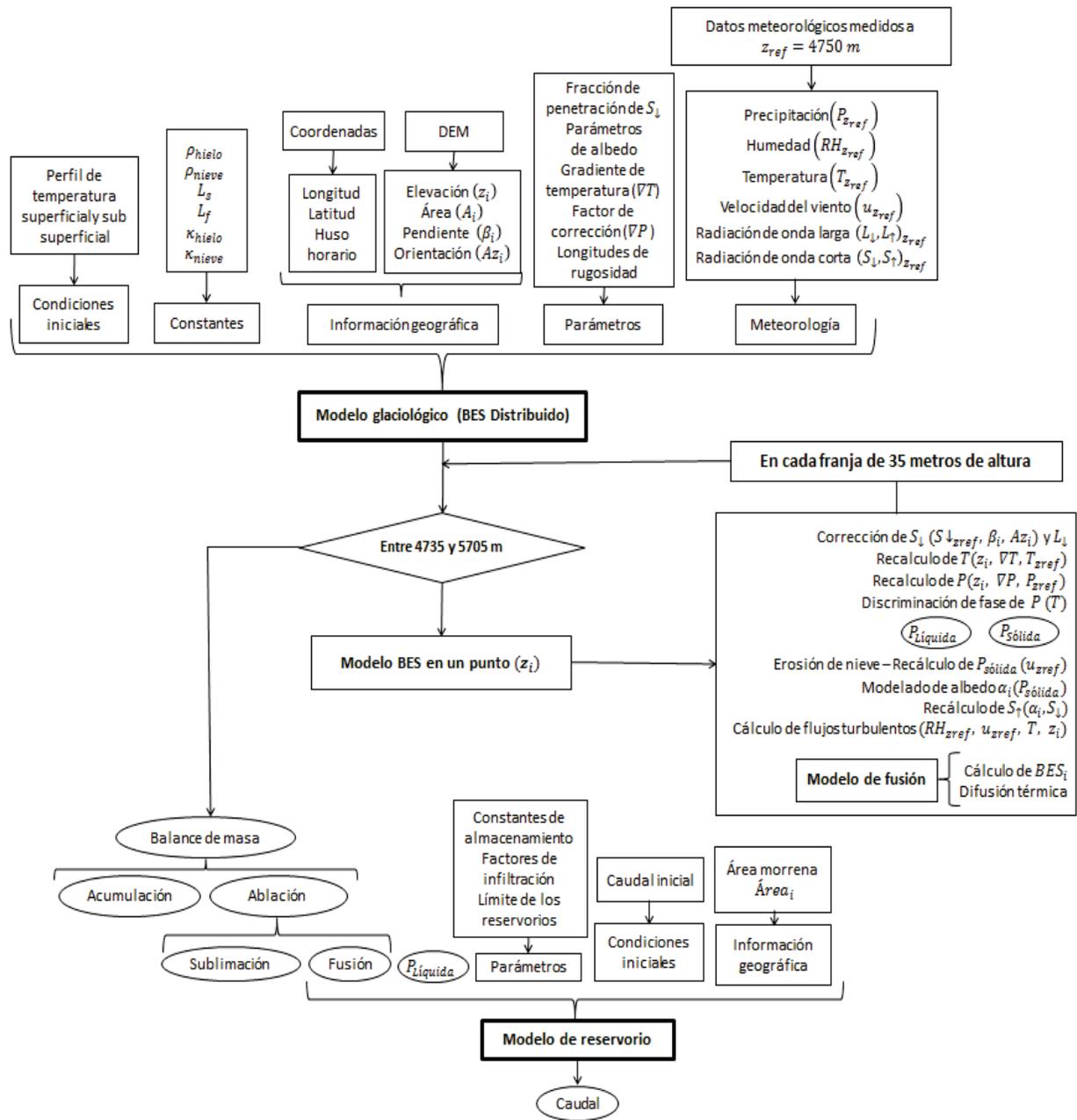


Figura 4.9: Flujograma de una simulación con el modelo hidrogliaciológico.

sitio (Sección 4.2.5). Así mismo, es la primera vez que se incluye el arrastre de nieve por efecto del viento entre los 4730 y 4750 m (Sección 4.2.4) y permitirá corregir el balance de masa en la zona de ablación (Sección 5.1.1). Todos estos cambios provocaron que cada lengua glaciar tenga su propia parametrización, la tabla 4.7 resume las diferencias entre el modelo de Maisincho (2015) y el hidrogliaciológico.

Componente del modelo	(Maisincho, 2015)	Hidroglaciológico
Parámetros de albedo Gradiente de temperatura Factor de corrección de precipitación Discriminación de fase de precipitación Arrastre de nieve por efecto del viento Modelación distribuida Modelo de dinámica Modelo de escorrentía	Calibrados a 4900 m $-0,85^{\circ}C(100m)^{-1}$ Constante (1.6) para toda altura Uso de temperatura umbral ($1^{\circ}C$) No Por franjas de altura de 50 metros Modelo de Harper and Humphrey (2003) No	Análisis de sensibilidad y calibración a 4750 m. $-0,84^{\circ}C(100m)^{-1}$ Lineal hasta 5200 m y constante (2.4) sobre esta altura Aplicación de rangos de temperatura Aplicado entre 4735 y 4750 m Por franjas de altura de 35 metros No Modelo de reservorio

Tabla 4.7: Resumen de diferencias entre el modelo aplicado por Maisincho (2015) en el glaciar 15 α , y el modelo hidroglaciológico adaptado para el glaciar 12.

Capítulo 5

Resultados y discusión

Los resultados obtenidos aplicando el modelo hidroglaciológico son presentados en dos partes: la primera corresponde a la validación multicriterio del modelo hidroglaciológico. Mientras que en la segunda parte se analizan y discuten: el balance de masa, los flujos de energía y la producción de caudales durante el período ‘ensamble’. El balance de masa y el caudal simulados para el año hidrológico 2012 serán contrastados con los reportados en otros glaciares tropicales, esto permitirá identificar los componentes del balance de energía que predominan sobre el Antisana y validar algunas hipótesis asociadas a la fusión glaciaria y sobre la producción de caudal.

5.1. Validación del modelo

Se aplicó una validación multicriterio para evaluar la calibración de los parámetros y el funcionamiento del modelo de fusión y de reservorio que consistirá en:

- Validación del modelo glaciológico en un punto mediante balizas de ablación.
- Validación del modelo glaciológico en modo distribuido usando balances de masa interpolados sobre todo el glaciar.
- Validación del modelo hidroglaciológico comparando los caudales simulados con los observados en la estación limnigráfica ‘Crespos’.

De esta manera se pueden aprovechar todas las mediciones realizadas en la cuenca glaciaria, y se puede evaluar de forma integrada los principales factores y procesos que generan el caudal de fusión.

5.1.1. Validación en modo puntual

Una vez que se calibraron los parámetros en el modelo, se compararon los balances de masa medidos mediante las balizas de ablación y simulados. Las comparaciones se realizaron en 3 ‘micro’ períodos (MP) (Tabla 5.1) que fueron definidos a partir de series de balances de

masa continuas. Esto permitió evaluar el desempeño del modelo glaciológico para varios sitios en la zona de ablación y períodos específicos.

Período	días	Altura (m)	Pendiente (°)	Acimut (°)
MP1: 30/08/2011-29/11/2011	92	4750	15	235
		4782	21	241
		4797	26	243
MP2: 03/02/2012-01/02/2012	28	4750	15	235
		4766	20	238
		4782	21	241
MP3: 17/01/2013-02/05/2013	106	4735	15	232
		4766	20	238
		4797	26	243

Tabla 5.1: ‘Micro’ períodos de simulación (MP) para validar la ablación modelada. Para cada rango de altura se obtuvo la pendiente y acimut a partir del MDE.

La figura 5.1, muestra la ablación simulada acumulada en cada ‘micro’ período (columnas) en cada rango de altura (filas). Luego de aplicar el factor de corrección y la discriminación de fase detalladas en la sección 4.2, la precipitación sólida aumentó con la altura y junto con la disminución de la temperatura provocaron que la ablación disminuya con la altura. Este resultado fue más notable en el MP1 (Tabla 5.2), donde la precipitación sólida y ablación a 4797 m fueron 1.2 y 0.7 veces sus respectivos valores a 4750 m.

Altura (m)	P_{total} (mm)	$P_{\text{sólida}}$ (mm)	$\frac{P_{\text{sólida}}}{P_{\text{total}}}$	T (°C)	Ablación _{acumulada} (mm we)
4750	243	126	0.52	0.92	1766
4782	249	140	0.56	0.68	1486
4797	253	147	0.58	0.55	1280

Tabla 5.2: Variación de precipitación acumulada (P), temperatura del aire (T) y ablación acumulada en función de la altura durante el ‘micro’ período 1 (MP1). La precipitación fue calculada para una superficie horizontal.

Así mismo, al aplicar 1°C como temperatura umbral en vez de rangos de temperatura para separar la fase de precipitación provocó que la ablación sea sobre estimada 261 mm en promedio durante los 3 micro períodos. La sobre estimación ocurrió porque usando esta temperatura umbral la precipitación sólida fue subestimada en eventos de baja intensidad ($< 0,5 \text{ mm h}^{-1}$), lo que provocó que el albedo en la zona de ablación se mantenga con valores bajos ($< 0,3$) y en consecuencia la radiación de onda corta y la energía para la fusión aumentaron. La subestimación de la precipitación sólida y su efecto en la energía disponible es despreciable en períodos cortos de simulación y de baja precipitación como en el MP2. Sin embargo, en períodos mayores a 100 días (como el MP3 a 4766 m) la precipitación sólida usando los rangos de temperatura fue 128 mm y usando 1°C como temperatura umbral fue 46 mm. Esta diferencia en la precipitación sólida acumulada provocó que la ablación usando la temperatura umbral sea sobre estimada 936 mm que corresponden al 30 % de la ablación acumulada medida.

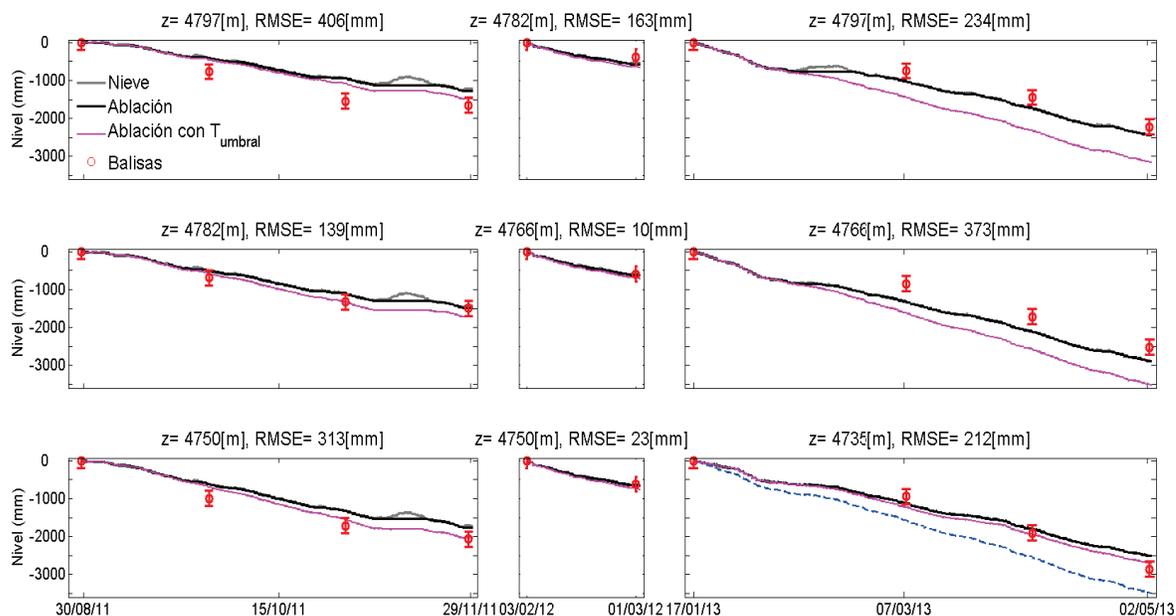


Figura 5.1: Evolución mensual de la ablación simulada acumulada (línea negra) y medida (círculos rojos) para los ‘micro’ períodos (columnas) y cada altura (filas). La línea gris representa la cantidad de nieve discriminada usando el factor de corrección y rangos de temperatura (Sección 4.2). La línea violeta indica la ablación simulada usando $1^{\circ}C$ como umbral para la fase de precipitación. Adicionalmente en el ‘micro’ período 2013 en $z = 4735$ m se presenta la ablación simulada sin aplicar el modelo de erosión (línea discontinua azul). La incertidumbre para la ablación medida (barras rojas) es ± 150 mm según Francou and Pouyand (2004).

Por otro lado, durante el *MP3* a 4735 m el modelo de erosión transportó 13 mm de nieve adicional que corresponde al 12 % en la precipitación sólida de ese sitio. Esta cantidad adicional incrementó los valores de albedo y permitió corregir los 641 mm de ablación sobre estimados sin esta mejora en el modelo glaciológico. Por tanto, esta corrección disminuyó 22 % de la ablación medida acumulada (2514 mm) a esa altura y compensó el bajo factor de corrección de precipitación (1.2) aplicado en la parte terminal.

Tomando en cuenta estos aspectos, el modelo glaciológico mejoró la ablación simulada tal que el RMSE medio fue 208 ± 141 mm ($n=21$) equivalente al 13 % del promedio de la ablación acumulada medida (1602 mm). La zona entre 4735 y 4780 m presentó los mejores resultados ya que el el RMSE medio fue 176 ± 136 mm ($n=15$).

Es necesario indicar que debido a las intermitencias en las mediciones de ablación y de caudal en la estación ‘Crespos’, no fue posible establecer un período de validación común. Los micro períodos sólo sirven para validar el modelo glaciológico en modo puntual, y no son escenarios para validar las series de caudal aguas abajo. Las series de caudal simuladas serán validadas en otro período (Sección 5.1.3).

5.1.2. Validación del modo distribuido

Después de probar el modelo glaciológico de manera puntual y validarlo con las balizas de ablación, a continuación se aplicó el modo distribuido (módulo 3 del modelo hidroglaciológico) para 2012 y se compararon los balances de masa específicos sobre diferentes franjas de altura (Tabla 5.3). El modelo subestimó 77 mm we la ablación específica hasta los 5100 m, posiblemente porque los flujos turbulentos fueron subestimados aproximadamente 20 % debido a la aproximación aerodinámica másiva empleada (Favier, 2004). Mientras que, entre los 5200 y 5600 m de altura la acumulación simulada fue subestimada 92 mm we en comparación con la indicada por Basantes (2015); lo que indica que posiblemente es necesario aumentar la precipitación en esa zona. De manera general, el modelo subestimó 6 % de la ablación en el balance específico y 17 % en la acumulación que generó un $RMSE = 128\text{ mm}$ en el perfil de balance de masa simulado; esta diferencia correspondió al 19 % del balance específico interpolado (Figura 5.2).

Rango (m)	Sublimación ^a (mm we d ⁻¹)	Fusión ^a (mm we d ⁻¹)	BM _{esp_{sim}} ^b (mm we a ⁻¹)	BM _{esp_{int}} ^c (mm we a ⁻¹)	Diferencia (%)
[4735 – 5100]	1.22	13.31	-1175	-1252	+6
[5100 – 5600]	0.9	0.56	465	557	-17
[5600 – 5705]	0.8	0.12	77	53	+45
[4735 – 5705]	1	5.6	-634	-682	+7

Tabla 5.3: Promedios diarios de la fusión y sublimación simulada^a, y comparación entre el balance de masa específico simulado e interpolado.

^a La fusión fue promediada para todo el año, mientras que la sublimación fue calculada en el período junio-agosto que presenta los valores más altos.

^b Balance de masa específico simulado.

^c Balance de masa específico interpolado mediante mediciones glaciológicas y geodésicas (Basantes, 2015).

Discriminar la precipitación de manera distinta a la aplicada por Maisincho (2015) y aplicar el modelo de erosión en la parte terminal del glaciar justifican un factor lineal para corregir la precipitación en la zona de ablación. Además los valores de fusión y sublimación (Tabla 5.3) son semejantes a los encontrados en otros glaciares tropicales a altitudes similares (Wagnon et al., 2003; Sicart et al., 2011). Por lo que, el factor 2.4 aplicado a partir de 5100 m se introdujo como una alternativa simple para aumentar la precipitación en la parte alta y compensar la acumulación simulada. Ésta diferencia en el balance de masa posiblemente se relaciona a los procesos de acumulación.

Dada la complejidad de los procesos físicos que influyen en la redistribución de la precipitación en alta montaña¹ y ausencia de mediciones en la zona de acumulación² no se ha podido conocer con precisión la cantidad de precipitación sobre los 5100 m de altura sobre el Anti-

¹Procesos como la convección local, erosión de la superficie por el viento y efectos orográficos en el transporte de humedad (Roe, 2005).

²Debido al riesgo y dificultad que conlleva realizar estudios a esa altura.

sana (Basantes-Serrano et al., 2016) como en otros glaciares tropicales (Sicart et al., 2007). Sin embargo, estudios sobre balance de masa (glaciológico e hidrológico) realizados en otras latitudes argumentan que en zonas montañosas que presentan precipitaciones intensas; esta variable es subestimada entre 3 a 5 veces la medida en zonas bajas (Immerzeel et al., 2015).

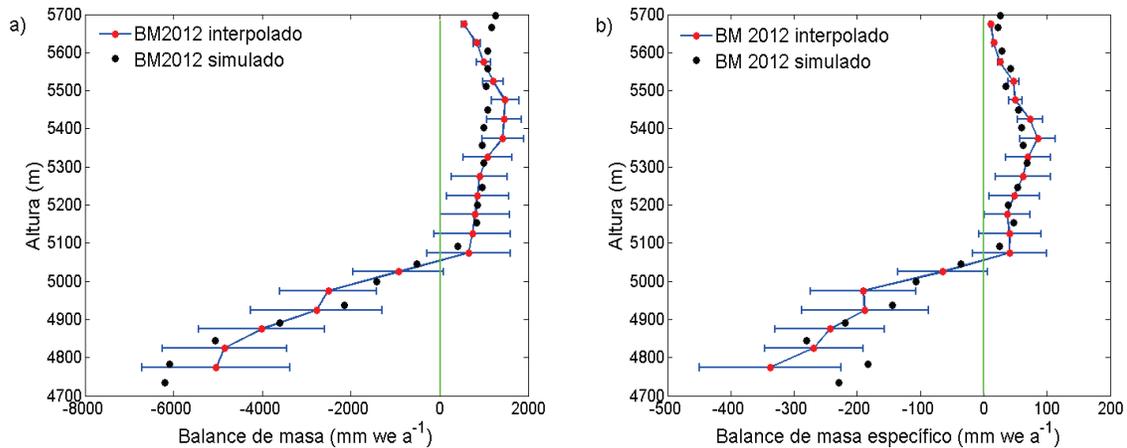


Figura 5.2: *a)* Balance de masa interpolado a partir de mediciones glaciológicas (puntos rojos) y simulado (puntos negros) en 2012 aplicando el BESD, las barras azules indican la desviación estándar calculada entre 2005 y 2012 (8 años). *b)* Balance de masa específico, que resulta de ponderar el balance de masa de acuerdo al área glaciar en cada franja. La zona con mayor pérdida de masa se ubicó entre 4800 y 4900 m y la de mayor ganancia entre los 5300 y 5400 m de altura. La diferencia de los balances específicos bajo los 4850 m se debe a que el modelo glaciológico fue aplicado desde una altura menor a las mediciones disponibles, por tanto se creó una banda adicional en el balance simulado y consecuentemente la áreas en esas franjas fueron más pequeñas.

Por tanto, el factor de corrección en la parte alta debería ser ligeramente mayor a 2.4 para que la diferencia en el balance de masa se compense, pues la validación en un punto y los valores de ablación en la parte baja indican que el factor de corrección aplicado en la zona de ablación funciona bien. Como ejercicio se aplicó un factor de corrección 2.7 sobre los 5100 m de altura y se encontró que el modelo sobre estimó 27 mm we, esta diferencia correspondió al 5 % de la acumulación específica. Mientras que, la fusión media diaria disminuyó apenas 0,1 mm we equivalente a una disminución del 18 % de la fusión en esa zona y 2 % de la fusión total promedio.

5.1.3. Validación del caudal simulado

Dado que la zona de ablación aportó con 95 % de la fusión en 2012, se aplicó el módulo de reservorio para calcular el caudal total en ese año. La descarga media simulada a escala diaria fue $0,12 m^3 s^{-1}$ (mínimo= $0,012 m^3 s^{-1}$, máximo= $0,42 m^3 s^{-1}$), lo que representa aproximadamente 3,7 veces la descarga observada en la estación limnográfica ‘Los Crespos’ (Figura 5.3). La sobre estimación del caudal observado indica que las simulaciones muestran la descarga ‘potencial’ del glaciar 12; pues debido a infiltraciones que ocurren durante el tránsito de la

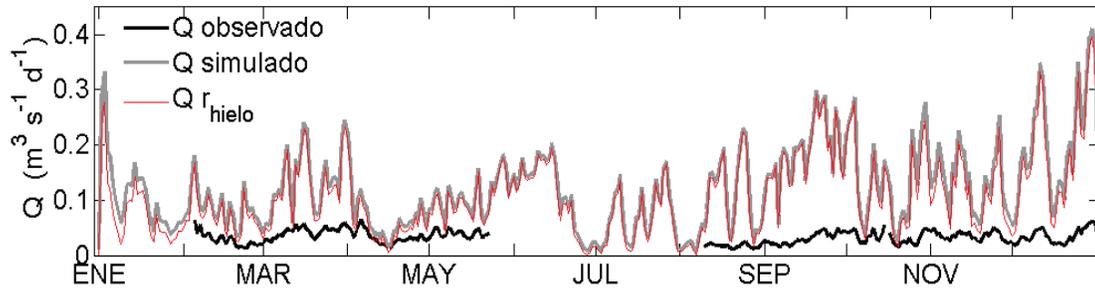


Figura 5.3: Caudal diario simulado (línea gris) y observado (línea negra) en 2012, además se incluye el caudal de la zona de ablación que es representado por el reservorio hielo (línea roja).

fusión es complicado conocer la descarga disponible o ‘efectiva’ que es la que mide la estación ‘Los Crespos’ (Villacís, 2008).

La diferencia de magnitud entre la descarga simulada y observada ya fue evidenciada por Favier et al. (2008) en la cuenca del glaciar 15a³ cuando comparó los balances hidrológico y glaciológico; pues en ese sitio una considerable proporción del caudal de fusión no llegaba a la estación hidrológica debido a infiltraciones en la parte terminal del glaciar. En consecuencia, el cual simulado debe ser analizado con precaución por las siguientes razones:

- El balance de masa es superficial; por tanto, el modelo BESD no toma en cuenta las pérdidas de fusión por recongelamiento en el glaciar.
- Se asume que el glaciar no contiene grietas, fracturas o molinos que permitan que la fusión se infiltre (Cuffey and Paterson, 2010).
- El modelo de reservorio en la morrena asume únicamente un coeficiente de infiltración sobre la lluvia (Sicart et al., 2011). Sin embargo, es necesario implementar un modelo en la morrena que describa la porosidad del material y tome en cuenta la alta permeabilidad estimada en esta zona ($K \approx 1,8 \cdot 10^{-4} m s^{-1}$ según Bigo (2013)).

A pesar de esta limitación, cuyo problema esta fuera los objetivos de este proyecto; la simulación alcanzó a representar la variabilidad horaria ($r^2 = 0,63$, $p < 0.05$, $n=6420$) y diaria ($r^2 = 0,56$, $p < 0.01$, $n=255$) del caudal observado debido a la calibración de las constantes de almacenamiento. Por consiguiente, el modelo hidroglaciológico es capaz de relacionar la meteorología del sitio con las variaciones del caudal observado a través de los flujos de energía a escala diaria y horaria.

³Glaciar de $0,7Km^2$ ubicado al noroeste del volcán Antisana, que pertenece a una cuenca de $1,37Km^2$ y con hipsometría [4850 – 5705] m.

5.1.4. Observaciones finales sobre la validación multicriterio

El modelo de fusión fue adaptado para el glaciar 12 cambiando la discriminación de fase de precipitación e incluyendo el modelo de erosión en la parte terminal. Estos cambios mejoraron el cálculo de balance de energía en la zona de ablación, y representan una mejora respecto de los modelos planteados para glaciares tropicales. Pues es la primera vez que se toman estos aspectos para el recálculo de la precipitación y modelación del albedo cuando no existe precipitación, a pesar de no tener mediciones que validen su aplicación.

Aunque estas mejoras funcionan eficientemente en la zona de ablación, aún existen dificultades para modelar el balance de masa en modo distribuido. Las cuales se relacionan al cálculo de los flujos turbulentos en la parte baja (entre 4735 y 5100 m), e incertidumbres en la cantidad de precipitación en la parte alta (sobre los 5200 m); las cuales provocaron ligera subestimación en la ablación específica (7 %) y subestimación en la acumulación (17 %). Ventajosamente cuando se ensayó incrementar la precipitación sobre los 5200 m, el aporte de esa zona a la fusión total (2060 mm en 2012) disminuyó solamente 2 %. En consecuencia, la zona de ablación aportó con el 95 % de la fusión, lo que garantizó aplicar el modelo de reservorio para simular la descarga. El caudal simulado sobreestimó 2,7 veces el observado ya que el modelo no tomó en cuenta las pérdidas por infiltración en la morrena ni el glaciar. A pesar de esto, la buena correlación horaria ($r^2 = 0,63$) y diaria ($r^2 = 0,56$) indica que la aplicación del modelo hidroglaciológico permite relacionar la meteorología del sitio con la variabilidad que presentan los caudales.

Las validaciones secuenciales sobre un sitio y de manera distribuida permitieron verificar y controlar el funcionamiento del modelo a diferentes escalas temporales y espaciales. Dado que la cantidad de fusión está acotada por la ablación total, si el modelo simula correctamente este proceso tanto en la zona de ablación y sobre todo el glaciar; se puede confiar en los resultados para aproximar el caudal potencial. Pues si se utiliza solamente el albedo como variable de control para simular el caudal, sistemáticamente se introducen errores en la estimación de la magnitud (Villacís, 2008). Debido a que en ese caso, los parámetros del modelo son forzados a responder únicamente a un flujo de energía (radiación de onda corta); sin embargo la fusión y los caudales generados responden a la energía suministrada por todos los componentes.

5.2. Modelación hidro glaciológica en el período ‘ensamble’

En esta sección se realizarán algunas comparaciones entre diferentes glaciares. Por esta razón el glaciar 12 ó Crespos será referido como *GA-12* y el glaciar 15 α como *GA-15*.

Se aplicó el modelo hidroglaciológico entre el 02/07/2011 y 16/05/2013 correspondientes al ‘período ensamble’ para conocer las variaciones de los flujos de energía y su influencia sobre la ablación y caudal resultante. En la zona de ablación ([4735 – 5100] m), el aporte de los flujos energéticos a la energía disponible fueron: $S = 52\%$ $L = 24\%$ $H = 15\%$ $LE = 8\%$, tanto en este período como en 2012. Esto permitió evidenciar que a nivel diario ($n = 686$ y $p < 0,05$ en las correlaciones):

- El albedo modelado a 4750 m mejoró con respecto al período de calibración ($KGE = 0,71$, $r^2 = 0,65$, $n=686$, $p < 0,01$).
- La radiación de onda corta fue la principal fuente de energía disponible para la fusión ($r^2 = 0,87$) y fue modulada por el albedo ($r^2 = -0,69$)⁴. Esto confirma la importancia de la nieve fresca para reflejar la radiación incidente y disminuir energía disponible en la superficie para producir fusión (Favier et al., 2004a).
- Se confirmó la baja correlación de la temperatura del aire con la energía disponible ($r^2 = 0,28$) y la fusión diaria ($r^2 = 0,25$); con lo que, esta variable esta relacionada con el balance de masa y energía a través del flujo de calor sensible, la humedad específica, el gradiente de temperatura y la fase de precipitación (Francou et al., 2004; Sicart et al., 2008).
- La sublimación estuvo relacionada con la velocidad del viento ($r^2 = 0,52$) y la humedad específica ($r^2 = -0,63$)⁵ mediante los flujos turbulentos.

5.2.1. Balance de masa específico

Característica	Período 2012 (366 días)	Período ensamble (686 días)
Balance de masa específico	-0.63 m w.e.	-0.69 m w.e.
ELA	5096 m	5025 m
AAR	0.67	0.76
MB bajo la ELA	-1.2 m w.e.	-2 m w.e.
MB encima la ELA	0.52 m w.e.	1.32 m w.e.
dMB/dz bajo la ELA	-2.13 m w.e. (100m) ⁻¹	-5.6 m w.e. (100m) ⁻¹
dMB/dz encima de la ELA	0.09 m w.e. (100m) ⁻¹	0.23 m w.e. (100m) ⁻¹

Tabla 5.4: Resumen de las características del balance de masa glaciar simulados en los períodos de análisis. ELA significa altura de la línea de equilibrio, AAR es la razón área acumulación y MB es el balance de masa.

⁴El símbolo negativo indica que la energía disponible es anti correlacionada con el albedo de la superficie.

⁵El símbolo negativo indica que la sublimación y la humedad específica estan anticorrelacionados.

El balance de masa específico simulado en 2012 fue subestimado ligeramente respecto al balance de masa glaciológico interpolado por Basantes (2015) para el GA-12 (-0.68 m w.e.), y es similar al balance promedio entre 1995 y 2012 (-0,64 m w.e.) del GA-15 (Basantes-Serrano et al., 2016). Esto prueba que ambos glaciares mantienen la misma tendencia de balance a pesar de mantener diferencias topográficas y de orientación. Esto hace posible que se pueda aproximar el balance del GA-12 a partir del correspondiente al GA-15 y viceversa en períodos mayores a un año.

Por otro lado, las características del balance de masa (Tabla 5.4) del GA-12 fueron comparadas con las reportadas por Gurgiser et al. (2013) para el glaciar Shallap (GSh)⁶ durante el año hidrológico 2007. Aunque la ablación en GSh fue ligeramente mayor (balance de masa bajo el ELA: -2,98 m w.e., dMB/dz bajo el ELA -2,96 m w.e. $(100m)^{-1}$) al calculado en el GA-12; el balance de masa específico (-0,32 m w.e.) fue menos negativo debido a que el área de acumulación fue mayor (AAR=0.7). Esto demuestra que no es suficiente comparar el balance de masa para conocer si un glaciar sufre mayor ablación que otro, sino que necesariamente se deben relacionar el balance de masa con sus características morfológicas para emitir un criterio.

Así mismo, el modelo glaciológico verifica que el balance de masa simulado en el GA-12 durante 2012 ($\approx -0,6$ m w.e. a^{-1}) y la razón de ablación (≈ 2 m w.e. $(100m)^{-1}$) mantiene la tendencia de ablación estimada en glaciares tropicales con altitud mayor a 5400 m (Rabatel et al., 2013). Por último, el período ensamble (686 días) casi duplicó el período de simulación de 2012 (366 días) por lo que acumuló mayor ablación. Lo que justifica porque el balance de masa bajo la ELA y su gradiente de balance de masa fueron mayores que en 2012.

5.2.2. Evolución de los flujos energéticos en función de la altura

Analizar la evolución de los flujos de energía permitió descomponer los componentes del balance de energía en función de la altura y clasificar las zonas con mayor fusión, sublimación y acumulación

En la zona de acumulación ([5200 – 5705] m); la presencia de nieve incremento el albedo y disminuyó la radiación de onda corta hasta $22,6 W m^{-2} d^{-1}$, es decir el 24 % del valor medido en la zona de ablación. Esta reducción en la radiación de onda corta no compensó la pérdida de energía por radiación emitida de onda larga (emisión térmica). Por lo que, la radiación neta disminuyó con la altura de $43 W m^{-2} d^{-1}$ a 4735 m hasta alcanzar su valor mínimo ($-20 W m^{-2} d^{-1}$) en la cumbre (Parte a de la figura 5.4).

El gradiente de temperatura disminuyó la diferencia entre la temperatura del aire y la su-

⁶Glaciar ubicado en la zona oeste de la cordillera Blanca en los Andes de Perú, área: 7,04 Km², hipsometría: [4700 – 5740] m.

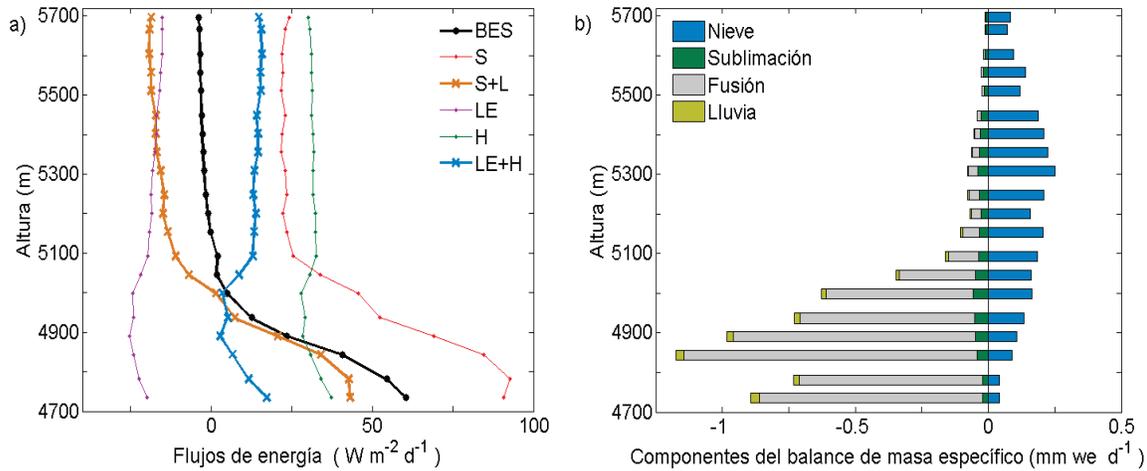


Figura 5.4: a) Evolución de los flujos diarios de energía en función de la altura. b) Componentes del balance de masa específico incluyendo la lluvia sobre el glaciar. Ambas figuras corresponden al año hidrológico 2012.

perficie glaciar, en consecuencia el flujo de calor sensible disminuyó de $37 W m^{-2} d^{-1}$ a 4735 m hasta $30 W m^{-2} d^{-1}$ en la cumbre. Manteniendo la humedad relativa y la velocidad del viento constante sobre todo el glaciar sumado al descenso de la temperatura en la parte alta provocaron que la diferencia entre la humedad específica del aire y cerca de la superficie en la zona de acumulación se mantenga casi constante. Esto no permitió que el flujo de calor latente aumente con la altura, y contrariamente disminuyó de $26 W m^{-2} d^{-1}$ en 4900 m a $15 W m^{-2} d^{-1}$ en la cumbre (5705 m).

	P (mm)	Fusión (mm we)	Sublimación (mm we)	B_n (mm we)	Q ($m^3 s^{-1}$)
2012 (366 días)	1424	2060	218	-630	1135
Ensamble (686 días)	2674	2587	374	-690	2042

Tabla 5.5: Precipitación y ablación acumulados sobre todo el glaciar según el modelo hidroglaciológico. B_n es el balance específico en mm we, y Q es el caudal total acumulado.

Estos factores hacen que la radiación de onda corta y el calor sensible predominen en la zona de ablación ($BES = 58 W m^{-2} d^{-1}$) tal que la razón de fusión fue $13,31 mm we d^{-1}$, mientras que los flujos turbulentos y la radiación neta se cancelan en la zona de acumulación y la energía disponible sea ligeramente negativa ($BES = -3,4 W m^{-2} d^{-1}$) y la fusión sea $0,2 mm we d^{-1}$.

Conocida la variación de la energía disponible se descompuso el balance hídrico (Parte b de la figura 5.4), de donde se pudo reconocer la zona de máxima fusión ($23,7 mm we d^{-1}$) a 4790 m que disminuyó hasta su mínimo en la cumbre ($0,2 mm we d^{-1}$); y la zona de mayor aporte a 4850 m con $20,4 mm we d^{-1}$. Así mismo, la sublimación máxima ($0,8 mm we d^{-1}$) ocurrió a 4890 m y disminuyó hasta tener su mínimo ($0,5 mm we d^{-1}$) en la parte más alta. Ponderando estos valores por su respectiva área; la zona con mayor ablación se ubicó a 4850

m mientras que la de mayor acumulación se ubicó a 5300 m.

A partir de esta información y de la precipitación en cada franja se pudo aproximar los gradientes de ablación ($-7,6 \text{ mm we d}^{-1}(100\text{m})^{-1}$) y acumulación ($0,25 \text{ mm we d}^{-1}(100\text{m})^{-1}$) desde la línea de equilibrio simulada (5096 m) que permitirán aproximar la pérdida o acumulación a cualquier altura del glaciar.

Finalmente, analizando el balance de masa (Tabla 5.5) y sus componentes se encontró que la zona entre 4730 y 5100 m recibió 85 % de la lluvia y 32 % de la nieve, aportó 95 % de la fusión y 53 % de la sublimación total. Así mismo, de los 1950 mm de fusión calculados en la zona de ablación: el 72 % correspondió a fusión superficial y el 28 % restante corresponde a la fusión equivalente luego de aplicar la difusión térmica en las capas subsuperficiales. Estos porcentajes ratifican la importancia de incluir la difusión de calor en las capas sub superficiales debido a la penetración de onda corta (Bintanja et al., 1997).

Balance de masa mensual

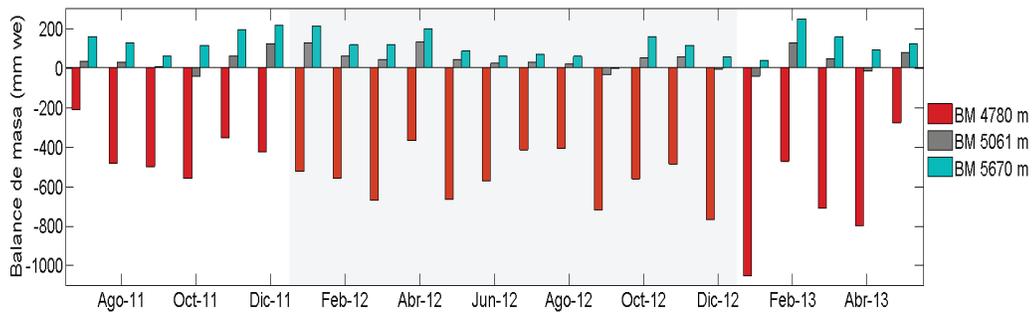


Figura 5.5: Balances de masa simulado mensual en el período ensamble. Las barras rojas representan la zona de ablación (4780 m), barras grises la zona cercana a la línea de equilibrio (5025 m) y las barras azules la zona de acumulación cerca a la cumbre (5690 m). La franja sombreada en gris resalta los meses correspondientes al año hidrológico 2012.

El balance de masa mensual del GA-12 simulado presenta valores similares a los reportados para el GA-15 (Francou et al., 2000, 2004; Favier et al., 2004a). A excepción de enero 2013, el cual presentó la mayor ablación ($\approx 1 \text{ m we}$ de ablación a 4780 m) entre los 23 meses de simulación (Figura 5.5). Este valor extremo se relacionó con las siguientes condiciones meteorológicas, mismas que favorecieron la fusión:

- Existió déficit de precipitación (26 mm we en enero 2013 respecto a los 54 mm we para el promedio de enero entre 2005 y 2013 registrados el P8) generalizado sobre la zona andina central y norte (Palacios et al., 2013).
- La temperatura sobre el glaciar y la morrena se elevó $\approx 0,5^\circ\text{C}$ respecto a la media mensual calculada entre 2005 y 2014. Este hecho pudo ser detectado en los termómetros pertenecientes a la red de monitoreo meteorológico del volcán Antisana (Anexo E).

Estas condiciones fueron detectadas en la región andina de Colombia (IDEAM, 2015; Real, 2013) y Ecuador (Palacios et al., 2013) y el noreste de Brazil (OMM, 2014). Este escenario fue similar en abril 2013, por tanto la alta ablación en estos 2 meses justifican que durante el período ensamble el balance de masa bajo la línea de equilibrio y su gradiente fueron 67% y 163% respectivamente más negativos que en 2012 (Tabla 5.4).

La figura 5.5 también muestra las simulaciones durante septiembre 2012 donde no existió acumulación en el glaciar debido a:

- La precipitación en ese mes (17 mm registrado por el P8) fue la mínima de todo el período ensamble, alcanzando un déficit del 56% con respecto a la media mensual calculada entre 2005 y 2013 (Anexo E).
- La alta velocidad del viento ($u = 6,8 \pm 2,7 \text{ m s}^{-1} \text{ d}^{-1}$) provocó valores altos de sublimación sobre todo el glaciar ($2,1 \text{ mm we d}^{-1}$ simulada a 4780 m).

En las siguientes secciones se realizan análisis más detallados sobre las variaciones meteorológicas y su influencia sobre el balance de energía y la razón de ablación ocurridas en septiembre 2012 y enero 2013.

5.2.3. Contribución de los reservorios al caudal simulado

Después de aplicar el modelo glaciológico en modo distribuido, la fusión resultante y la lluvia es integrada sobre todo el glaciar a través del modelo de reservorio para evaluar el caudal 'potencial'. Durante el período ensamble, el caudal simulado diario fue $0,124 \pm 0,064 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (mínimo= $0,016 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, máximo= $0,376 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$). La magnitud de este caudal estuvo relacionada con:

- Las características morfológicas del glaciar (tamaño, pendiente, orientación).
- La intensidad de interacciones entre la meteorología local y el glaciar cuantificadas a partir de los flujos de energía en el BES.

Las correlaciones con el caudal observado fueron: $r_{\text{diario}}^2 = 0,60$ ($n_{\text{diario}} = 430$, $p < 0,05$) y $r_{\text{horario}}^2 = 0,63$ ($n_{\text{horario}} = 11989$, $p < 0,05$). Es decir, la variabilidad del caudal fue mejor reproducida respecto al período de calibración (2012). Debido a que la fusión en todo el glaciar se incrementó a partir de enero 2013 (Figura 5.7), tanto el caudal simulado total como el del reservorio hielo en el período ensamble fue mayor a 2012. Así mismo, el aumento de la temperatura y la disminución en la precipitación (Sección 5.2.2) en 2013 provocaron que el aporte del reservorio neviza aumente respecto al aporte de 2012 (Tabla 5.6). El reservorio morrena mantuvo la proporción de aporte en ambos períodos; por lo que, su aporte acumulado fue mayor en el período ensamble que fue de mayor duración.

Período	Ensamble (n=686)			2012 (n=366)		
	Aporte acumulado (m^3)	Aporte diario (m^3)	%	Aporte acumulado (m^3)	Aporte diario (m^3)	%
Reservorio morrena	733056	1070	10	425000	1161	10
Reservorio hielo	5712348	8339	78	3409184	9315	84
Reservorio neviza	679234	992	9	164558	450	4
Reservorio nieve	228199	333	3	85701	234	2

Tabla 5.6: Aporte medio diario y acumulado de cada reservorio en el período ensamble y 2012.

Glaciar	Descarga acumulada (m^3)	Precipitación (mm)	Área de ablación (Km^2)
Crespos (GA-12)	4084443 en 2012	845 ^a a 4730m	0.91
Zongo (GZ)	4584000 ^b en 2000	821 ^c a 4750m	0.98 ^d

Tabla 5.7: Descarga acumulada, precipitación anual media y área de ablación media para el glaciar Crespos y Zongo.

^a Precipitación media anual entre 2005 y 2013.

^b Aproximada a partir de la descarga acumulada durante 241 días reportada por Sicart et al. (2011) y la descarga media diaria calculada por Ramallo (2013).

^c Precipitación media anual entre 1995 y 2010 reportada en Ramallo (2013).

^d Calculada a partir de la curva hipsométrica descrita en Sicart (2002).

5.2.4. Evidencia de infiltración del caudal de fusión

Primeramente se comparó la descarga acumulada observada al pie del glaciar Zongo (GZ)⁷ con la descarga simulada acumulada en el GA-12 durante el año hidrológico 2012 (Tabla 5.7). Los caudales provenientes de la fusión en ambos sitios mantuvieron descarga acumulada alrededor de $4 \cdot 10^6 m^3$. De hecho, la descarga acumulada en el GA-12 fue aproximadamente 10% menor que la del GZ debido a que el GA-12 recibió mayor precipitación y su área de ablación fue 7% menor que el GZ. La diferencia en el caudal acumulado podría ser mayor debido a que durante algunos meses de 2012 existió déficit de precipitación sobre el Antisana (Anexo E). Esto demuestra que la magnitud del caudal simulado guarda relación con la de otro glaciar tropical de altura mayor a 5400 m, y que la diferencia en la descarga acumulada posiblemente se relaciona con el área de ablación y la precipitación suministrada en cada sitio.

Por otro lado, se comparó el caudal simulado y la fusión del G-12 para 2012 y del G-15 en el período 1995-2005 (Tabla 5.8). El glaciar 12 es más grande y tiene mayor área de ablación que el glaciar 15, por lo que la fusión acumulada en el G-12 fue 0.6 veces mayor la del G-15. Además el área de drenaje en el glaciar 12 es 1.7 veces la del glaciar 15, y el caudal observado en la estación Los Crespos (G-12) fue 2.6 veces el observado en la estación Limni15⁸ (G-15). Si se multiplica este factor debido a la diferencia de caudales observados 2.6 por el factor⁹

⁷Glaciar tropical situado en el macizo del Huayna Potosí en la Cordillera Real de Bolivia, área: 2,4 Km^2 , hipsometría: [4900 – 6000] m.

⁸Estación limnigráfica ubicada al borde de la cuenca del glaciar 15 (4520 m) y que en su mayoría mide la descarga proveniente del glaciar 15 (Favier et al., 2008).

⁹Proporción entre el caudal simulado promedio con el observado promedio

Característica	Glaciar 12	Glaciar 15
Área de la cuenca (Km ²)	2.4 ^a	1.37
Área glaciar (Km ²)	1.64 ^a	0.73
Área de ablación (Km ²)	0.91 ^b	0.38 ^c
Balance de masa específico (mm we a ⁻¹)	-682 ^d	-627
Fusión (mm we)	2060	1285
Descarga observada (m ³ s ⁻¹)	0.045 ^e	0.017
Descarga simulada (m ³ s ⁻¹)	0.124	0.029
Q _{sim} /Q _{obs}	3.8 ^f	1.5

Tabla 5.8: Área glaciar, balance de masa específico, fusión acumulada y descarga de los glaciares 12 y 15 del volcán Antisana. Q_{sim}/Q_{obs} representa la razón entre la descarga simulada y observada. Para el glaciar 12 se calculó la razón mensual del período ensamble ($n=16$), mientras que en el glaciar 15 se calculó la razón anual entre 1997 y 2012. El balance de masa, la fusión y descarga del glaciar 15 fueron tomados de Favier et al. (2008) para el período 1995-2005, mientras que los del glaciar 12 fueron simulados durante el año hidrológico 2012.

^a Tomado de (Villacís, 2008).

^b Tomando la ELA a 5096 m para 2012.

^c Suponiendo que el 50 % del área glaciar estuvo sometida a condiciones de ablación.

^d Balance de masa específico interpolado a partir de mediciones glaciológicas y geodésicas según Basantes (2015).

^e Valor calculado en el período 2003-2015 (Sección 2.5.3). En 2012 la descarga promedio durante los 255 días de información fue $0.0335 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$.

^f El factor Q_{sim}/Q_{obs} fue 3.8 durante el período ensamble y 3.7 en 2012.

Q_{sim}/Q_{obs} del glaciar 15 se comprueba porque este factor fue 3.8 para el glaciar 12 durante el período ensamble.

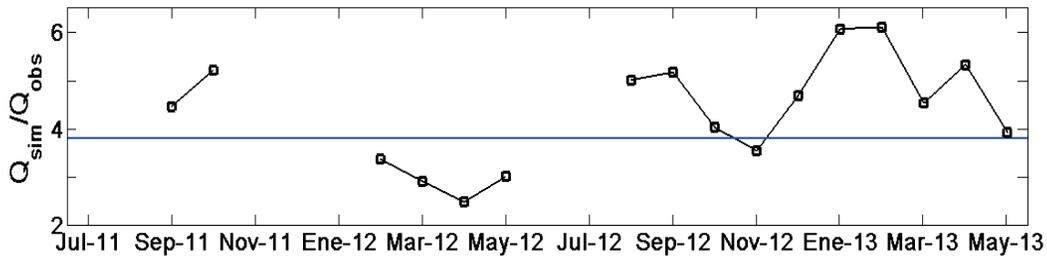
Estas comparaciones junto con lo expuesto en la Sección 5.1.3 evidencian que la descarga medida en la estación limnigráfica Los Crespos no refleja la verdadera razón de agua producida en el glaciar, ya que una parte considerable se pierde en el pie del glaciar tal como ocurre en el GA-15 (Favier et al., 2008).

Aunque la razón Q_{sim}/Q_{obs} fue 3,8 en promedio durante el período ensamble, este factor fue variable entre meses (Parte a en la figura 5.6) con un mínimo en abril de 2012 (2.7) que correspondió a un mes con baja fusión ($18,9 \text{ mmwe d}^{-1}$ a 4780 m) y 64 mm acumulada de nieve (4780 m). Y una máxima diferencia (6.1) en enero 2013, donde existió la máxima fusión (47 mmwe d^{-1} a 4780 m) y baja precipitación (33 mm a 4780 m). Lo que indicaría que la diferencia de magnitud entre el caudal potencial y el observado es proporcional a la cantidad de fusión mensual ($r^2 = 0,62, n = 16$).

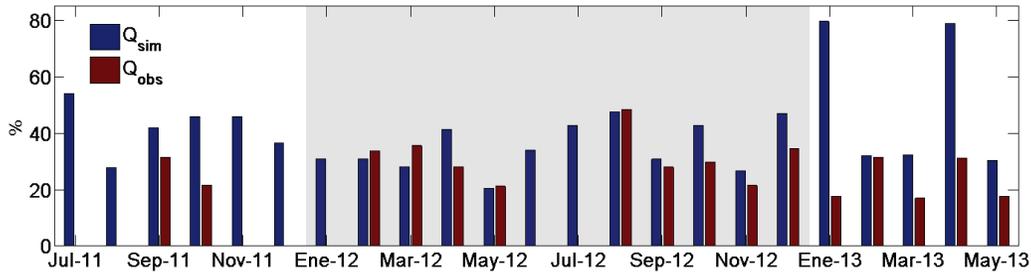
Sin embargo luego de examinar la variación relativa absoluta¹⁰ del caudal medido¹¹ y simu-

¹⁰Se calcula la variación relativa del valor considerado y el valor medio, y se toma su valor absoluto.

¹¹Se consideraron solamente meses con información completa mayor al 75 %.



(a) Proporción entre el caudal simulado y observado disponible en el período ensamble. La línea negra indica las variaciones mensuales y la línea azul indica el valor promedio en el período ensamble.



(b) Variación relativa absoluta del caudal observado y simulado respecto a sus promedios en el período ensamble.

Figura 5.6: Comparación entre el caudal simulado y observado mensual del glaciar 12 mediante a) factores de proporción y b) variación relativa respecto al promedio en el período ensamble. La franja gris resalta los valores para el año hidrológico 2012. Se consideraron solamente meses con información mayor al 75 % de datos disponibles.

lado (Parte b en la Figura 5.6), únicamente 7 meses mantuvieron una buena correlación ($r^2 = 0,81$, $n=16$). Mientras que en el resto de meses el modelo no pudo capturar esta tendencia. Esto señala que existen procesos en el tránsito del caudal (entre el pie glaciar y la estación limnigráfica) que el modelo de reservorio lineal no pudo representar; entre ellos la infiltración de agua en el pie glaciar (Favier et al., 2008) y la permeabilidad de la morrena, la cual posiblemente actúa como reservorio que requiere saturarse antes de presentar escorrentía efectiva.

Para explicar estas diferencias entre el caudal potencial y efectivo es necesario estudiar a detalle los procesos mencionados anteriormente. Entre los posibles métodos se podría aplicar análisis de concentración de iones disueltos para caracterizar la señal hidroquímica de los caudales provenientes de la zona glaciar (Villacís, 2008; Bigo, 2013) o análisis de conductividad mediante trazadores para detectar posibles zonas de infiltración y resurgimiento en la zona morrena (Cauvy-Fraunié et al., 2013; Minaya et al., 2016). Esta tarea se encuentra fuera de los objetivos de investigación por lo que en esta sección se ha justificado porque la magnitud del caudal simulado no concordó con la del observado, y además se conoció que la variación mensual del caudal simulado es diferente a la del observado en algunos meses.



Figura 5.7: Promedios mensuales diarios de: a) Densidad de flujos de energía calculados. b) Caudal simulado total (línea negra), caudal simulado en la zona de ablación (línea roja) y energía disponible BES (línea azul). c) Precipitación mensual acumulada. Los flujos de energía, la energía disponible y la precipitación fueron calculados a 4780 m, mientras que el caudal de la zona de ablación es el producido en el reservorio hielo ([4735 – 5150] m). La franja gris resalta los valores para el año hidrológico 2012.

5.2.5. Variaciones mensuales de los flujos de energía

Aplicar el BES a alta resolución temporal (30 minutos) para calcular la fusión resultante permitió verificar la relación entre la energía disponible en la zona de ablación y el ciclo de descarga ($r^2 = 0,71$, $n=23$, $p < 0,01$) cuando fueron promediados a nivel mensual. Las diferencias entre la descarga total (línea negra) y la del reservorio de hielo en la zona de ablación (línea roja) se debe a que la cantidad de lluvia fue mayor a la nieve en algunos meses, lo que produjo un incremento en la descarga del reservorio neviza (Figura 5.7).

La continua presencia de precipitación en todos los meses (Parte c de la figura 5.7) confirma la inexistencia de estacionalidad entre período seco y húmedo, a diferencia de los glaciares tropicales externos donde la precipitación presenta una estacionalidad marcada (Sicart et al., 2011). Debido a esto, la descarga y ablación simuladas serán relacionadas con sus condiciones meteorológicas únicamente en los meses de ablación extrema.

Extremos mensuales de fusión, sublimación y caudal

En esta sección se relacionan los flujos de energía estimados a 4780¹² m (Figura 5.7) y las componentes meteorológicas durante los meses con fusión, sublimación y descarga extrema en el período ensamble.

- La alta acumulación de nieve (73 mm) en julio 2011 provocaron que el albedo se mantuviera alto (0.85) y la radiación de onda corta disminuya hasta alcanzar su mínimo ($S_{\min} = 52 \text{ W m}^{-2} \text{ d}^{-1}$). Por otro lado, la baja nubosidad (0.49) y los fuertes vientos ($u = 6 \text{ m s}^{-1} \text{ d}^{-1}$) favorecieron la sublimación (0,9 mm we d^{-1}).

Estos factores provocaron que la **energía disponible disminuya al mínimo** ($BES = 22 \text{ W m}^{-2} \text{ d}^{-1}$), **consecuentemente la fusión en ese mes fue la mínima** (12 mm we d^{-1}).

La diferencia entre el caudal de la zona de ablación ($0,06 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) y el caudal total ($0,1 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) se debió a los 30 mm de lluvia sobre el glaciar. Los cuales provocaron que durante ese mes el aporte de la zona neviza ($0,02 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) se incremente 97 % respecto a su valor medio ($0,01 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$).

- En julio 2012 la velocidad del viento fue $u = 6,6 \text{ m s}^{-1} \text{ d}^{-1}$, la energía disponible fue $BES = 36 \text{ W m}^{-2} \text{ d}^{-1}$, la sublimación fue 1,4 mm we d^{-1} y la fusión fue 19 mm we d^{-1} . Estos valores fueron mayores que en julio 2011, sin embargo la lluvia y nieve ocurridas fueron 4 y 50 mm. Por tanto, **el caudal de la zona neviza fue solamente** $0,003 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ **y el caudal total se redujo hasta su mínimo** ($0,07 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$).
- En septiembre 2012 se registró la mínima precipitación (21 mm), por lo que: la nubosidad (0.37) y la radiación de onda larga incidente ($L_{\downarrow \min} = 256 \text{ W m}^{-2} \text{ d}^{-1}$) fueron mínimos. Así mismo, la velocidad del viento fue máxima en ese mes ($u = 6,8 \text{ m s}^{-1} \text{ d}^{-1}$) y provocó que los flujos turbulentos sean máximos ($H_{\max} = 67. \text{ W m}^{-2} \text{ d}^{-1}$, $LE_{\max} = 66 \text{ W m}^{-2} \text{ d}^{-1}$); en consecuencia **la sublimación (2,1 mm we d^{-1}) fue máxima**. Es decir que durante ese solo mes hubo 63 mm we de sublimación correspondientes al 27 % de la sublimación total en 2012 y 15 % del período ensamble. La fusión y caudal fueron 32 mm we y $0,15 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ respectivamente, y equivalen a 1.2 veces sus valores promedio. Este incremento se relacionó con los flujos turbulentos que fueron máximos, y junto a la radiación de onda corta ($S = 146 \text{ W m}^{-2} \text{ d}^{-1}$) provocaron que la energía disponible alcance $69 \text{ W m}^{-2} \text{ d}^{-1}$.
- Durante enero 2013 el flujo de calor sensible¹³ ($H = 51 \text{ W m}^{-2} \text{ d}^{-1}$) sumada a la alta radiación de onda corta ($S_{\max} = 151 \text{ W m}^{-2} \text{ d}^{-1}$) provocada por el bajo albedo (0.25) y apenas los 20 mm de nieve provocaron que la energía disponible sea máxima ($BES_{\max} = 121 \text{ W m}^{-2} \text{ d}^{-1}$). En consecuencia, durante ese mes ocurrió **la máxima fusión (47 mm we) y descarga diaria** ($0,22 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) equivalentes a 1.8 veces el valor

¹²Referida a la banda de altura donde se ubicó la estación meteorológica cuando se aplicó el modelo glaciológico distribuido.

¹³Relacionado al incremento en la temperatura del aire ($T = 1,8^\circ \text{C}$) y velocidad del viento ($u = 4 \text{ m s}^{-1}$) ocurrida en ese mes.

medio del período ensamble; y produjeron 1454 mm de fusión y $6,8m^3 s^{-1}$ de caudal acumulados correspondientes al 8 % de la fusión y descarga total.

En relación al ciclo de descarga (Sección 2.5.3), se justifica que el mes abril 2012 hubo una disminución del caudal debido a la alta precipitación ($p > 78$ mm mensual) que mantuvo el albedo con valores altos ($> 0,8$) y por tanto el glaciar permaneció protegido de la radiación de onda corta. Contrariamente, enero 2013 presentó alta descarga ($> 0,17 m^3 s^{-1}$) debido al bajo albedo (0,25) que aumentó la absorción de radiación de onda corta y fue causado por un déficit de precipitación ($p < 35$ mm mensual).

Por otro lado, en los meses de agosto 2011 y 2012 existió una disminución en la radiación de onda larga incidente del 10 % respecto al promedio mensual ($279 W m^{-2} d^{-1}$). Esto ocurrió debido a los fuertes vientos del este que se acentúan en ese mes y provocan una ligera disminución en la nubosidad. Mientras que, los meses abril y mayo (2012 y 2013) presentaron un incremento aproximado del 15 % con respecto al promedio mensual debido a la acumulación de nubes propias del régimen húmedo en la región sierra. Estas comparaciones no son tan evidentes para los otros meses debido a la precipitación continua¹⁴ sobre el sitio. La nubosidad sobre todo el período tampoco permitió relacionar los máximos de radiación incidente con el ciclo de radiación solar en la parte superior de la atmósfera (S_{TOA}).

Flujo	Media	Máx	Mín	Máx/Mín	Efecto
S ($W m^2 d^{-1}$)	96	161	52	3 1	Fusión con $S_{máx}$ fue 3.9 veces la de $S_{mín}$
H ($W m^2 d^{-1}$)	34	67	17	4 1	Fusión con $H_{máx}$ fue 1.7 veces la de $H_{mín}$
L ($W m^2 d^{-1}$)	-49	-79	-27	2 9	Fusión con $L_{máx}$ fue 1.3 veces la de $L_{mín}$
LE ($W m^2 d^{-1}$)	-19	-65	-2	35	Sublimación con $LE_{máx}$ fue 40 veces la de $LE_{mín}$
Nieve (mm)	41	73	16	4 6	Fusión con $Nieve_{máx}$ fue 0.4 la de $Nieve_{mín}$

Tabla 5.9: Comparación entre los flujos de energía mensuales y precipitación sólida (nieve) acumulada a 4780 m. La columna 'Máx/Mín' indica la proporción entre los valores máximos y mínimos, mientras que la columna 'Efecto' indica la variación de fusión y sublimación para los valores extremos en cada flujo, se incluye el efecto de la variación en la nieve (precipitación sólida).

Comparando los flujos de energía mensuales máximos y mínimos (Tabla 5.9), se puede notar que la proporción entre los valores mensuales máximo y mínimo (máx/mín) para la radiación de onda corta (S) y el calor latente (LE) son los únicos flujos que aproximan la proporción máx/mín de la fusión y sublimación respectivamente. Este resultado verifica la alta correlación entre la radiación de onda corta con la fusión y el calor latente con la sublimación descritas

¹⁴Meteorológicamente implica que la intensidad en la precipitación aumenta o disminuye gradualmente.

al comienzo de la sección 5.2. Por el contrario, la razón máx/mín en la radiación de onda larga y el flujo de calor sensible no pudieron aproximar la razón máx/mín de la fusión ni la sublimación respectivamente; lo que evidencia la jerarquía de los flujos de energía para producir ablación.

Máximos de fusión y sublimación mensual

Período	$Sum_{abs}(W m^2 d^{-1})$	S(%)	H(%)	L(%)	LE(%)
Julio 2011 (Mín fusión)	154	25	26	30	19
Septiembre 2012 (Máx sublimación)	245	24	28	26	22
Enero 2013 (Máx fusión)	172	32	25	31	12

Tabla 5.10: Contribución absoluta de los flujos de energía en los meses de fusión extrema y máxima sublimación durante el período ensamble. Los valores mostrados corresponden a los valores promedios sobre todo el glaciar usando el área específica

Una vez reconocidos a julio 2011, septiembre 2012 y enero 2013 como los meses de mínima fusión, máxima sublimación y máxima fusión respectivamente; se compararon los porcentajes de aporte de los flujos de energía sobre todo el glaciar 12 (Tabla 5.10) con los reportados por Sicart et al. (2011) en el GZ durante los meses de temporada seca y húmeda. A continuación se indican las principales diferencias entre ambos sitios:

- Durante el mes de menor fusión (julio), en el GA-12 el aporte de la radiación ($S + L$) fue 51 % que es ligeramente mayor al aporte de los flujos turbulentos ($LE + H$) a la energía absoluta; a diferencia del GZ donde la radiación es 80 % de la energía absoluta. La radiación de onda larga aporta con el 30 % de la energía absoluta en el GA-12, mientras que en el GZ aporta más del 50 % y es el principal flujo de energía.
- Para el mes de mayor fusión (enero), el aporte de la radiación de onda corta y larga en el GA-12 fueron aproximadamente el mismo (31 %); mientras que los aportes en el GZ fueron 65 % y 15 % respectivamente.
- Aunque el aporte del calor latente (aproximadamente 15 %) fue el mismo en enero y julio para ambos glaciares. Los aportes del calor sensible en el GA-12 fueron del 25 %; a diferencia del GZ donde sólo aportaron con el 5 % y 3 % durante esos meses.

Estas diferencias indican que el flujo de calor sensible mantuvo siempre la misma proporción ($\approx 25\%$) durante los 3 meses de comparación en el GA-12, debido que la velocidad del viento en el GA-12 es mayor que en el GZ; y por tanto, este flujo no puede considerarse despreciable en ninguna temporada. El incremento de la velocidad del viento en el Antisana se debe a la circulación de los vientos del este que se acentúan entre junio y septiembre¹⁵, por lo que los flujos turbulentos en el GA-12 son mayores que en el GZ.

¹⁵La velocidad media entre junio y septiembre fue $6,4 m s^{-1}$ a diferencia del promedio anual en 2012 ($4,1 m s^{-1}$), esto debido a las altas velocidades instantáneas registradas en ese período ($15,5 m s^{-1}$).

En el GA-12 la radiación de onda larga mantiene ligeras variaciones en el aporte a la energía absoluta, característica relacionada con el flujo continuo de humedad proveniente de la Amazonía y la continua precipitación sobre el sitio. A diferencia del GZ donde este flujo muestra marcada estacionalidad.

La finalidad de este ejercicio fue comparar los aportes radiativos y turbulentos entre los glaciares tropicales internos (GA-12) y externos (GZ) para establecer la importancia de los flujos de energía según su aporte a la energía absoluta. Es claro que debido a la alta velocidad en el GA-12 el flujo de calor sensible no es despreciable y el flujo de calor latente es mayor que en el GZ. Finalmente, la radiación de onda larga en el GA-12 mantiene ligeras variaciones ($< 5\%$) en su aporte a la energía absoluta; a diferencia del GZ donde este flujo muestra variaciones mayores entre la época seca y húmeda.

Relación entre los meses con fusión extrema y las anomalías de temperatura sobre el océano Pacífico

Detección → Efecto	Anomalía SST 3.4 ($^{\circ}C$)	MEI
abril 2011 → julio 2011 (Mín fusión)	-0.76	-1.39
junio 2011 → septiembre 2012 (Máx sublimación)	0.31	0.87
octubre 2012 → enero 2013 (Máx fusión)	0.29	0.10

Tabla 5.11: Anomalías de temperatura^a sobre el océano Pacífico (Índice 3.4) para los meses de extrema fusión y sublimación. Las flechas indican que el calentamiento/enfriamiento del océano se detectan 3 meses antes de producir efecto sobre la zona del Antisana según Francou et al. (2004).

^a Valores de SST y MEI tomados de <http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/indices/sstoi.indices> y <https://www.esrl.noaa.gov/psd/enso/mei/#Home> respectivamente.

Una vez conocidos los meses con fusión y sublimación extrema, se relacionaron sus respectivas condiciones meteorológicas con las anomalías de temperatura sobre el océano Pacífico; las cuales a su vez se relacionan con el fenómeno oscilación del sur 'El Niño' (ENSO por sus siglas en inglés)¹⁶. De esta manera se intenta asociar los procesos de circulación (que serán caracterizados con anomalía de temperatura del océano Pacífico) y su efecto sobre la meteorología del glaciar 12, la cual es detectada en la zona del Antisana 3 meses después de la anomalía (Francou et al., 2004, 2013).

Las anomalías de temperatura superficial del océano Pacífico (SST por sus siglas en inglés)¹⁷ y el índice multivariante ENSO (MEI por sus siglas en inglés)¹⁸ para la región de Ecuador (índice 3.4 entre $5^{\circ}N - 5^{\circ}S$ y $120^{\circ} - 170^{\circ}O$) muestran que:

¹⁶El Niño / Oscilación del Sur (ENSO) es el fenómeno más importante sobre la atmósfera oceánica que controla la variabilidad climática global en escalas de tiempo interanuales (Rasmussen and Carpenter, 1982).

¹⁷Índice obtenido con la temperatura superficial del océano debido a la estrecha relación entre esta variable y el desarrollo del ENSO (Bjerknes, 1969).

¹⁸Método usado para caracterizar la intensidad del ENSO, el cual combina análisis de múltiples componentes oceanográficos y meteorológicos. Más información en <https://www.esrl.noaa.gov/psd/enso/mei/#Home>

- La temperatura del océano disminuyó en abril 2011 (relacionada a la fase fría de La Niña), lo que pudo haber ocasionado el incremento de la precipitación en julio 2011 y explicaría las condiciones frías con alta pluviosidad que redujeron la energía disponible y provocaron el mínimo de fusión durante ese mes.
- Existió un incremento de SST y MEI (relacionada a la fase cálida de El Niño) durante junio 2012 que posiblemente disminuyó la precipitación en septiembre 2012 (Tabla 5.11). También en ese mes se registró alta velocidad del viento y provocó que los flujos turbulentos alcancen su máximo valor; estas condiciones ocasionaron que la ablación (sublimación + fusión) sea mayor a la acumulación y se tenga balance de masa negativo sobre todo el glaciar (Sección 5.2.2).
- Existió un incremento de SST en octubre 2012 que provocó una disminución en la precipitación durante enero 2013 y junto al incremento en la temperatura del aire (Palacios et al., 2013; OMM, 2014) generaron las condiciones necesarias para que la energía disponible sea máxima y por tanto la fusión y ablación sean máximas.

Debido al corto período de análisis en el período ensamble (23 meses), las correlaciones de la precipitación y el balance de masa con la anomalía SST y el índice MEI no muestran una tendencia clara ($r^2 < 0,3$). Por tal motivo, estos índices sólo fueron relacionados para los meses de ablación extrema julio 2011, septiembre 2012 y enero 2013. Sin embargo, este método ha sido utilizado en períodos de tiempo mayores a 5 años para correlacionar las precipitaciones sobre la región (Villacis et al., 2003) y el balance de masa en el glaciar 15 α (Francou et al., 2004).

5.2.6. Rangos de descarga mensual

Los resultados de la simulación en el período ensamble fueron promediados a escala mensual, y luego clasificados a partir del intervalo de descarga ($[0,07 - 0,22] m^3 s^{-1}$) en 3 rangos (alto, medio y bajo). Los flujos de energía, ablación y precipitación mostrados para cada rango de descarga (Tabla 5.12) fueron promediados a partir de los valores mensuales. Evidentemente, la descarga fue mayor cuando la precipitación disminuyó ó la radiación de onda larga aumentó, pues estos factores incrementaron la energía disponible. La fusión y descarga no se relacionaron proporcionalmente con los flujos turbulentos debido a que éstos dependen de la velocidad del viento, temperatura y humedad de manera no lineal.

De acuerdo a la clasificación propuesta, 14 meses entre julio 2011 y mayo 2013 presentaron baja descarga. La mayoría de estos meses tuvieron alta velocidad de viento (junio-julio-agosto) o alta precipitación (marzo-abril-mayo). Además hubieron 7 meses con descarga media; entre ellos septiembre 2011, octubre 2011, septiembre 2012 y octubre 2012. Finalmente, enero 2013 y abril 2013 tuvieron alta descarga como consecuencia de alta temperatura y baja precipitación (Anexo E).

CAUDAL BAJO $(m^3 s^{-1})$: [0.07-0.12]	BES ($Wm^{-2}d^{-1}$): 50±17	L: -48±12
		LE: -22±17
		S: 87±18
		H: 34±14
	Precipitación (mm we): 81.2±32.2	Lluvia: 35±22
		Nieve: 47±15
Ablación (mm we d ⁻¹): 23.2±5	Fusión: 22.5±5.2	
	Sublimación: 0.7±0.5	
CAUDAL MEDIO $(m^3 s^{-1})$: [0.13-0.17]	BES ($Wm^{-2}d^{-1}$): 68±14	L: -50±15
		LE: -15±23
		S: 103±25
		H: 30±17
	Precipitación (mm we): 77.3±41.6	Lluvia: 44±32
		Nieve: 33±14
Ablación (mm we d ⁻¹): 28.4±4.7	Fusión: 27.9±4.4	
	Sublimación: 0.5±0.7	
CAUDAL ALTO $(m^3 s^{-1})$: [0.17-0.22]	BES ($Wm^{-2}d^{-1}$): 107±19	L: -63±16
		LE: -15±4
		S: 140±30
		H: 44±9
	Precipitación (mm we): 46.5±19.7	Lluvia: 20±9
		Nieve: 27±11
Ablación (mm we d ⁻¹): 40.7±6.1	Fusión: 41.1±6.2	
	Sublimación: 0.4±0.1	

Tabla 5.12: Rangos de descarga mensual ($m^3 s^{-1}$) en la cuenca del glaciar 12 y sus correspondientes: flujos de energía ($Wm^{-2}d^{-1}$), ablación (mm we d⁻¹) y precipitación acumulada (mm we). Los valores fueron calculados a partir de los resultados mensuales a 4780 m.

5.2.7. Eventos diarios específicos

Una vez reconocidas las causas que provocaron los valores extremos de ablación y descarga a nivel mensual, se escogieron 4 eventos específicos correspondientes a días con energía cercanos a 0 y días con máxima fusión y sublimación (Figura 5.9). En cada evento se contrastaron las condiciones meteorológicas, los flujos de energía y el caudal simulado con los valores promedios del período ensamble. Este ejercicio permitirá describir las condiciones meteorológicas que provocaron el máximo y mínimo de ablación diario.

Evento 1: 07/12/2011

En un día nublado y con alta precipitación (3.9 mm), la nieve fresca sobre la superficie glaciar aumentó el albedo (0.9) y provocó una disminución de la energía disponible para la fusión. La radiación de onda larga incidente (emisión térmica) de las nubes no compensó la pérdida por radiación de onda larga emitida (emisión térmica del glaciar) ($L = -10Wm^{-2}d^{-1}$) y la baja velocidad de viento ($1,4ms^{-1}$) disminuyó los flujos turbulentos. Estas condiciones generaron que la energía disponible sea nula, por tanto la fusión (3 mm we) y la sublimación (0,1 mm we) disminuyeron hasta aproximadamente 10% del promedio (Tabla 5.13). El caudal de la

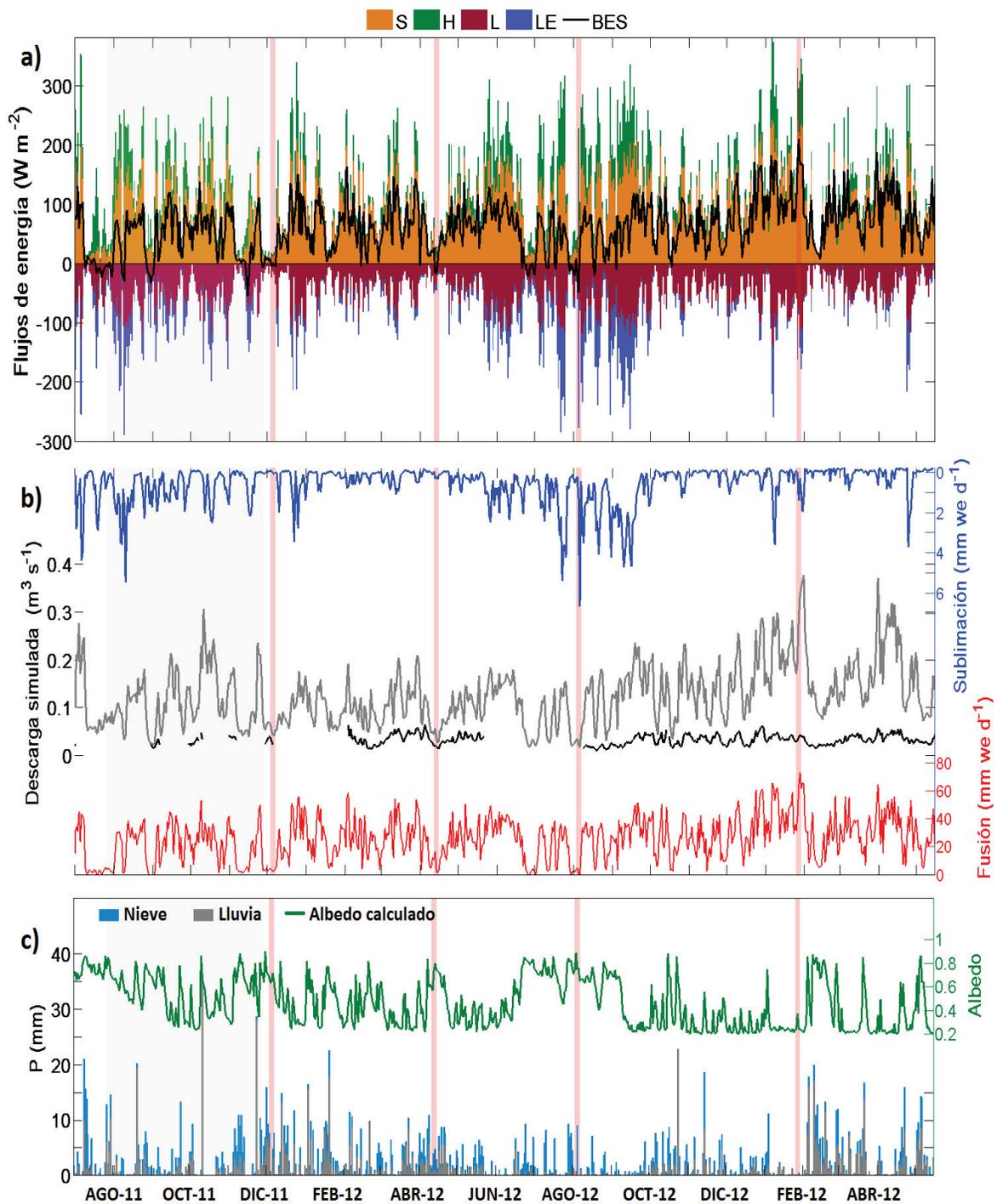


Figura 5.8: Valores diarios de: a) Flujos de energía calculados a 4780 m. b) Fusión (línea roja), sublimación (línea azul) a 4780 m, descarga simulada total (línea gris) y medida en la estación Crespos a 4520 m (línea negra). c) Albedo calculado ($S_{\uparrow}/S_{\downarrow}$) y precipitación acumulada, ambos calculados a 4750 m. El área sombreada gris representa el período de relleno de pluviometría (P_2); mientras que, las franjas verticales en rojo indican los eventos específicos seleccionados.

morrena ($0,013\text{ m}^3\text{ s}^{-1}$) aumentó debido a la presencia de lluvia, y el caudal total ($0,041\text{ m}^3\text{ s}^{-1}$) disminuyó porque el reservorio de hielo ($0,024\text{ m}^3\text{ s}^{-1}$) aportó únicamente el 25 % de su valor

	Período ensamble	07/12/2011	Comparación (%)
S ($Wm^{-2}d^{-1}$)	97	11	12
H ($Wm^{-2}d^{-1}$)	34	4	10
L ($Wm^{-2}d^{-1}$)	-50	-10	21
LE ($Wm^{-2}d^{-1}$)	-20	-4	18
BES ($Wm^{-2}d^{-1}$)	60	0.8	1
u (ms^{-1})	3.9	1.4	37
T ($^{\circ}C$)	1.2	0.6	53
q ($g Kg^{-1}$)	5.8	6.0	104
Nubosidad	0.6	1	173
Albedo	0.5	0.9	166
Sublimación (mm we)	0.6	0.1	18
Fusión (mm we)	26	3	13
Nieve (mm we)	1.4	3.9	283
Caudal total (m^3s^{-1})	0.124	0.041	33
Caudal morrena (m^3s^{-1})	0.012	0.013	103
Caudal hielo (m^3s^{-1})	0.097	0.024	25
Caudal neviza (m^3s^{-1})	0.011	0.015	127
Caudal nieve (m^3s^{-1})	0.004	0.002	54

Tabla 5.13: Flujos de energía calculados a 4780 m, meteorología medida a 4750 m y caudales simulados. La segunda columna muestra los valores promedio durante el período ensamble, la tercera muestra los promedios diarios correspondientes al 07/12/2011. La última columna muestra la comparación en porcentaje entre los valores del día específico con respecto al período ensamble.

promedio.

Evento 2: 15/04/2012

Las condiciones meteorológicas (Tabla 5.14) indican que el glaciar se mantuvo protegido porque el albedo aumentó a 0,8 debido a la precipitación sólida (nieve) registrada (2,6 mm) y la alta nubosidad que atenuaron la radiación de onda corta en la parte media de la troposfera (Sicart et al., 2005). Así mismo, existió una ligera disminución de la humedad específica ($5,7g Kg^{-1}$) y de la temperatura ($0,8^{\circ}C$); con lo que el flujo de calor latente anuló al flujo de calor sensible. Estas condiciones hicieron que la energía disponible ($-17Wm^2d^{-1}$) se reduzca; con lo que, la fusión (2 mm) y el caudal ($0,026m^3s^{-1}$) disminuyeron.

Evento 3: 06/08/2012

La velocidad del viento diaria más alta ($8,6 m s^{-1}$) provocó que la nubosidad (0.2) y la humedad específica ($1,8g Kg^{-1}$) disminuyan aproximadamente 70% respecto al valor promedio (Tabla 5.15). Como consecuencia, los flujos turbulentos fueron máximos (Figura 5.9) y la sublimación fue 6,7 mm que correspondió a 11 veces el valor promedio (0,6 mm we). Por otro lado, en ese día no hubo precipitación; sin embargo, el albedo (0.7) mantuvo un valor mayor al promedio (0.5) y disminuyó la radiación de onda corta en 60% respecto al valor prome-

	Período ensamble	15/04/2012	Comparación (%)
S ($Wm^{-2}d^{-1}$)	97	9	9
H ($Wm^{-2}d^{-1}$)	34	20	58
L ($Wm^{-2}d^{-1}$)	-50	-33	65
LE ($Wm^{-2}d^{-1}$)	-20	-13	64
BES ($Wm^{-2}d^{-1}$)	60	-17	-127
u (ms^{-1})	3.9	2.9	74
T ($^{\circ}C$)	1.2	0.8	63
q (gKg^{-1})	5.8	5.7	99
Nubosidad	0.6	1	177
Albedo	0.5	0.8	153
Sublimación (mm we)	0.6	0.4	64
Fusión (mm we)	26	2	7
Nieve (mm we)	1.4	2.6	194
Caudal total (m^3s^{-1})	0.124	0.026	21
Caudal morrena (m^3s^{-1})	0.012	0.013	101
Caudal hielo (m^3s^{-1})	0.097	0.011	11
Caudal neviza (m^3s^{-1})	0.011	0.006	56
Caudal nieve (m^3s^{-1})	0.004	0.0002	5

Tabla 5.14: Flujos de energía calculados a 4780 m, meteorología medida a 4750 m y caudales simulados. La segunda columna muestra los valores promedio durante el período ensamble, la tercera muestra los promedios diarios correspondientes al 15/04/2012. La última columna muestra la comparación en porcentaje entre los valores del día específico con respecto al período ensamble.

dio ($97Wm^{-2}d^{-1}$). Estas condiciones hicieron que el balance de energía sea el más negativo ($-49Wm^{-2}d^{-1}$) y la fusión sea mínima (0,2 mm we); por consiguiente el caudal disminuyó hasta $0,016m^3s^{-1}$ correspondientes al 10% del valor medio.

Evento 4: 28/01/2013

Durante este evento, las condiciones atmosféricas fueron inestables debido al incremento en la velocidad del viento ($5,7ms^{-1}$), la temperatura ($T = 2,9^{\circ}C$) y humedad del aire ($6,4gKg^{-1}$). Como consecuencia, el flujo de calor sensible ($74Wm^{-2}d^{-1}$) se duplicó respecto al valor promedio (Tabla 5.16). Así mismo, los bajos valores de nubosidad (0.2) y albedo (0.3) provocaron que la radiación de onda corta aumente 2.3 veces el valor promedio ($97Wm^{-2}d^{-1}$). Todas estas condiciones incrementaron la energía disponible ($209Wm^{-2}d^{-1}$) en 2.5 veces el valor promedio y favorecieron que la fusión (73 mm we) alcance su máximo (Figura 5.9). Por esta razón el caudal total ($0,333m^3s^{-1}$) y de la zona de ablación ($0,313m^3s^{-1}$) aumentaron 1.7 y 2.2 veces el valor promedio respectivamente.

En las simulaciones se aplicó el gradiente de temperatura promedio ($-0,84^{\circ}C(100m)^{-1}$), sin embargo durante el 28/01/2013 se detectó un gradiente diario de $-0,24^{\circ}C(100m)^{-1}$ (Figura 2.16). Esta diferencia durante un día cálido provocaría que la temperatura del aire sobre los 5400 m varíe aproximadamente $3,5^{\circ}C$, por lo que los flujos turbulentos en la parte alta serían

	Período ensamble	06/08/2012	Comparación (%)
S ($Wm^{-2}d^{-1}$)	97	41	42
H ($Wm^{-2}d^{-1}$)	34	186	549
L ($Wm^{-2}d^{-1}$)	-50	-57	114
LE ($Wm^{-2}d^{-1}$)	-20	-219	1092
BES ($Wm^{-2}d^{-1}$)	60	-49	-180
u (ms^{-1})	3.9	8.6	221
T ($^{\circ}C$)	1.2	0.9	73
q (gKg^{-1})	5.8	1.8	31
Nubosidad	0.6	0.2	39
Albedo	0.5	0.7	129
Sublimación (mm we)	0.6	6.7	1092
Fusión (mm we)	26	0.2	1
Nieve (mm we)	1.4	0	0
Caudal total (m^3s^{-1})	0.124	0.016	13
Caudal morrena (m^3s^{-1})	0.012	0.012	98
Caudal hielo (m^3s^{-1})	0.097	0.027	28
Caudal neviza (m^3s^{-1})	0.011	0.003	23
Caudal nieve (m^3s^{-1})	0.004	0.001	29

Tabla 5.15: Flujos de energía calculados a 4780 m, meteorología medida a 4750 m y caudales simulados. La segunda columna muestra los valores promedio durante el período ensamble, la tercera muestra los promedios diarios correspondientes al 06/08/2012. La última columna muestra la comparación en porcentaje entre los valores del día específico con respecto al período ensamble.

mayores y posiblemente existió una fusión adicional a la estimada con el gradiente constante.

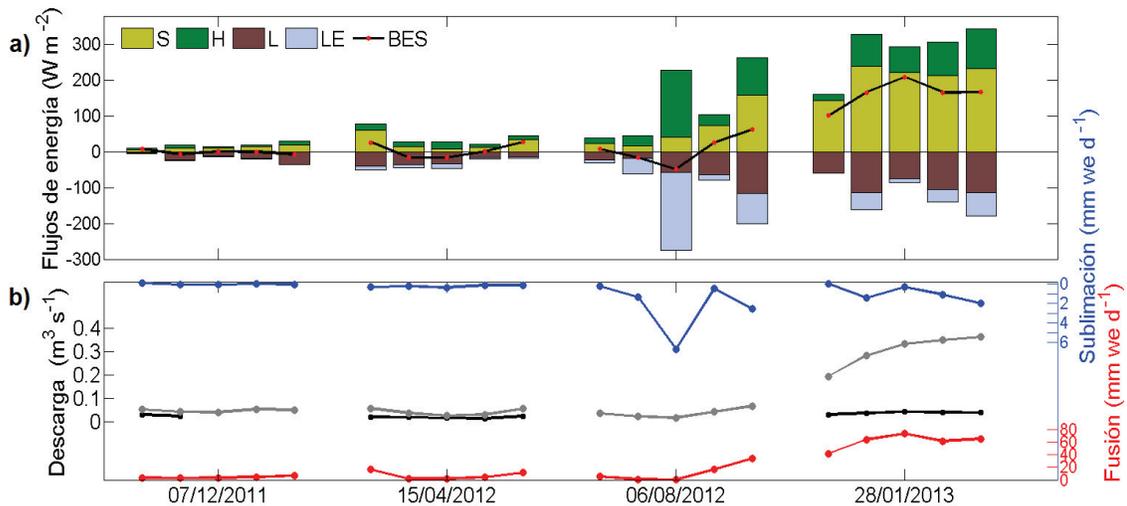


Figura 5.9: Días específicos de análisis. a) Densidad de flujos de energía calculados a 4780 m. b) Fusión (línea roja) y sublimación (línea azul) a 4780 m, descarga simulada total (línea gris) y medida en la estación Crespos (línea negra).

	Período ensamble	28/01/2013	Comparación (%)
S ($Wm^{-2}d^{-1}$)	97	221	229
H ($Wm^{-2}d^{-1}$)	34	74	217
L ($Wm^{-2}d^{-1}$)	-50	-74	148
LE ($Wm^{-2}d^{-1}$)	-20	-11	57
BES ($Wm^{-2}d^{-1}$)	60	209	346
u (ms^{-1})	3.9	5.7	146
T ($^{\circ}C$)	1.2	2.9	239
q (gKg^{-1})	5.8	6.4	111
Nubosidad	0.6	0.2	34
Albedo	0.5	0.3	60
Sublimación (mm we)	0.6	0.3	57
Fusión (mm we)	26	73	283
Nieve (mm we)	1.4	0.2	18
Caudal total (m^3s^{-1})	0.124	0.333	268
Caudal morrena (m^3s^{-1})	0.012	0.012	98
Caudal hielo (m^3s^{-1})	0.097	0.313	324
Caudal neviza (m^3s^{-1})	0.011	0.018	154
Caudal nieve (m^3s^{-1})	0.004	0.007	179

Tabla 5.16: Flujos de energía calculados a 4780 m, meteorología medida a 4750 m y caudales simulados. La segunda columna muestra los valores promedio durante el período ensamble, la tercera muestra los promedios diarios correspondientes al 28/01/2013. La última columna muestra la comparación en porcentaje entre los valores del día específico con respecto al período ensamble.

5.2.8. Ciclo diario de los meses con mayor sublimación y fusión

En esta sección se compararan los ciclos diarios¹⁹ de la meteorología medida a 4750 m, los flujos de energía, la ablación calculada a 4780 m y la descarga simulada correspondientes al mes con menor fusión (julio 2011), con mayor sublimación (septiembre 2012), máxima fusión (enero 2013) y el período ensamble. Los ciclos se muestran respecto a la hora local²⁰.

Ciclo de las variables meteorológicas y flujo de radiación

La fig 5.10 indica la evolución de las variables meteorológicas en el glaciar 12, las cuales fueron similares a las presentadas por Favier et al. (2004a) en el glaciar 15. El ciclo de temperatura indica una distribución casi simétrica alrededor de su valor instantáneo máximo entre las 12 y 15 horas, durante el mes de mayor fusión (enero 2013) existió una diferencia de aproximadamente $2^{\circ}C$ a esa hora respecto al máximo en el período ensamble. La humedad específica siguió un perfil similar a la temperatura ($r^2 = 0,88$, $n = 32880$, $p < 0,05$), y el máximo concuerda con la hora de la menor velocidad del viento (aproximadamente a las 16h).

¹⁹Los ciclos diarios caracterizan un sitio porque muestra la evolución horaria de los componentes atmosféricos.

²⁰GMT-5 Hora de Ecuador continental.

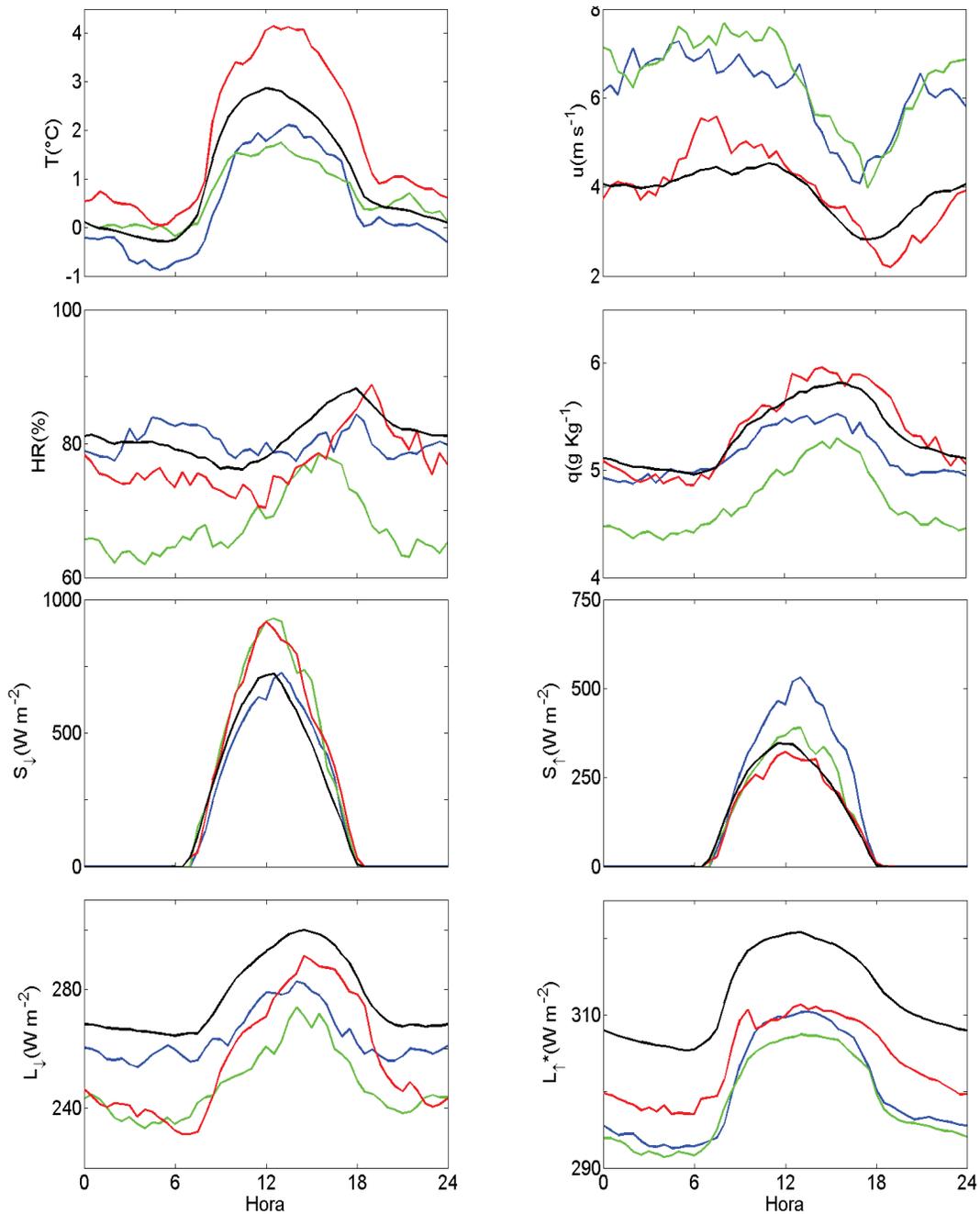


Figura 5.10: Ciclo diario de las variables meteorológicas medidas a 4750 m: Temperatura del aire (T), velocidad del viento (u), humedad relativa (HR), humedad específica (q), radiación de onda corta incidente (S_{\downarrow}) y reflejada (S_{\uparrow}), radiación de onda larga incidente (L_{\downarrow}) y emitida (L_{\uparrow}^*). Los colores indican los promedios durante el período ensamble (línea negra), julio 2011 (mes de menor fusión en línea azul), enero 2013 (mes de mayor fusión en línea roja) y septiembre 2012 (mes de mayor sublimación en línea verde).

Durante julio 2011 (línea azul) y septiembre 2012 (línea verde) la velocidad del viento fue en promedio $2 m s^{-1}$ mayor a la registrada en el período ensamble, y generó mayor turbulencia atmosférica ocasionando mayor sublimación (Figura 5.12) y en consecuencia la temperatura disminuyó aproximadamente $0,5^{\circ}C$ respecto al promedio ($1,2^{\circ}C$). En enero 2013 la veloci-

dad del viento ($u = 4,2 \text{ m s}^{-1}$) se mantuvo similar al período ensamble y su temperatura ($T = 2,1^\circ\text{C}$) fue mayor a la media. lo que indicaría que durante los meses fríos existe una relación inversa entre la velocidad del viento y la temperatura del aire, relación que no es evidente durante meses cálidos. Por otro lado, es interesante notar que durante enero 2013 (mes más cálido) la velocidad del viento alcanzó su mínimo más tarde que en los otros períodos. Esto se debió a que recién a las 19h, la diferencia de presión disminuyó cuando la temperatura y humedad relativa empezaron a disminuir y estabilizarse en la noche.

El ciclo de radiación (Figura 5.10) verifica que durante enero 2013 la radiación incidente de onda corta fue máxima (917 W m^2) debido a la baja nubosidad y bajo albedo (Sección 5.2.5) especialmente entre las 12 y 13h. Por el contrario, julio 2011 tuvo su mínimo (623 W m^2) a las 12h debido a la nubosidad que atenúo la radiación de onda corta. Así mismo durante ese mes, la radiación de onda corta reflejada (520 W m^2 a las 13h) disminuyó porque posiblemente la nieve precipitó a partir de esa hora y el albedo creció rápidamente.

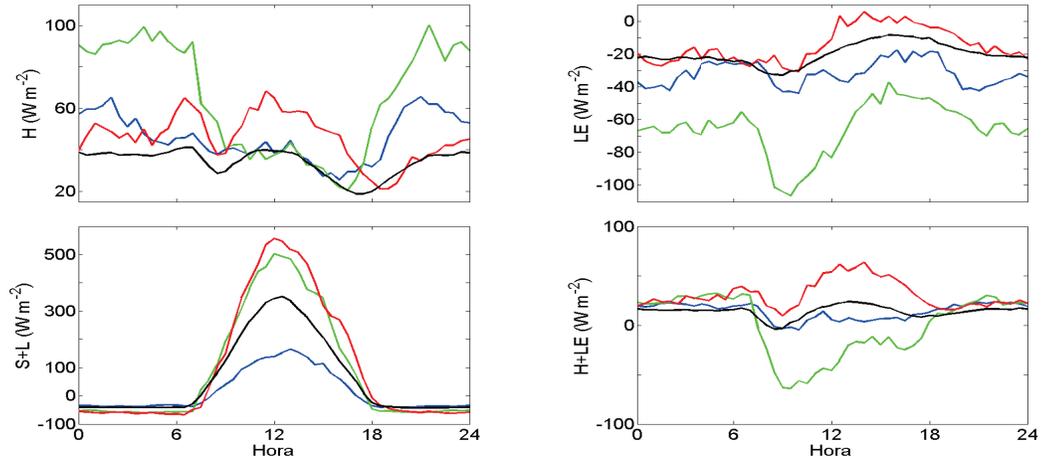
La radiación incidente de onda larga presentó su mínimo valor ($264,4 \text{ W m}^2$) a las 6h, porque la atmósfera se encuentra despejada y la temperatura del aire alcanzó su mínimo ($-0,25^\circ\text{C}$). Este flujo se incrementó gradualmente hasta alcanzar el máximo ($299,9 \text{ W m}^2$) a las 14h debido al incremento de la temperatura del aire y al ascenso de la nubosidad. La radiación de onda larga emitida ($312,4 \text{ W m}^2$) siguió el ciclo de la temperatura del aire ($r^2 = 0,98$, $n = 32880$, $p < 0,05$) y registró los valores más bajos ($298,6 \text{ W m}^2$) durante septiembre 2012 que correspondió al mes con mayor sublimación. Esta diferencia en la radiación de onda larga ($13,8 \text{ W m}^2$) indica que durante ese mes la temperatura del glaciar disminuyó aproximadamente 2°C con respecto al período ensamble ($\approx 0^\circ\text{C}$).

Ciclo de los flujos turbulentos y escalas potenciales

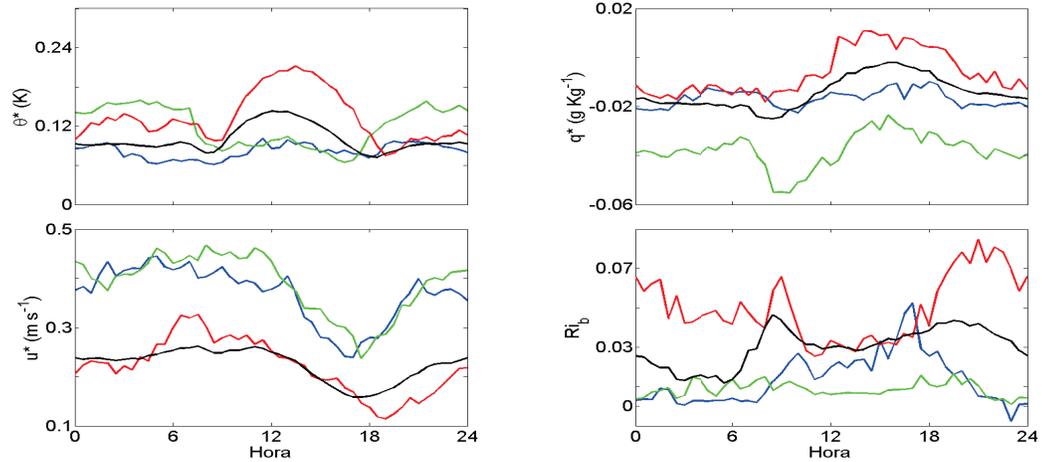
El ciclo del calor sensible fue similar al de velocidad del viento ($r^2 = 0,5$, $n = 32880$, $p < 0,05$), excepto a las 12h donde la influencia de la temperatura fue mayor. De hecho, en enero 2013 el máximo ($68,3 \text{ W m}^2$) ocurrió a esa hora debido a la diferencia de temperatura entre el aire y el glaciar (4°C). Respecto al ciclo del calor latente (Figura 5.11), se tuvo un máximo absoluto ($32,9 \text{ W m}^2$) a las 9h que correspondió a la hora de mayor velocidad del viento ($4,3 \text{ m s}^{-1}$) y menor humedad específica (3 g Kg^{-1}). Contrariamente, su mínimo ($8,3 \text{ W m}^2$) a las 16h correspondió al intervalo de baja velocidad del viento (3 m s^{-1}). El flujo de calor latente fue máximo en septiembre 2012 (-106 W m^2 a las 9h)²¹ y mínimo en enero 2011 (5 W m^2 a las 14h).

Sumando los flujos turbulentos ($H + LE$), enero 2011 tuvo valores positivos que indican transferencia de calor de la capa límite hacia el glaciar, mientras que en septiembre 2012 la situación fue inversa; lo que enfatiza porque la temperatura del aire y del glaciar fue más fría durante ese mes (Sección 5.2.5).

²¹El signo negativo indica pérdida de energía.



(a) Flujo turbulento de calor sensible (H), flujo turbulento de calor latente (LE), radiación neta ($S+L$) y flujos turbulentos ($H+LE$).



(b) Escalas características de temperatura (θ^*), humedad específica (q^*) y velocidad del viento (u^*) y número de Richardson másivo (Ri_b).

Figura 5.11: Ciclo diario de flujos de energía, escalas características y número de Richardson calculadas a 4780 m para: período ensamble (línea negra), julio 2011 (mes de menor fusión en línea azul), enero 2013 (mes de mayor fusión en línea roja) y septiembre 2012 (mes de mayor sublimación en línea verde).

El ciclo diario del número de Richardson (Ri_b) indica que la atmósfera fue térmicamente estable la mayoría de los períodos, exceptuando entre las 22h y 0h de los meses fríos (julio 2011 y septiembre 2012) donde la atmósfera estuvo más fría que el glaciar debido a la sublimación. Respecto a su magnitud, septiembre 2012 tuvo los valores más bajos indicando condiciones de estabilidad y alta estratificación, misma que es confirmada por valores de u^* superiores a 0,4 tal como lo describe Favier et al. (2004a). Los valores de Ri_b mayores a 0.04 en enero 2011 se justifican debido al aumento de temperatura que generó un gradiente de temperatura (entre la altura de medición de los sensores y la superficie) ligeramente menor al del período ensamble²². El ciclo de la velocidad de fricción fue similar al de la velocidad del viento, e indica que en el período más cálido hubo mínima estratificación del aire debido a la turbulencia creada por la mayor diferencia de temperatura.

La nieve ocurrida en julio 2011 aislo térmicamente el glaciar y junto a la baja temperatura del aire ($0,42^\circ C$) en ese mes hicieron que la escala característica de temperatura (θ^*) tenga ligeras variaciones alrededor de $0,08^\circ C$. Por el contrario enero 2011 presentó los valores más altos (promedio= $0,13^\circ C$, máximo= $0,21^\circ C$ a las 13h) debido a que el flujo de calor sensible ($51 W m^2$) fue mayor al promedio ensamble ($34 W m^2$). Por último, la escala característica de humedad (q^*) presentó un ciclo similar al del calor latente ($r^2 = 0,58$, $n = 32880$, $p < 0,05$); por lo que las variaciones de septiembre 2012 son relacionadas a la baja estabilidad en la capa límite inducida por el gradiente de humedad específica y la alta velocidad del viento en ese mes (Sección 5.2.5).

Ciclo de fusión, sublimación y caudal

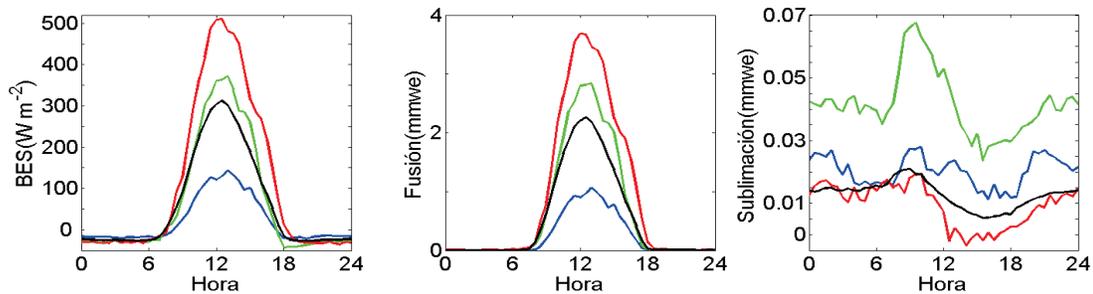


Figura 5.12: Ciclo diario de balance de energía, fusión y sublimación calculadas a 4780 m para: período ensamble (línea negra), julio 2011 (mes de menor fusión en línea azul), enero 2013 (mes de mayor fusión en línea roja) y septiembre 2012 (mes de mayor sublimación en línea verde).

El ciclo diario de balance de energía (BES) en la zona de ablación fue similar al de radiación de onda corta incidente, y presentó valores cercanos a cero entre las 18h y 7h debido al enfriamiento radiativo y el flujo de calor latente. La fusión empezó a las 6h30 en enero 2013

²²El gradiente de temperatura en el período ensamble fue $-0,84^\circ C(100m)^{-1}$ según lo descrito en la Sección 2.5.4, mientras que en enero 2013 el gradiente fue $-0,78^\circ C(100m)^{-1}$.

(mayor fusión), 7h en el período ensamble y en septiembre 2012 (mayor sublimación), y a las 8h durante julio 2011 (menor fusión); finalizando a las 19h, 18h30 y 18h respectivamente. Así mismo el pico de fusión promedio fue a las 12h30, se adelantó 30 minutos durante enero 2013 (Figura 5.12) debido al pico de radiación de onda corta y temperatura del aire. Durante julio 2011 las bajas temperaturas (menor a $0,8^{\circ}C$) y la nieve mantuvieron aislado térmicamente el glaciar (Sección 5.2.5) provocando un retraso en el pico de fusión que ocurrió a las 13h30.

La parte baja del glaciar 12 (4735 – 4780 m) recibe radiación solar desde las 6h y finaliza a las 18h. Sin embargo, existe un retraso en el inicio de la fusión en la mañana debido a que parte de la energía disponible es utilizada para incrementar la temperatura del manto de hielo/nieve. Mientras que por la noche el exceso de temperatura de los nodos inferiores es redistribuido hacia la superficie provocando fusión adicional entre las 18 y 19h. Esta cantidad es despreciable ($< 0,5\%$) respecto a la ocurrida durante el pico de fusión (2,3 mm we en el período ensamble), y debido al recongelamiento el agua no abandona el glaciar causando que la densidad del hielo o nieve aumenten (Wright et al., 2007).

La sublimación sigue el ciclo del calor latente; por lo que, siempre existe pérdida de masa mediante este mecanismo. Debido al mínimo de humedad específica y máxima velocidad del viento que ocurren entre las 8 y 10h, el pico de sublimación ocurrió entre las 9 y 10h y su mínimo ocurrió a las 16h que concuerda con el pico de humedad específica y el mínimo de velocidad de viento. Así mismo de la figura 5.12, los valores más altos ocurridos durante septiembre 2012 (línea verde) fueron 3,2 veces el valor promedio (0,0128 mm we) del período ensamble (línea negra) debido a los fuertes vientos (Sección 5.2.5).

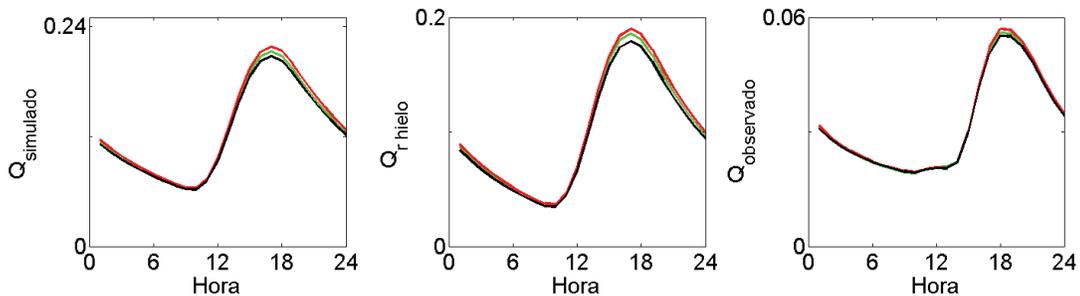


Figura 5.13: Ciclo horario del caudal simulado total, del reservorio de hielo (r_{hielo}) y el observado en la estación limnigráfica a 4520 m. Durante: período ensamble (línea negra), mes de mayor fusión (línea roja) y mes de mayor sublimación (línea verde) Las unidades del caudal son $m^3 s^{-1}$.

Finalmente la figura 5.13 indica los ciclos de descarga simulado y observado²³, los cuales se incrementan a partir de las 12h de acuerdo al pico de fusión hasta alcanzar la máxima descarga a las 18h. Sin embargo, existe una diferencia de los perfiles observados y simulados durante el inicio de las crecidas entre las 10 y 12h. Esto indica que, la infiltración y tránsito de agua no pudieron ser simplificadas mediante un sólo parámetro cuando se realizan análisis

²³Calculado solamente con los datos disponibles en ese período.

a baja resolución temporal debido a la heterogeneidad de la morrena. Esto sucedió porque la constante de almacenamiento disminuye cuando aumenta la cantidad de agua almacenada en el subsuelo; por tanto, este parámetro no pudo describir la variación de porosidad cuando existió precipitación ni tampoco tomo en cuenta la conductividad hidráulica de la morrena con respecto a la profundidad. Para considerar estos aspectos, se podría aplicar una relación no lineal entre el almacenamiento y la descarga mediante un reservorio doble en la morrena (Bengtsson, 2004).

5.2.9. Sensibilidad del modelo hidro-glaciológico

Los glaciares tropicales internos son sensibles principalmente a la variación de temperatura y precipitación (Sagredo et al., 2014). Para conocer su impacto sobre las componentes del balance de masa y el caudal total, se realizaron simulaciones variando la temperatura y la cantidad de precipitación de forma independiente.

Variación	Δ Fusión (%)	Δ Sublimación (%)	Δbm_{esp} (%) ^a	ΔQ (%)
$-1^{\circ}C$	-48	5	-122	-46
$-0,5^{\circ}C$	-25	3	-70	-25
$-0,1^{\circ}C$	-5	1	-12	-5
$+0,1^{\circ}C$	7	-0.3	18	7
$+0,5^{\circ}C$	29	-4	81	29
$+1^{\circ}C$	65	-10	183	65
$+2^{\circ}C$	149	-24	439	153
-50 % precip.	24	2	88	20
-30 % precip.	11	1.6	45	11
-20 % precip.	10	1.3	40	10
-10 % precip.	4	1	17	4
+10 % precip.	-9	-1	-30	-9
+30 % precip.	-15	-2	-57	-15
+50 % precip.	-28	-4	-100	-26
$+1^{\circ}C$ & -10 % precip.	70	-9	200	69

Tabla 5.17: Sensibilidad del modelo frente a variaciones de temperatura y precipitación medida en 2012. La variación en la ablación, balance de masa y caudal se indican como porcentajes respecto a los valores simulados para ese año^b. Variaciones positivas indican un incremento de la ablación o el caudal. La última fila ensaya la sensibilidad del modelo cuando aumenta la temperatura y disminuye la precipitación según proyecciones de modelo climáticos globales.

^a Variación en el balance de masa específico (mm we).

^b Aplicando el modelo hidroglaciológico en 2012 se obtuvo: fusión acumulada= 2060 mm we, sublimación acumulada=218 mm we, balance de masa específico=-630 mm we, descarga acumulada=1135 $m^3 s^{-1}$.

En este análisis el modelo de reservorio fue modificado para cambiar los límites de los reservorios de acuerdo a la ELA modelada, además se hizo la suposición que el reservorio neviza se ubica en una franja 150 m arriba de la ELA modelada como ocurrió en 2012. Los resultados (Tabla 5.17) se muestran como porcentajes de variación respecto a los valores calculados usando los datos meteorológicos del año hidrológico 2012. Porcentajes de variación positivos

en la fusión o sublimación indican incremento en la ablación, tal que si la fusión aumenta el caudal aumenta. Mientras que, incremento en el balance de masa significa que el glaciar perdió mayor masa. Por el contrario una variación negativa en el balance de masa indica que el glaciar perdió menos masa respecto a la calculada (Tabla 5.5).

Dado que la fusión en la zona de ablación se mantuvo como principal aporte en la descarga total mediante el reservorio hielo, ambos resultados variaron de modo similar. La fusión y sublimación disminuyeron cuando aumentó la cantidad de precipitación porque el albedo se mantuvo con valores mayores a 0.6 y protegió al glaciar de la radiación incidente de onda corta, por lo que la energía disponible fue menor y el balance de masa fue menos negativo al calculado en 2012.

Cambiando la precipitación y la temperatura el análisis de sensibilidad del modelo mostró que la sublimación aumenta cuando la temperatura o la precipitación disminuyen ya que de esa manera es más probable que exista precipitación sólida y que la humedad específica sea menor. Cuando la temperatura se incrementó o la precipitación disminuyó el glaciar estuvo descubierto con bajos valores de albedo ($< 0,3$); lo que provocó que la radiación de onda corta se incremente y por tanto hubo energía disponible adicional para generar fusión.

Cuando la temperatura aumentó máximo $0,1^{\circ}C$ o la precipitación disminuyó máximo 10 %, el balance de masa fue 17 % más negativo. Sin embargo, cuando la precipitación disminuyó del 20 % en adelante el balance de masa fue hasta 88 % más negativo y el caudal aumentó 20 % con respecto a 2012. Por otro lado, si la temperatura aumentase $2^{\circ}C$ la fusión y el caudal aumentarían 150 % y el glaciar podría perder 3.4 veces adicionales de su masa con respecto a 2012 (-630 mm we).

La última fila de la tabla 5.17 muestra los resultados de la simulación cuando se aumentó $1^{\circ}C$ y se disminuyó 10 % la precipitación medida. Este escenario fue generado según las proyecciones climáticas de temperatura y precipitación en la zona del Antisana para 2040 (Stocker et al., 2013; MAE, 2017). Como primera aproximación, el modelo indica que con estas condiciones la fusión y el caudal se incrementarían en 70 % respecto a los 2060 mm we y 1135 m³ s⁻¹ simulados en 2012. La sublimación disminuiría 20 mm we con respecto a los 218 mm we, y el balance de masa sería -1890 mm we; es decir que el glaciar perdería 2 veces adicionales de su masa respecto a la simulada en ese período. Este resultado es importante porque muestra una ligera aproximación de la tendencia de retroceso del glaciar 12; y permite aproximar la razón de ablación y caudal potencial generados en los glaciares de la cordillera Oriental con altura superior a 5400 m.

Efecto de la temperatura en la variación de precipitación sólida

Finalmente, se analizó la variación de precipitación sólida (nieve) y líquida (lluvia) a 4750 m respecto al cambio de temperatura y su efecto sobre el albedo, la energía disponible, la fusión y el caudal total. Se aplicó la discriminación de fase descrita en la sección 4.2.3 y se mantuvo el gradiente de temperatura constante ($-0,84^{\circ}\text{C} (100\text{m})^{-1}$) por facilidad.

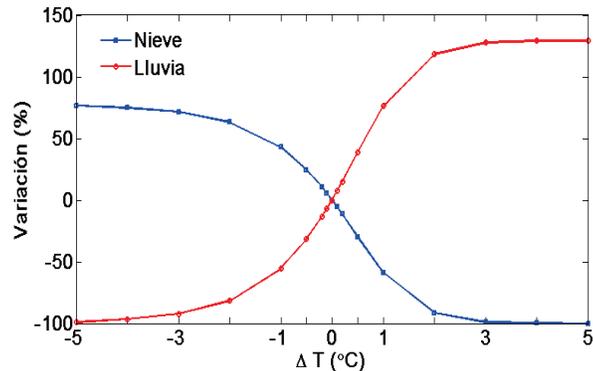


Figura 5.14: Variación porcentual de nieve y lluvia a 4750 m cuando se varió la temperatura del aire. Se tomaron como referencia los valores acumulados en 2012 (nieve=486 mm, lluvia=312 mm). Se aplicó la discriminación de fase descrita en la sección 4.2.3.

La figura 5.14 muestra la variación porcentual de nieve y lluvia respecto a los 468 y 312 mm acumulados²⁴ en 2012, mientras que la tabla 5.18 indica las principales variaciones asociadas al albedo y la energía disponible. Cuando se incrementó la temperatura del aire, la fase de precipitación disminuyó la cantidad de nieve y aumentó la lluvia. Esto provocó que el albedo glaciar disminuya y la radiación neta de onda corta se incremente, en consecuencia existió mayor energía disponible para la fusión y se generó mayor caudal (Tabla 5.17).

Este mecanismo descrito en Qu and Hall (2007) explica la influencia de la temperatura sobre el albedo del glaciar en bajas latitudes y su efecto sobre la fusión y caudal resultantes. Él cual es más notable en los eventos El Niño, debido a que en su fase cálida se genera un aumento en la temperatura y déficit de precipitación; los cuales disminuyen el albedo y provocan que la fusión se incremente y la ELA se eleve (Francou et al., 2004; Favier et al., 2004b).

5.2.10. Observaciones finales sobre los resultados hallados en el período ensamble

La diversidad de resultados mostrados describe las potenciales utilidades del modelo hidroglaciológico, y permitió mejorar el conocimiento existente sobre la relación clima-glaciar-recursos hídricos. Ya que mediante su aplicación fue posible relacionar la influencia de la meteorología a través de los flujos de energía a a distinta escala temporal, y que en algunos

²⁴Luego de aplicar el factor de corrección correspondiente (1.24) para corregir la precipitación medida en el pluviógrafo P8.

ΔT (°C)	Δ nieve (%)	Δ lluvia (%)	Δ albedo (%)	ΔS (%)	ΔBES (%)	Δ fusión (%)	ΔQ (%)
-1	43	-55	17	-18	-32	-48	-46
-0.5	25	-32	8	-8	-15	-25	-25
0.5	-30	39	-15	16	22	29	29
1	-59	76	-37	39	54	65	65
2	-92	118	-46	45	74	149	153

Tabla 5.18: Variación de temperatura del aire y su efecto sobre: la nieve y lluvia acumulada^a, el albedo^b, la radiación neta de onda corta (S)^b, la energía disponible en el día (BES)^b, la fusión acumulada y el caudal total (Q). Las variaciones de los flujos de energía se muestran como porcentaje respecto a los valores calculados en 2012^c a 4750 m, excepto la fusión y el caudal que se calcularon sobre toda la cuenca del glaciar 12^d. Las variaciones positivas indican incremento adicional, mientras que valores negativos indican disminución respecto a los estimados en 2012.

^a Se aplicó el factor de corrección correspondiente a 4750 m (1.24) para corregir la precipitación medida en el pluviógrafo P8 y la discriminación de fase descrita en la sección 4.2.3.

^b Promedio anual en horas de luz (entre las 7h y 18h).

^c A 4750m se tuvo: 468 mm de nieve acumulada, 312 mm de lluvia acumulada, albedo promedio 0,52, radiación neta de onda corta (S) 234 W m⁻² d⁻¹, energía disponible (BES) 180 W m⁻² d⁻¹ y 2060 mm we de fusión acumulada. Mientras que el caudal total acumulado fue 1135 m³ s⁻¹.

^d La fusión acumulada sobre todo el glaciar 12 fue 2060 mm we, mientras que el caudal total acumulado fue 1135 m³ s⁻¹.

casos pudo ser asociada con eventos climáticos globales.

A partir de los meses con descarga extrema se propusieron rangos de caudal y sus flujos de energía más probables. Esta información permitirá categorizar la magnitud de la descarga mensual sobre todo el glaciar a partir del balance de energía en un punto ubicado en la zona de ablación.

El análisis de sensibilidad mostró que el glaciar fue más sensible a variaciones de temperatura que de precipitación debido a que la temperatura controla la fase de precipitación y afecta la realimentación entre la nieve y el albedo. Esto ya fue evidenciado en la validación en modo puntual cuando se analizó la ablación usando $1^{\circ}C$ de temperatura umbral.

Capítulo 6

Conclusiones y recomendaciones

Para comprender la interacción entre el glaciar y la atmósfera en este estudio se analizaron las condiciones: morfológicas (altitud, área, pendiente, orientación), meteorológicas, glaciológicas (balance de masa, gradiente de ablación) del sitio de estudio. Además para que el análisis de resultados obtenidos en el glaciar 12 sean más rigurosos, éstos fueron comparados con los obtenidos en otros glaciares de la región tropical, y de esta forma aportar con un punto de vista general sobre el comportamiento de un glaciar tropical interno.

Estos resultados inéditos para el sitio permitirán mejorar el conocimiento de los procesos que influyen en la ablación glaciar y permitirán aproximar los rangos de ablación y descarga potencial de los glaciares tropicales internos, especialmente aquellos ubicados en la cordillera Oriental de Ecuador y con elevación mayor a 5400 m.

Se espera que este proyecto de investigación sirva como metodología de referencia para estudiar las relaciones clima-glaciar-recursos hídricos en la zona tropical debido a que se ha pretendido mostrar un procedimiento simple para espacializar el balance de energía y las potenciales utilidades del modelo hidroglaciológico.

6.1. Conclusiones

6.1.1. Con respecto al objetivo general

El modelo hidroglaciológico fue adaptado para las condiciones tropicales internas donde no existe estacionalidad en la precipitación y el albedo presenta alta variabilidad diaria. A pesar que mantiene limitaciones relacionadas con el modo de espacializar la meteorología y la precipitación sobre los 5100 m, la validación indicó que el modelo presenta buenos resultados en la zona de ablación y ha permitido constatar la influencia de la meteorología sobre los flujos de energía y el caudal de fusión a diferente escala temporal.

La descarga potencial diaria fue $0,12 \pm 0,074 m^3 s^{-1}$ en promedio durante 2012, con mínimo

$0,012 m^3 s^{-1}$, máximo = $0,42 m^3 s^{-1}$ debido que no tomó en cuenta las pérdidas por infiltración y recongelamiento. El caudal simulado fue 2,7 veces mayor al observado en la estación 'Los Crespos' ubicada a 1,5 Km del pie glaciar ya que una considerable porción del caudal de fusión no llega a la estación hidrológica. Posiblemente la infiltración ocurre a continuación del área de ablación en la parte terminal del glaciar según lo evidenció Favier et al. (2008) sobre el glaciar 15.

Para analizar la variación estacional de los caudales se ubicaron los 3 meses con fusión y sublimación extrema; julio 2011 presentó la mínima tasa de fusión, septiembre 2012 la máxima sublimación y enero 2013 la máxima fusión. La meteorología, los flujos de energía, la fusión y los caudales generados fueron comparados mediante porcentajes con los valores simulados durante el período ensamble. Además en estos 3 meses se analizó la posible influencia del ENSO y eventos regionales que pudieron influenciar en la temperatura y precipitación.

El caudal simulado mensual fue clasificada en bajo $[0,07-0,12] m^3 s^{-1}$, medio $[0,13-0,17] m^3 s^{-1}$ y alto $[0,17-0,22] m^3 s^{-1}$ y asociado con los flujos de energía, ablación y precipitación correspondientes. Evidentemente la descarga fue mayor en meses con baja precipitación o cuando la radiación incidente de onda larga aumentó, pues estos factores provocaron que el albedo disminuya y la energía disponible aumente respectivamente. Junto a eventos diarios específicos a 4780 m fue posible establecer el rango de fusión $[0,2-73]$ mm, sublimación $[0,1-6,7]$ mm y caudal potencial $[0,01-0,33] m^3 s^{-1}$ durante el período ensamble.

Aplicando el BES sobre cada banda de altura, se verificó que la radiación de onda corta y el calor sensible predominan en la zona de ablación (Sicart et al., 2011); tal que la energía disponible promedio fue $58 W m^2 d^{-1}$ y provocó $13,31 mm we d^{-1}$ de fusión promedio entre 4730 y 5100 m de altura. En la zona de acumulación pasado los 5100 m, los flujos turbulentos y la radiación neta se cancelaron, lo que provocó que la energía disponible sea ligeramente negativa ($-3,4 W m^2 d^{-1}$) y la fusión sea baja ($0,2 mm we d^{-1}$).

A 4780 m la acumulación de nieve en julio 2011 fue 73 mmwe, lo que redujo la radiación de onda corta ($52 W m^2 d^{-1}$) y la fusión ($12 mm we d^{-1}$) hasta su mínimo, esto provocó que la descarga se reduzca hasta $0,08 m^3 s^{-1}$. Mientras que durante enero 2013 existió 20 mm de nieve, y junto al aumento de temperatura registrado ($1,8^\circ C$) provocaron que la radiación de onda corta aumente a $151 W m^2 d^{-1}$, la fusión sea $47 mm we d^{-1}$ y la descarga mensual sea máxima $0,22 m^3 s^{-1}$. Estos valores permitieron contrastar la reacción del glaciar frente a condiciones favorables de fusión, las cuales se relacionaron con acumulación de nieve menores a 30 mm y temperatura mayores a $1,2^\circ C$; con lo que la máxima descarga mensual superó 2.8 veces su mínimo.

A partir de eventos diarios específicos durante el 06/08/2012 a 4780 m, la velocidad del viento y la humedad específica fueron $8,6 m s^{-1}$ y $1,8 g Kg^{-1}$ respectivamente. Lo que provocó

que la sublimación se incremente hasta 6,7 mm, es decir que en un solo día fue posible tener hasta 11 veces el valor promedio (0,6 mm) durante el período ensamble. Por otro lado, durante el 28/01/2013 la temperatura, radiación de onda corta, y energía disponible fueron $2,9^{\circ}\text{C}$, 221 W m^2 y 209 W m^2 respectivamente; lo que provocó que la fusión (73 mmwe) y descarga ($0,33\text{ m}^3\text{ s}$) sean máximos. Estos valores permiten reconocer los posibles límites de ablación diarios cuando existen condiciones que favorecen la sublimación o fusión, y describe la máxima razón de descarga potencial diaria.

De acuerdo a las proyecciones climáticas en el Ecuador (Stocker et al., 2013; MAE, 2017), se generó un escenario aumentando 1°C la temperatura del aire y reduciendo 10 % en la precipitación medidas sobre el glaciar para 2012. Estas condiciones disminuyeron 17 % la nieve total y aumentaron 70 % adicional la fusión respecto a los 425 mm y 2060 mmwe calculadas, estos cambios provocaron que el caudal y el balance específico sean $0,2\text{ m}^3\text{ s}^{-1}$ y $-1,89\text{ mwe}$ respectivamente. Esto equivale a un aumento de la descarga del 70 % y una disminución adicional del nivel glaciar del 200 %, y permitió cuantificar la variación de precipitación sólida y consecuentemente la respuesta del glaciar frente a variaciones climáticas futuras.

Aplicando el modelo de dinámica glaciar desarrollado por Harper and Humphrey (2003), las variaciones del pie glaciar y la altura de la línea de equilibrio fueron menores a la altura de cada banda en el módulo distribuido. Por tanto, no se pudieron reconocer cambios en el balance de masa durante el período ensamble y esta mejora no fue incluida en el modelo hidro glaciológico aplicado.

En este proyecto se analizó la influencia de la temperatura en el BES cuantificando las variaciones de nieve, lluvia, albedo, radiación de onda corta, energía disponible y su efecto sobre la fusión y caudal resultantes. Esto mejorará la comprensión del efecto que tiene la temperatura sobre la fase de precipitación y la retroalimentación nieve-albedo sobre la energía disponible para la fusión. Aún queda por analizar la influencia de la temperatura sobre los flujos turbulentos y el gradiente de temperatura debido a la falta de mediciones en la parte alta que permitan espacializar la velocidad del viento y la humedad relativa.

6.1.2. Con respecto a los objetivos específicos

Con respecto al objetivo 1

Para adaptar el modelo de fusión usado en el glaciar 15 α (Favier et al., 2004a; Moure, 2012) fue necesario calibrar los parámetros que intervienen en la modelación del albedo, debido a que se usaron rangos de temperatura para separar la fase de precipitación en vez de la temperatura umbral 1°C . Los parámetros más sensibles fueron la altura umbral de la capa de nieve y el umbral de envejecimiento de la nieve; por esta razón el albedo se elevó rápidamente con incrementos de nieve menores a 1 mm we. Los parámetros óptimos elegidos permitieron que esta variable pueda ser modelada adecuadamente durante el período ensamble ($KGE = 0,71$,

$r^2 = 0,65$, $n = 686$).

Se demostró la necesidad de implementar un modelo de erosión que simule el arrastre de nieve debido a los fuertes vientos catabáticos (mayor a 6 m s^{-1}) que ocurren durante la madrugada y parte de la mañana. Pues sin esta mejora en el recálculo de la precipitación, la ablación fue sobreestimada 641 mm a 4735 m que correspondió al 22 % de la ablación medida acumulada durante el MP3.

Estas mejoras en el modelo glaciológico provocaron que la ablación simulada en modo puntual durante los 3 micro períodos fuese coherente con las observaciones, ya que el RMSE medio fue $208 \pm 141 \text{ mm}$ que apenas corresponde al 13 % de la ablación acumulada media (1602 mm). Aplicando el módulo distribuido, el modelo subestimó 77 mm en el balance de masa específico en la zona de ablación comprendida entre 4735 y 5100 m; lo que equivale al 6 % del balance interpolado en (Basantes, 2015). Esto ocurrió porque los flujos turbulentos fueron subestimados en el método de cálculo de acuerdo a la aplicación de la aproximación aerodinámica masiva según Favier (2004). A pesar de esto, el balance de masa específico ($-0,63 \text{ m.w.e.}$) y el gradiente de ablación ($-2,13 \text{ m.w.e. } (100\text{m})^{-1}$) concordaron con las estimaciones para glaciares tropicales con altitud mayor a 5400 m según Rabatel et al. (2013).

La fusión y sublimación simulada en el modo distribuido se ajustaron con valores estimados en otros glaciares tropicales a altitudes similares (Wagnon et al., 2003; Sicart et al., 2011). Sobre los 5100 m la acumulación fue subestimada debido a la incertidumbre de la precipitación en esa zona (Basantes-Serrano et al., 2016). A pesar de esta limitación, se comprobó que aumentando la precipitación sobre esa altura tuvo despreciable influencia sobre la cantidad de fusión total ya que el 95 % de la fusión ocurrió en la zona de ablación. Por tanto, aunque el modelo necesita calibración en la zona de acumulación, fue capaz de estimar la fusión total.

Con respecto al objetivo 2

La fusión y lluvia fue integrada mediante la aplicación de reservorios lineales sobre la morrena, hielo, neviza y nieve. Las constantes de almacenamiento fueron calibradas a partir de los rangos reportados en Cuffey and Paterson (2010) mediante simulaciones Montecarlo que maximizaron el coeficiente de correlación. Los valores optimizados permitieron que el caudal simulado reproduzca la variabilidad diaria ($r^2 = 0,60$, $n = 430$, $p < 0,05$) y horaria ($r^2 = 0,63$, $n = 11989$, $p < 0,05$) del caudal observado en la estación Crespos. Entre las 9 y 12 horas existió una demora en la crecida del caudal observado que no pudo ser representada en el ciclo diario del simulado ya que los procesos de escurrimiento en la morrena no pudieron ser simplificados usando solamente un coeficiente de almacenamiento.

La diferencia de magnitud entre el caudal potencial simulado y el observado se explicó porque el modelo no tomó en cuenta las pérdidas por infiltración y recogelamiento debido a la comple-

alidad que implica modelar estos procesos y falta de mediciones sobre el sitio. Este problema ya fue evidenciado en el glaciar 15 por Favier et al. (2008), sin embargo el factor entre el caudal simulado y observado en el glaciar 12 fue más grande porque el área de la cuenca es 2.2 veces la del glaciar 15.

Debido a que el modelo hidroglaciológico pudo simular el balance de masa en la zona de ablación y pudo reproducir aproximadamente la variabilidad del caudal observado, su uso permitirá ensayar hipótesis y generar información sobre las posibles relaciones clima-glaciar-recursos hídricos.

Con respecto al objetivo 3

Se mostraron las diferentes aplicaciones del modelo hidroglaciológico para analizar la influencia de la meteorología sobre la fusión y caudal resultante. Debido que en el sitio no hay estacionalidad de temperatura y precipitación se comparó la meteorología y los flujos de energía en los meses con máxima sublimación, mínima y máxima fusión y las condiciones promedio en el período ensamble.

Similar a estudios precedentes realizados en la zona tropical Andina y el glaciar 15 (Favier et al., 2004a), se ratificó que la radiación de onda corta controla la energía disponible para la fusión ($r^2 = 0,87$) y depende del albedo ($r^2 = -0,69$); esto debido a que este flujo es el principal aporte (52%) en el BES sobre la zona de ablación. Sin embargo la temperatura controla indirectamente el BES debido a que la nieve, y en consecuencia el albedo dependen de la fase de precipitación.

A diferencia del GZ, el aporte de calor sensible es importante sobre el BES en todos los meses debido a los fuertes vientos ($> 6 m s^{-1}$), especialmente en períodos de baja nubosidad y altas temperaturas ($> 1,2^{\circ}C$). Lo que provocó que la contribución absoluta de este flujo se mantenga alrededor del 25% en los meses de ablación extrema.

Los ciclos diarios de los flujos de energía permitieron asociar la influencia de las variables meteorológicas sobre los ciclos de fusión y sublimación. De hecho, el pico de fusión ocurrió cuando la radiación de onda corta y la temperatura fueron máximos entre las 12 y 15h; mientras que la máxima sublimación ocurrió entre las 8 y 10h en la mañana y coincide con el máximo de velocidad provocado por el descenso de los vientos catabáticos. Por otro lado, el ascenso de la descarga simulada ocurrió alrededor del medio día con el pico de fusión y su máximo ocurrió a las 18h, momento en que el aporte de la radiación de onda corta se detiene y el BES disminuye rápidamente. El caudal observado sufre un retraso en la crecida respecto al simulado posiblemente porque el caudal primero debe saturar la morrena antes de fluir aguas abajo, sin embargo el uso de la constante de almacenamiento en el reservorio lineal no permite distinguir este proceso.

El análisis de sensibilidad indicó que incrementando la temperatura 1°C , la nieve podría disminuir en 59 %, mientras que la lluvia aumentaría 76 % respecto a los 486 y 312 mm medidos a 4750 m en 2012. Esto provocaría que el albedo en la zona de ablación disminuya y la radiación de onda corta aumente 39 % respecto a los $234 \text{ W m}^2 \text{ d}^{-1}$. En consecuencia, un área mayor del glaciar se mantendría descubierta provocando que la fusión y su caudal aumenten aproximadamente 60 % respecto a los 2060 mm y $1135 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ calculados. De esta manera se ha podido cuantificar el control que ejerce la temperatura sobre la fase de precipitación que a su vez retroalimenta el efecto nieve-albedo; esto mejorará la comprensión sobre los efectos que produce el aumento de la temperatura sobre el glaciar. Pues es conocido que durante los períodos cálidos de El Niño, la ELA se eleva y el balance de masa tiende a ser más negativo (Francou et al., 2004).

6.2. Recomendaciones

Para analizar las condiciones que influyen en la frecuencia e intensidad de ablación, es necesario usar un período de estudio mayor a 2 años, que permita reconocer posibles ciclos en las variables meteorológicas; lo que mejoraría el conocimiento de los regímenes meteorológicos a diferentes escalas temporales.

En este proyecto se adaptó y aplicó un modelo de erosión unidimensional en la parte baja del glaciar ya que un análisis de frecuencias indica que el 70 % del viento se originó en la cumbre con dirección a la zona de ablación. Sin embargo, es necesario mejorar el modelo para que tome en cuenta el transporte de material proveniente de todas las direcciones y pueda ser aplicado sobre todo el glaciar.

Es necesario tomar en cuenta el transporte de partículas (arena y polvo) en el modelamiento del albedo, pues este fenómeno disminuye el albedo y provocó que el glaciar tome una coloración gris y por ende absorba más energía.

Realizar un estudio hidrogeológico detallado para conocer la trayectoria del agua desde el pie glaciar hasta la estación hidrológica Los Crespos y reconocer posibles sitios de resurgencia e infiltración. Para esto, es recomendable instalar una estación hidrológica provisional al pie del glaciar para comprobar y conocer la magnitud de la descarga efectiva de origen glaciar.

Comparaciones entre los flujos de energía y las condiciones meteorológicas demostraron que durante meses con velocidad del viento superiores a 6 m s^{-1} , la humedad específica y la nubosidad se redujeron; lo que provocó que la sublimación se incremente y la temperatura del aire disminuya. Sin embargo, no se pudo reconocer una clara relación de estas variables para meses con velocidad del viento menores, posiblemente debido al corto período de estudio. Por

tanto, para entender la relación entre estas variables son necesarias investigaciones del efecto del viento en la meteorología local y la influencia de la orografía en la condensación de la humedad.

Relacionar la intensidad de precipitación con la dirección y velocidad del viento para reconocer los posibles orígenes de la misma. Así mismo, es posible relacionar la intensidad de precipitación con las propiedades radiativas de las nubes antes, durante y después de un evento. De esa manera se tendría una mejor comprensión de los procesos de circulación que están relacionados a la variación de la cobertura de nieve y su influencia en la cantidad de fusión y descarga resultante.

Además de analizar la contribución glaciar a los recursos hídricos, es importante cuantificar los servicios ecosistémicos del glaciar (Bates et al., 2008); tal y como lo han hecho para la zona de páramo (Minaya, 2016). Pues la tendencia en los modelos climáticos indican aumento de temperatura y disminución de la precipitación para la zona andina. Bajo estas condiciones el glaciar agravaría la tendencia de retroceso; lo que reduciría los habitats de los micro organismos de la zona, aumentaría la capacidad de producción de agua e influiría en las actividades turísticas locales.

6.2.1. Perspectivas

Realizar análisis de frecuencia de condiciones meteorológicas que favorecen la fusión y alta descarga para tratar de explicar su variabilidad entre días y reconocer las posibles condiciones de transición.

Probar diferentes longitudes de rugosidad para analizar su influencia en la cantidad de sublimación, dado que en períodos con escasa precipitación la rugosidad en la parte alta del glaciar es muy variable.

Analizar el efecto que produce las variaciones de velocidad del viento y humedad específica sobre los flujos turbulentos, ya que esta relación solamente es notable solamente en los meses con baja nubosidad.

Después de cuantificar la diferencia entre el caudal potencial (producido) y el efectivo (disponible), resulta preciso aplicar un balance hídrico sobre toda la cuenca que incluye el glaciar hasta la zona de páramo y cerrar el sistema hidrológico.

Referencias

- Baker, D., Escher-Vetter, H., Moser, H., and Oerter, H. (1982). A glacier discharge model based on results from field studies of energy balance, water storage and flow. *Hydrological Aspects of Alpine and High Mountain Areas*, (138):103–112.
- Basantes, R. (2015). *Contribution a l'étude de l'évolution des glaciers et du changement climatique dans les Andes Equatoriennes depuis les années 1950*. PhD thesis, Université Grenoble Alpes.
- Basantes-Serrano, R., Rabatel, A., Francou, B., Vincent, C., Maisincho, L., Cáceres, B., Gallarraga, R., and Álvarez, D. (2016). Slight mass loss revealed by reanalyzing glacier mass-balance observations on Glaciar Antisana 15a (inner tropics) during the 1995–2012 period. *Journal of Glaciology*, 62(231):124–136.
- Bates, B., Kundzewicz, Z. W., Wu, S., and Palutikof, J. P. (2008). Climate change and water. Technical Paper of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Technical report, Intergovernmental Panel on Climate Change, Geneva.
- Bengtsson, L. (2004). *Hydrologi – Teori och processer. Translated by Rolf Larsson*.
- Bigo, A. (2013). *Météorologie del Antisana et hydrog éologie du glacier 12 del Antisana. Rapport de stage*.
- Bintanja, R., Stig, J., and Knap, W. (1997). The annual cycle of the surface energy balance of Antarctic blue ice. *Journal of geophysical research*, 102(D2):1897–1881.
- Bird, R. E. and Hulstrom, R. L. (1981). A simplified clear sky model for direct and diffuse insolation on horizontal surfaces. Technical report, SERI/TR-642-761, Golden, Co.
- Bjerknes, J. (1969). Atmospheric teleconnections from the Equatorial Pacific. *Monthly Weather Review*, 97(3):163–172.
- Blundell, S. and K., B. (2006). *Concepts in Thermal Physics*. Oxford University Press.
- Brine, D. T. and Iqbal, M. (1983). Diffuse and global solar spectral irradiance under cloudless skies. *Solar Energy*, 30(5):447–453.
- Brutsaert, W. (1982). *Evaporation into the atmosphere*. Springer Science, New York, U.S.A., 1st edition.

- Cáceres, B., Maisincho, L., Mancinati, C., Loyo, C., Cuenca, E., Arias, M., Villacís, M., Francou, B., and Cadier, E. (2009). *Glaciares del Ecuador: Antisana 15, Balance de Masa, Topografía, Pluviometría, Meteorología e Hidrología. Informe 2009*. Quito-Ecuador.
- Calispa, M. (2010). Modelación hidrológica de glaciares y páramos en relación con la oferta de agua de Quito. Pruebas de simulación en las cuencas del sistema La Mica del volcán Antisana.
- Cauvy-Fraunié, S., Condom, T., Rabatel, A., Villacis, M., Jacobsen, D., and Dangles, O. (2013). Technical note: Glacial influence in tropical mountain hydrosystems evidenced by the diurnal cycle in water levels. *Hydrology and Earth System Sciences*, 17(12):4803–4816.
- Corripio, J. G. (2002). *Modelling the energy balance of high altitude glacierised basins in the Central Andes*. PhD thesis, University of Edinburgh.
- Corripio, J. G. (2003). Vectorial algebra algorithms for calculating terrain parameters from DEMs and solar radiation modelling in mountainous terrain. *International Journal of Geographical Information Science*, 17(1):1–23.
- Cuffey, K. M. and Paterson, W. (2010). *The Physics of Glaciers*. Elsevier, Massachusetts, U.S.A.
- Delachaux, F. (2005). *Représentativité de la station météorologique ORE Equateur par rapport à la météo locale du glacier 15 de l'Antizana (0°25' S, 78°09' O), Cordillère Orientale d'Equateur*.
- Denby, B. and Greuell, W. (2000). The use of bulk method and profile methods for determining surface heat fluxes in the presence of glacier winds. *Journal of Glaciology*, 46(154):445–452.
- Dorsey, N. (1940). *Properties of Ordinary Water - Substance : In All Its Phases : Water-vapor, Water, and All the Ices*. Reinhold Publishing Corporation, New York, E.U.
- Douville, H., Royer, J., and Mahfouf, J. F. (1995). A new snow parameterization for the météorologie climate model. part1: validation in stand-alone experiments. *Climate Dynamics*, 12:21–35.
- Favier, V. (2004). *Étude du bilan d'énergie de surface et de la production des écoulements de fonte d'un glacier des Andes d'Equateur; relation glacier- climat en zone tropicale*. PhD thesis, Université Montpellier II.
- Favier, V., Agosta, C., Genthon, C., Arnaud, L., Trouvillez, A., and Gallée, H. (2011). Modeling the mass and surface heat budgets in a coastal blue ice area of adélie land, antarctica. *Geophys. Res.*, 116(F03017).
- Favier, V., Coudrain, A., Cadier, E., Francou, B., Ayabaca, E., Maisincho, L., Pradeiro, E., Villacís, M., and Wagnon, P. (2008). Evidence of groundwater flow on Antizana ice-covered volcano, Ecuador / Mise en évidence d'écoulements souterrains sur le volcan englacé Antizana, Equateur. *Hydrological Sciences Journal*, 53(1):278–291.

- Favier, V., Wagnon, P., Chazarin, J. P., Maisincho, L., and Coudrain, A. (2004a). One-year measurements of surface heat budget on the ablation zone of Antizana Glacier 15, Ecuadorian Andes. *Journal of Geophysical Research*.
- Favier, V., Wagnon, P., and Ribstein, P. (2004b). Glaciers of the outer and inner tropics: A different behaviour but a common response to climatic forcing. *Geophysical Research Letters*, 31(16).
- Francou, B., Cáceres, B., and Ramirez, E. (2000). Glacier Evolution in the Tropical Andes during the Last Decades of the 20th Century: Chacaltaya, Bolivia, and Antizana, Ecuador. *AMBIO: A Journal of the Human Environment*, 29(7):416–422.
- Francou, B., Cáceres, B., Villacís, M., Basantes, R., Maisincho, L., Galárraga, R., and Romero, J. (2011). *Analizando el cambio climático a partir de los glaciares del Ecuador*. Quito-Ecuador.
- Francou, B. and Pouyand, B. (2004). *Métodos de observación de glaciares en los Andes Tropicales*. Quito-Ecuador.
- Francou, B., Rabatel, A., Soruco, A., Sicart, J., Silvestre, E., Ginot, P., Cáceres, B., Condom, T., Villacís, M., Ceballos, J., Lehmann, B., Anthelme, F., Dangles, O., Gomez, J., Favier, V., Maisincho, L., Jomelli, V., Vuille, M., Wagnon, P., Lejeune, Y., Ramallo, C., and Mendoza, J. (2013). *Glaciares de los andes tropicales, víctimas del cambio climático*. CAN-PRAA-IRD.
- Francou, B., Vuille, M., Favier, V., and Cáceres, B. (2004). New evidence for an ENSO impact on low-latitude glaciers: Antizana 15, Andes of Ecuador. *J. Geophys. Res.*, 109(D18106):1–17.
- Galperin, B., Sukoriansky, S., and Anderson, P. S. (2007). On the critical richardson number in stably stratified turbulence. *Atmospheric Science Letters*, 8:65–69.
- Garratt, J. R. (1992). *The atmospheric boundary layer*. Cambridge University Press, Cambridge, U.K.
- Genthon, C., Lardeux, P., and Krinner, G. (2007). The surface accumulation and ablation of a coastal blue-ice area near Cap Prudhomme, Terre Adélie, Antarctica. *Journal of Glaciology*, 53(183):635–645.
- Greuell, W. and Bohm, R. (1998). 2 m temperatures along melting mid-latitude glaciers, and implications for the sensitivity of the mass balance to variations in temperature. *J. of Glaciology*, 44(146):9–20.
- Gupta, H. V., Kling, H., Yilmaz, K. K., and Martinez, G. F. (2009). Decomposition of the mean squared error and nse performance criteria: Implications for improving hydrological modelling. *Journal of Hydrology*, 377(1-2):80–91.

- Gurgiser, W., Marzeion, B., Nicholson, L., Ortner, M., and Kaser, G. (2013). Modeling energy and mass balance of shallap glacier, peru. *The Cryosphere*, 7(6):1787–1802.
- Harper, J. T. and Humphrey, N. F. (2003). High altitude Himalayan climate inferred from glacial ice flux. *Geophysical Research Letters*, 30(14).
- Hastenrath, S. (1981). *The Glaciation of the Ecuadorian Andes*. A. A. Balkema, Brookfield.
- Hock, R. (2005). Glacier melt: a review of processes and their modelling. *Progress in Physical Geography*, 29(3):362–391.
- Hock, R. and Noetzli, C. (1997). Areal melt and discharge modelling of Storglaciaren, Sweden. *Annals of Glaciology*, 24:211–216.
- Humphrey, N. F. (2005). Simple model to simulate the redistribution of snow and ice by glaciers at the mountain range scale.
- Huss, M., Hock, R., Bauder, A., and Funk, M. (2012). Conventional versus reference-surface mass balance. *Journal of Glaciology*, 58(208):278–286.
- Hyndman, R. and Kohler, A. (2006). Another look at measures of forecast accuracy. *International Journal of Forecasting*, pages 679–688.
- IDEAM (2015). Informe del componente meteorológico 2012-2014. Technical report, Instituto de hidrología, meteorología y estudios ambientales de Colombia.
- Immerzeel, W. W., Wanders, N., Lutz, A., Shea, J., and F., B. M. P. (2015). Reconciling high-altitude precipitation in the upper indus basin with glacier mass balances and runoff. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 19:4673–4687.
- Iqbal, M. (1983). *An introduction to solar radiation*. Academic Press, Toronto, Canada.
- Jaedicke, C. and Gauer, P. (2005). The influence of drifting snow on the location of glaciers on western Spitsbergen, Svalbard. *Annals of Glaciology*, 42:237–242.
- Jansson, P., Hock, R., and Schneider, T. (2003). The concept of glacier storage: A review. *Journal of hydrology*, 282:116–129.
- Jost, G., Moore, R. D., Menounos, B., and Wheate, R. (2012). Quantifying the contribution of glacier runoff to streamflow in the upper Columbia River Basin, Canada. *Hydrology and Earth System Sciences*, 16(3):849–860.
- Kaser, G. and Osmaston, H. (2002). *Tropical Glaciers*. Cambridge University Press, Cambridge, U.K.
- Krause, P., Boyle, D. P., and Base, F. (2005). Comparison of different efficiency criteria for hydrological model assessment. *Advances in Geosciences*, 5:89–97.

- L'hôte, Y., Chevallier, P., Coudrain, A., Lejeune, Y., and Etchevers, P. (2005). Relationship between precipitation phase and air temperature: comparison between the Bolivian Andes and the Swiss Alps / Relation entre phase de précipitation et température de l'air: comparaison entre les Andes Boliviennes et les Alpes Suisses. *Hydrological Sciences Journal*, 50(6):989–997.
- L'hôte, Y., Chevallier, P., Lejeune, Y., and Wagnon, P. (2004). Pluie ou neige? Dispositif de mesures pluviographiques dans les Andes de Bolivie et interprétation des enregistrements/- Rainfall or snowfall? Device for measuring the precipitation phase in the Bolivian Andes and analysis of the records. *Hydrological Sciences Journal*, 49(2):273–281.
- Litt, M. (2014). *Étude de la couche de surface atmosphérique et des flux turbulents sur deux glaciers de montagne dans les Andes tropicales et les Alpes françaises*. PhD thesis, Université de Grenoble, Grenoble.
- Lliboutry, L. (1974). Multivariate statistical analysis of glacier annual balances. *Journal of Glaciology*, 13(69):371–392.
- MAE (2017). *Tercera Comunicación Nacional del Ecuador sobre Cambio Climático*. Quito-Ecuador.
- Maisincho, L. (2011). Instalación de una estación meteorológica automática de la EPN en el glaciar 12 del nevado Antisana. Technical report, Instituto Nacional de Meteorología e Hidrología.
- Maisincho, L. (2012a). Informe de mantenimiento de la estación meteorológica automática SAMA-JR. Technical report, Instituto Nacional de Meteorología e Hidrología.
- Maisincho, L. (2012b). Informe de mantenimiento de la estación meteorológica automática SAMA-JS. Technical report, Instituto Nacional de Meteorología e Hidrología.
- Maisincho, L. (2015). *Analyse de la fonte glaciaire et nivale dans les Andes tropicales á partir d'un bilan d'énergie: Glacier de l'Antisana, Equateur (0°28'S)*. PhD thesis, Université Grenoble Alpes.
- Maisincho, L., Cáceres, B., Manciatì, C., Loyo, C., Cuenca, E., Villacís, M., Paredes, D., Garces, A., Laval, R., Mailler, S., Bucher, R., Delachaux, F., Freire, D., Chazarin, J., Francou, B., Cadier, E., and Guamanzara, C. (2007). *Glaciares del Ecuador: Antisana y Carihuayrazo: Balance de Masa, Topografía, Pluviometría, Meteorología e Hidrología. Informe 2005*. Quito-Ecuador.
- Manciatì, C. and Freile, D. (2007). Relación a escala mensual y estacional entre la información hidrometeorológica local y regional, y la fusión de los glaciares tropicales del Ecuador. Casos de estudio: Glaciar 15 y Glaciar Crespos del nevado Antisana.
- Mena, S. (2010). Evolución de la dinámica de los escurrimientos en zonas de alta montaña: Caso del volcán Antisana.

- Menegoz, M. (2004). Étude de la couche limite atmosphérique sur le glacier de l'Antizana (Equateur) et estimation des flux turbulents. Master's thesis, Terre, Univers, Environnement-LGGE, Grenoble-France.
- Minaya, V. (2016). *Ecohydrology of the Andes paramo region*. PhD thesis, Delft University of Technology.
- Minaya, V., Camacho Suarez, V., Wenninger, J., and Mynett, A. (2016). Quantification of runoff generation from a combined glacier and *páramo* catchment within an Ecological Reserve in the Ecuadorian highlands. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, 2016:1–20.
- Mourre, L. (2012). Modélisation distribuée du bilan d'énergie et de la dynamique d'un glacier des Andes d'équateur. Master's thesis, ENSEEIHT - Département Hydraulique - Mécanique des fluides, France.
- Naz, B. S., Frans, C. D., Clarke, G. K. C., Burns, P., and Lettenmaier, D. P. (2014). Modeling the effect of glacier recession on streamflow response using a coupled glacio-hydrological model. *Hydrology and Earth System Sciences*, 18(2):787–802.
- Oerlemans, J. and Knap, W. H. (1998). A 1 year record of global radiation and albedo in the ablation zone of Morteratschgletscher, Switzerland. *Journal of Glaciology*, 44(147):231–238.
- Oke, T. R. (1987). *Boundary layer climate*. Taylor and Francis group.
- OMM (2014). Declaración de la Organización Meteorológica Mundial sobre el estado del clima mundial en 2013, boletín 1130. Technical report, OMM.
- Padrón, R., Wilcox, B., and Céleri, P. (2015). Rainfall in the Andean Páramo: New Insights from High-Resolution Monitoring in Southern Ecuador. *Journal of hidrometeorology*, 16:985–996.
- Palacios, J., Rosero, D., Lara, A., and Ontaneda, G. (2013). Boletín climatológico semestral enero-junio 2013. Technical report, Instituto Nacional de Meteorología e Hidrología.
- Pang, T. (2006). *An Introduction to Computational Physics*. Cambridge University Press, New York, E.U.
- Paterson, W. (1994). *The Physics of Glaciers*. Butterworth Heinemann.
- Pellicciotti, F., Carenzo, M., Helbing, J., Rimkus, S., and Burlando, P. (2009). On the role of subsurface heat conduction in glacier energy-balance modelling. *Annals of Glaciology*, 50:16–24.
- Pouget, J.-C., no, D. P., Vera, A., Villacís, M., Condom, T., Escobar, M., Goulven, P. L., and Calvez, R. (2015). Glacio-hydrological modelling and water resources management in the ecuadorian andes: the example of quito. *Hydrological Sciences Journal*, 62(3):431–446.

- QGIS, E. d. d. (2017). Uso del complemento analisis de terreno en qgis. Web; accedido el 05 de julio 2017.
- Qu, X. and Hall, A. (2007). What controls the strength of snow-albedo feedback? *Journal of Climate*, 20(15):3971–3981.
- Rabatel, A., Francou, B., Soruco, A., Gomez, J., Cáceres, B., Ceballos, J. L., Basantes, R., Vuille, M., Sicart, J.-E., Huggel, C., Scheel, M., Lejeune, Y., Arnaud, Y., Collet, M., Condom, T., Consoli, G., Favier, V., Jomelli, V., Galarraga, R., Ginot, P., Maisincho, L., Mendoza, J., Ménégos, M., Ramirez, E., Ribstein, P., Suarez, W., Villacis, M., and Wagnon, P. (2013). Current state of glaciers in the tropical andes: a multi-century perspective on glacier evolution and climate change. *The Cryosphere*, 7(1):81–102.
- Ramallo, C. (2013). *Caracterisation du regime pluviometrique et sa relation a la fonte du glacier Zongo (Cordillere Royale)*. PhD thesis, Université de Grenoble.
- Rasmussen, E. M. and Carpenter, T. H. (1982). Variations in Tropical Sea Surface Temperature and Surface Wind Fields Associated with the Southern Oscillation/El Niño. *Monthly Weather Review*, 110(5):354–384.
- Real, E. (2013). Implementación de un balance de energía sobre una superficie glaciar. Caso específico: Volcán Nevado de Santa Isabel, Glaciar Conejeras, Departamento de Caldas-Colombia. Master’s thesis, Universidad Nacional de Colombia. Facultad de Ciencias-Departamento de Geociencias, Bogotá-Colombia.
- Roe, G. H. (2005). Orographic precipitation. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 33(1):645–671.
- Ruíz, J. (2016). Distributed Hydro-glaciological modeling of the Antisana massif in Ecuador during the period 2005-2008. Master’s thesis, LTHE-Université Grenoble Alpes, Grenoble-France.
- Ruíz, J. C. (2015). Simulación de la Hidrología de la cuenca Humboldt del volcán Antisana.
- Sagredo, E. A., Rupper, S., and Lowell, T. V. (2014). Sensitivities of the equilibrium line altitude to temperature and precipitation changes along the andes. *Quaternary Research*, 81(2):355–366.
- Sauter, T., Moller, M., Finkelnburg, R., Grabiec, M., Scherer, D., and Schneider, C. (2013). Snowdrift modelling for the Vestfonna ice cap, north-eastern Svalbard. *The Cryosphere*, 7(4):1287–1301.
- Schaefli, B., Hingray, B., Niggli, M., and Musy, A. (2005). A conceptual glacio-hydrological model for high mountainous catchments. *Hydrology and Earth System Sciences*, 9:95–109.
- Schlichting, H. (1979). *Boundary-Layer Theory*. McGraw-Hill Book Company.
- Sicart, J. E. (2002). *Contribution a l’étude des flux d’énergie, du bilan de masse et du debit de fonte d’un glacier tropical: Le Zongo, Bolivie*. PhD thesis, Université Paris VI, Paris.

- Sicart, J. E. (2012). LMI GREATICE, ORE GLACIOCLIM Glaciares, indicadores del clima y recursos hídricos. Diapositivas -Presentación programa GREAT-ICE.
- Sicart, J. E., Hock, R., Ribstein, P., Litt, M., and Ramirez, E. (2011). Analysis of seasonal variations in mass balance and meltwater discharge of the tropical zongo glacier by application of a distributed energy balance model. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 116(D13). D13105.
- Sicart, J. E., Hock, R., and S., D. (2008). Glacier melt, air temperature, and energy balance in different climates: The bolivian tropics, the french alps, and northern sweden. *J. Geophys Res.*, 113(D24113).
- Sicart, J. E., Ribstein, P., Francou, B., Pouyaud, B., and Condom, T. (2007). Glacier mass balance of tropical Zongo glacier, Bolivia, comparing hydrological and glaciological methods. *Global and Planetary Change*, 59(1):27–36.
- Sicart, J. E., Wagnon, P., and Ribstein, P. (2005). Atmospheric controls of the heat balance of Zongo Glacier (16S, Bolivia). *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 110(D12).
- Singh, V., Singh, P., and Haritashya, U. (2011). *Encyclopedia of snow, ice and glaciers*. Springer, Inc., Dordrecht, Netherlands.
- Spencer, J. (1971). Fourier series representation of the position of the sun. 2(172).
- Stocker, T., Qin, D., Plattner, G.-K., Alexander, L., Allen, S., Bindoff, N., Bréon, F.-M., Church, J., Cubasch, U., Emori, S., Forster, P., Friedlingstein, P., Gillett, N., Gregory, J., Hartmann, D., Jansen, E., Kirtman, B., Knutti, R., Krishna Kumar, R., Lemke, P., Marotzke, J., Masson-Delmotte, V., Meehl, G., Mokhov, I., Piao, S., Ramaswamy, V., Randall, D., Rhein, M., Rojas, M., Sabine, C., Shindell, D., Talley, L., Vaughan, D., and Xie, S. (2013). Technical Summary In: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Technical report, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Strasser, U., Corripio, J., Pellicciotti, F., Burlando, P., Brock, B., and Funk, M. (2004). Spatial and temporal variability of meteorological variables at Haut Glacier d’Arolla (Switzerland) during the ablation season 2001: measurements and simulations. *Geophys. Res.*, 109(D03103).
- Villacís, J. (2000). *El Proyecto Mica-Quito Sur en El Páramo como fuente de recursos hídricos*. Abya Yala, Quito, serie páramo 3 edition.
- Villacís, M. (2008). *Ressources en eau glaciaire dans les Andes d’ Equateur en relation avec les variations du climat : Le cas du volcan Antisana*. PhD thesis, Université Montpellier II, Montpellier.
- Villacis, M., Taupin, J.-D., Heredia, E., Palacios, E., and Palacios, J. (2003). Climatic variability in equatorial sierra in relation with ENSO. *International Association of Hydrological Sciences, Publication*, (278):202–208.

- Vincent, C., Ribstein, P., Favier, V., Wagnon, P., Francou, B., Meur, E. L., and Six, D. (2005). Glacier fluctuations in the Alps and in the tropical Andes. *Comptes Rendus Geoscience*, 337(1):97–106.
- Vuille, M., Bradley, R. S., and Keimig, F. (2000). Interannual climate variability in the Central Andes and its relation to tropical Pacific and Atlantic forcing. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 105(D10):12447–12460.
- Wagnon, P. (1999). *Analyse du bilan d'energie d'un glacier tropical. Application a la relation Glacier-Climat*. PhD thesis, Université Joseph Fourier - Grenoble I.
- Wagnon, P., Lafaysse, M., Lejeune, Y., Maisincho, L., Rojas, M., and Chazarin, J. P. (2009). Understanding and modeling the physical processes that govern the melting of snow cover in a tropical mountain environment in Ecuador. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 114(D19).
- Wagnon, P., Sicart, J., Berthier, E., and Chazarin, J. (2003). Wintertime high-altitude surface energy balance of a Bolivian glacier, Illimani, 6340 m above sea level. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 108(D6).
- Wright, A. P., Wadham, J. L., Siegert, M. J., Luckman, A., Kohler, J., and Nuttall, A. M. (2007). Modeling the refreezing of meltwater as superimposed ice on a high Arctic glacier: A comparison of approaches. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 112(F4).

Apéndice A

Ubicación y características de los instrumentos de medición

A.1. Coordenadas geográficas de las estaciones meteorológicas, hidrológicas y pluviógrafos

Estación	Tipo	Coordenadas WGS84 (<i>m</i>)		Altura(<i>m</i>)
		Este	Norte	
SAMA E2	AWS	816329	9945354	4753
SAMA JR	AWS	816715	9945527	5000
SAMA JS	AWS	817159	9945622	5200
PRAA MORRENA	AWS	816024.9	9945304.2	4730
P8 MORRENA	PLUVIÓGRAFO	815834	9945610	4720
LIMNI CRESPOS	LIMNIGRAFO	814727.9	9945520.4	4520
P-ORE	PLUVIÓGRAFO	816860.9	9947567.5	4850
ORE GLACIOCLIM	AWS	816860.9	9947567.5	4850

Tabla A.1: Coordenadas de los pluviógrafos y estaciones utilizadas.

Variable ^a (unidad)	Tipo de sensor, (altura de medida ^b)	Precisión (dada por el fabricante)
Precipitación (mm)	TE525WS-L Rain gage, (1.53m)	$\pm 0,1mm$
Temperatura del aire ($^{\circ}C$)	Vaisala HPM45AC-ventilada ^c , (1.04m)	$\pm 0,2^{\circ}C$
Humedad relativa (%)	Vaisala HPM45AC-ventilada ^c , (1.04m)	$\pm 2\%$ sobre [0 – 90 %] ^d
Velocidad del viento (ms^{-1})	Young 05103, (1.78m)	$\pm 0,3ms^{-1}$
Dirección del viento ($^{\circ}$)	Young 05103, (1.78m)	$\pm 3deg$
Radiación de onda corta incidente y reflejada (Wm^{-2})	<i>Kipp&Zonen</i> CNR4 0,305 < λ < 2,8 μm , (0.81m)	$\pm 10\%$ sobre la suma diaria
Radiación de onda larga incidente y emitida (Wm^{-2})	<i>Kipp&Zonen</i> CNR4-G3 5 < λ < 50 μm , (0.81m)	$\pm 10\%$ sobre la suma diaria

Tabla A.2: Lista y características de captos instalados en la estación SAMA-E2 (Ecuador-2) ubicada a 4753 m. Tomada de Maisincho (2011).

^a Los datos registrados son promedios de media hora a partir de medidas realizadas cada 15 segundos, con excepción de la dirección del viento que toma una medición cada 30 minutos.

^b Las alturas son variables (con precisión razonable $\pm 5cm$).

^c Para evitar perturbaciones que puede ocasionar la radiación solar los captos Vaisala están protegidos con cámaras de acero y ventilación artificial.

^d La precisión disminuye hasta $\pm 3\%$ sobre [90 – 100 %].

Variable ^a (unidad)	Tipo de sensor, (altura de medida ^b)	Precisión ^c
Temperatura del aire ($^{\circ}C$)	Vaisala HPM45AC-ventilada, ^d (1.04m)	$\pm 0,2^{\circ}C$
Humedad relativa (%)	Vaisala HPM45AC-ventilada, ^d (1.04m)	$\pm 2\%$ sobre [0 – 90 %] ^e

Tabla A.3: Lista y características de captos instalados en la estación SAMA-JR ubicada a 5000 m. Tomado de Maisincho (2012a).

^a Los datos registrados son promedios de media hora a partir de medidas realizadas cada 15 segundos, con excepción de la dirección del viento que toma una medición cada 30 minutos.

^b Las alturas son variables (con precisión razonable $\pm 5cm$).

^c Dada por el fabricante.

^d Para evitar perturbaciones que puede ocasionar la radiación solar los captos Vaisala están protegidos con cámaras de acero y ventilación artificial.

^e La precisión disminuye hasta $\pm 3\%$ sobre [90 – 100 %].

Variable ^a (unidad)	Tipo de sensor, (altura de medida ^b)	Precisión ^c
Temperatura del aire ($^{\circ}C$)	Vaisala HPM45AC-ventilada ^d (1.04m)	$\pm 0,2^{\circ}C$
Humedad relativa (%)	Vaisala HPM45AC-ventilada, ^d (1.04m)	$\pm 2\%$ sobre [0 – 90 %] ^e
Velocidad del viento (ms^{-1})	Young 05103-5, (1.78m)	$\pm 1ms^{-1}$
Dirección del viento ($^{\circ}$)	Young 05103-5, (1.78m)	$\pm 1^{\circ}$

Tabla A.4: Lista y características de captos instalados en la estación SAMA-JS ubicada a 5200 m. Tomado de Maisincho (2012b).

^a Los datos registrados son promedios de media hora a partir de medidas realizadas cada 15 segundos, con excepción de la dirección del viento que toma una medición cada 30 minutos.

^b Las alturas son variables (con precisión razonable $\pm 5cm$).

^c Dada por el fabricante.

^d Para evitar perturbaciones que puede ocasionar la radiación solar los captos Vaisala están protegidos con cámaras de acero y ventilación artificial.

^e La precisión disminuye hasta $\pm 3\%$ sobre [90 – 100 %].

Variable (unidad)	Tipo de sensor	Características
Precipitación (mm)	Pluviógrafo automático tipo HOBO ^a	Abertura: $200cm^2$, altura: $100cm$

Tabla A.5: Especificaciones del captor de precipitación P_8 y P_2 . Tomado de Maisincho (2015).

^a Pluviógrafo de basculación, cada báscula corresponde a 0,124 mm de precipitación.

A.2. Equipamiento de las estaciones automáticas meteorológicas móviles de altura (SAMAs)

A.2.1. SAMA-E2(4753m)

A.2.2. SAMA-JR (5000m)

A.2.3. SAMA-JS (5200m)

A.2.4. Características técnicas de los pluviógrafos *P8* y *P2*

A.2.5. Características técnicas de la sonda de presión para calcular el nivel de agua

Rango de medida	0 – 10,0 m columna de agua.
Error de medida	± 1 cm +1 dígitos (máximo).
Resolución	0,01 m para unidades en m, 5 mm para unidades en mm.
Unidades	Opcionalmente en m, mm o ft.
Modo de medida	Profundidad (distancia entre el punto de referencia de la superficie y el nivel del agua) y nivel (columna de agua).
Protección de sobrecarga	Linear, con display hasta 13,0 m de columna de agua y sin display hasta 19,5 m de columna de agua.
Memoria	Aproximadamente 11200 valores. Memoria circular.
Display	LCD línea sencilla, 4 dígitos, altura de símbolos:12 mm.
Intervalo de lectura	5, 15, 20, 30 min, 1, 2, 3, 4, 6, 8, 12, 24h.
Interface	IrDA (Tecnología Infrarroja).
Alimentación	6V (4 x 1,5 V pilas monocelulares redondas).
Dimensiones	600 mm de largo \times 45 mm de diámetro.
Peso	1 Kg incluyendo baterías.
Rango de temperaturas	De -5 a +50 °C.
Comunicación con el río	El limnígrafo bombea aire dentro de un tubo fino de 0.1 mm de diámetro que debe ser fijado debajo de la superficie de agua en un lugar tranquilo y fuera de la zona de sedimentación. (Si hay velocidad hay que instalar una pequeña cama de aire para amortiguar el impacto dinámico.)
Limitador de presión	Cuando lecho del río se puede congelar es necesario instalar un limitador de presión para evitar sobrecarga de bombeo de aire.

Tabla A.6: Especificaciones técnicas de la sonda de presión Orphimides OTT

A.3. Características del equipo informático utilizado en las simulaciones

Se utilizó una estación de trabajo Dell Precision T3500 con sistema operativo Windows 7 Professional de 64 bits. El computador fue equipado con un procesador Intel (*R*) Xeon (*R*) CPU W3670 @ 3,2 GHz y una memoria RAM de 24 GB.

Aplicando los 4 módulos del modelo hidrológico durante 2012 (17568 iteraciones), el tiempo de simulación en Matlab fue aproximadamente 45 minutos.

Apéndice B

Discretización de la ecuación de calor

Para discretizar la ecuación de calor (Ec. B.1), descrita en la sección 3.3.1, se asume que el glaciar se compone de N capas con dirección normal a la superficie; cada una de ancho Δw , y p nodos con $w_p = (p-1)\Delta w$ y $p = 1, \dots, N$ que representan la profundidad. La evolución temporal es representada por NT nodos tal que $t = n\Delta t$ con $n = 0, 1, \dots, NT$.

$$\rho C_{p-hielo} \frac{\partial T(w, t)}{\partial t} = \kappa \frac{\partial^2 T(w, t)}{\partial w^2} + \frac{\partial f_s(w, t)}{\partial w} \quad (\text{B.1})$$

Aproximando las derivadas parciales mediante (Pang, 2006):

$$\left. \frac{\partial^2 T}{\partial w^2} \right|_p^n = \frac{T_{p+1}^n - 2T_p^n + T_{p-1}^n}{(\Delta w)^2} \quad (\text{B.2})$$

$$\left. \frac{\partial T}{\partial t} \right|_p^n = \frac{T_p^{n+1} - T_p^n}{\Delta t} \quad (\text{B.3})$$

$$\left. \frac{\partial f_s}{\partial w} \right|_p^n = \frac{f_{s_{p+1}}^n - f_{s_p}^n}{\Delta w} \quad (\text{B.4})$$

Y reemplazando en la ecuación (B.1) :

$$\rho C_{p-hielo} \frac{T_p^{n+1} - T_p^n}{\Delta t} = \kappa \frac{T_{p+1}^n - 2T_p^n + T_{p-1}^n}{(\Delta w)^2} + \frac{f_{s_{p+1}}^n - f_{s_p}^n}{\Delta w} \quad (\text{B.5})$$

Acomodando términos, la ecuación B.6 describe el sistema explícito para calcular la temperatura en el nodo T_p^{n+1} a partir de los nodos T_{p-1}^n , T_p^n y T_{p+1}^n (Figura B.1).

$$T_p^{n+1} = T_p^n + \frac{\Delta t}{\rho C_{p-hielo}} \left(\frac{f_{s_{p+1}}^n - f_{s_p}^n}{\Delta w} + \kappa \frac{T_{p+1}^n - 2T_p^n + T_{p-1}^n}{(\Delta w)^2} \right) \quad (\text{B.6})$$

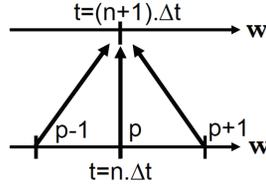


Figura B.1: El esquema explícito permite conocer la temperatura para el nodo p al instante $n+1$, a partir de los valores vecinos en el instante n . El eje vertical indica la evolución temporal (t), y el eje horizontal muestra los nodos espaciales (w).

B.1. Estabilidad del esquema explícito

El esquema desarrollado en la ecuación B.6 es estable si la diferencia entre la solución exacta y la numérica permanece fija $\forall t = n\Delta t$, lo que garantiza que los errores no se amplifiquen con el tiempo. Si se impone nula fuente de calor en (B.1) ($f_s = 0$) por facilidad de análisis, la variación de la ecuación discretizada es:

$$\delta T_p^{n+1} = \delta T_p^n + \frac{\kappa \Delta t}{\rho C_{p-hielo} \Delta w^2} (\delta T_{p+1}^n - 2\delta T_p^n + \delta T_{p-1}^n) \quad (\text{B.7})$$

Aproximando la parte temporal de δT_p^n mediante series de Fourier se tiene:

$$\delta T_p^n = \sum_l \varepsilon_l^n e^{ip\Delta w l} \quad \text{con } \varepsilon_l^n e^{ip\Delta w l} \text{ el } l\text{-ésimo armónico.} \quad (\text{B.8})$$

El esquema es estable si todos y cada uno de los modos ε_l^n permanecen acotados en el tiempo.

Es decir, el factor de amplificación $G_t = \left| \frac{\varepsilon_l^{n+1}}{\varepsilon_l^n} \right| \leq 1$.

Desarrollando (B.7), con $\delta T_p^n = \varepsilon_l^n e^{ip\Delta w}$:

$$(\varepsilon_l^{n+1} - \varepsilon_l^n) e^{ip\Delta w} = \frac{\kappa \Delta t}{\rho C_{p-hielo} (\Delta w)^2} \varepsilon_l^n (e^{i(p+1)l\Delta w} - 2e^{ip\Delta w} + e^{i(p-1)l\Delta w})$$

$$\frac{\varepsilon_l^{n+1}}{\varepsilon_l^n} - 1 = \frac{\kappa \Delta t}{\rho C_{p-hielo} (\Delta w)^2} (e^{il\Delta w} - 2 + e^{-il\Delta w})$$

$$\text{Es decir } G_t = \left| 1 - 2 \frac{\kappa \Delta t}{\rho C_{p-hielo} (\Delta w)^2} (1 - \cos(l\Delta w)) \right| \leq 1 \text{ ssi:}$$

$$\frac{\Delta t}{(\Delta w)^2} \leq \frac{\rho C_{p-hielo}}{2\kappa}$$

Relación que se cumple luego de reemplazar los valores correspondientes, lo que de muestra la validez del sistema para aproximar la difusión térmica del calor en la superficie y sub superficie glaciar.

Únicamente en esta sección se utiliza el término n para representar los nodos temporales y p los nodos espaciales para explicar la discretización de la ecuación (B.6). En el resto del documento, n es referido al factor de nubosidad (ecuación (3.10)) y p refiere a la precipitación.

Apéndice C

Calibración del modelo de albedo

El uso de rangos de temperatura para discriminar la fase de precipitación (Sección 4.2.3), en vez de una temperatura umbral (1°C), provocó que los parámetros calibrados en el glaciar 15 por Maisincho (2015) no sean utilizables en el glaciar 12; ya que la correlación entre el albedo diario¹ simulado y el calculado² fue baja ($r^2 = 0,13, KGE = 0,19$). Por tanto, fue necesario calibrar los parámetros para que el modelo de albedo (Sección 3.4) funcione eficientemente en esta zona.

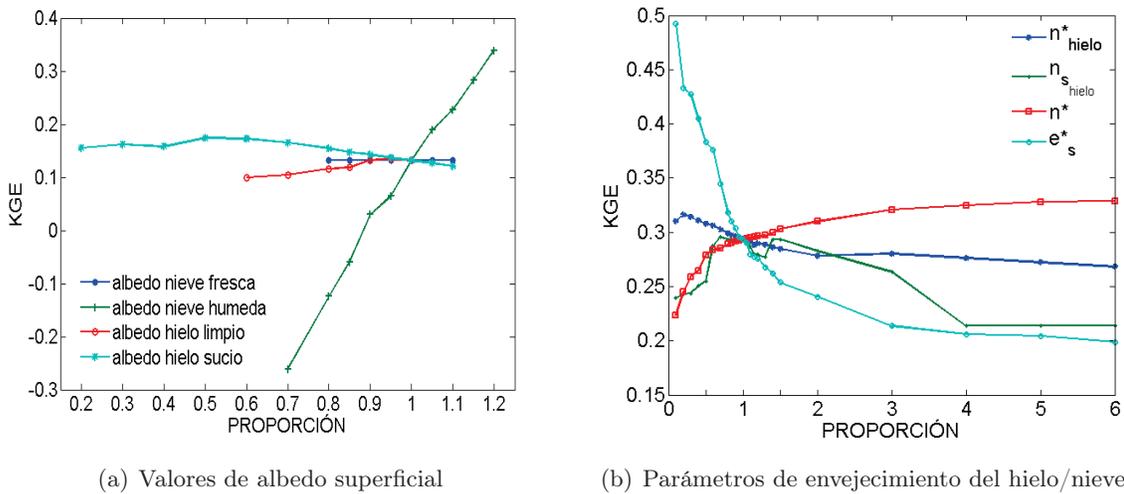


Figura C.1: Sensibilidad del modelo frente a variaciones de los parámetros del albedo, mostrado como proporción respecto a los valores iniciales. *a)* Valores de albedo superficial y *b)* Parámetros de envejecimiento del hielo/nieve.

Primero se examinó el rendimiento del modelo frente a variaciones de albedo superficial, para lo cual se aplicaron factores de proporción respecto a los valores iniciales³ (Tabla C.1). Los rangos de variación se establecieron entre los máximos y mínimos reportados en Cuffey and

¹Calculado con el promedio de los valores correspondientes a horas de luz entre las 7h y 18h.

²A partir de la relación $\alpha = S_{\downarrow}/S_{\uparrow}$

³Al valor inicial le corresponde un factor 1, un incremento del 50% corresponde 1.50 y una reducción del 50% correspondería 0.5

Paterson (2010) y se empleó el coeficiente KGE para reconocer el valor óptimo (ya este criterio alcanzó valores mayores que r^2).

Considerando que el rendimiento del modelo no presentó distintas tendencias luego de cambiar los valores de albedo para hielo y nieve (Parte *a* en la Figura C.1), se tomarón directamente como óptimos los parámetros que maximizaron el KGE. Éstos valores fueron muy similares a los valores iniciales, lo que indicó que el modelo es insensible frente a cambios de este grupo de parámetros.

Fijados los valores de albedo para el hielo y nieve, se aplicó un análisis similar en los parámetros restantes; con la diferencia que se amplió el rango de variación (Tabla C.1) debido que éstos no presentan un intervalo marcado de definición. Ya que éstos dependen directamente de la cantidad de precipitación, el rendimiento del modelo varió irregularmente cuando los umbrales de decaimiento del hielo y nieve cambiaron uno por vez (Parte *b* en la Figura C.1). En consecuencia, este análisis no permitió establecer los parámetros óptimos tomando simplemente aquellos que maximizaron el criterio KGE.

Parámetro	Notación	Valor inicial	Rango de variación	Valor final
albedo nieve fresca	$\alpha_{\text{nieve fresca}}$	0.9	[0,75 : 0,98] (0,8 – 1,1)	0.9
albedo nieve húmeda	$\alpha_{\text{nieve húmeda}}$	0.6	[0,46 : 0,7] (0,7 – 1,2)	0.69
albedo hielo limpio	$\alpha_{\text{hielo limpio}}$	0.46	[0,3 : 0,46] (0,6 – 1)	0.46
albedo hielo sucio	$\alpha_{\text{hielo sucio}}$	0.25	[0,06 : 0,3] (0,2 – 0,7)	0.2
umbral para decaimiento de hielo (días)	n_{hielo}^*	82.6	[8 : 496] (0,1 – 6)	121.6
umbral para regenerar el albedo del hielo (días)	$n_{s_{\text{hielo}}}$	1.52	[0,2 : 9] (0,1 – 5,9)	2
umbral para decaimiento de nieve (días)	n^*	0.85	[0,08 : 5,3] (0,1 – 6,2)	5
altura umbral de la capa de nieve (mmwe)	e_s^*	20.1	[2 : 121] (0,1 – 6)	3.5

Tabla C.1: Rango de variación de los parámetros y valores finales luego de aplicar análisis de sensibilidad (tipos de albedo superficial) y simulación Montecarlo (umbrales de decaimiento del hielo y nieve). En paréntesis se indica el rango de variación equivalente en factores de proporción respecto a los valores iniciales tomados de Maisincho (2015) para el glaciar 15 α .

Como alternativa para calibrar el modelo se aplicaron 10^4 simulaciones montecarlo cambiando los 4 parámetros a la vez (dentro del rango de variación anterior) tal que maximicen directamente el KGE entre albedo modelado y calculado. Para 2012, los valores finales alcanzaron $KGE = 0,69$ con $r^2 = 0,63$ ($n = 366$) a escala diaria y $KGE = 0,71$ con $r^2 = 0,55$ ($n = 8052$) a escala 30 minutos, los cuales indican una mejora considerable en la representación del albedo respecto a la simulada con los parámetros originales.

Apéndice D

Intento de aplicación del módulo de dinámica

El modelo de dinámica creado por Harper and Humphrey (2003) presenta problemas de conservación de masa en los bordes cuando se aplica a un sólo glaciar, para evitar este inconveniente se ensayó aplicar este modelo sobre todo el casquete glaciar del volcán Antisana. Se inicializó la cobertura glaciar con el balance de masa calculado en el período ensamble y se conservaron los parámetros utilizados por Maisincho (2015). Las simulaciones se realizaron sobre un período de 300 años, lo que permitió que el glaciar alcance el equilibrio a partir de las condiciones iniciales.

Después de aplicar el módulo de dinámica el pie glaciar y la línea de equilibrio se ubicaron a 4744 m y 5042 m respectivamente (Figura D.1); es decir que su ubicación cambió aproximadamente 15 m respecto a las posiciones originales con el balance de masa distribuido. Estas variaciones fueron menores a la altura de las franjas utilizadas en el modelo distribuido (35 metros); por tanto, es imposible reconocer cambios notables en el balance de masa.

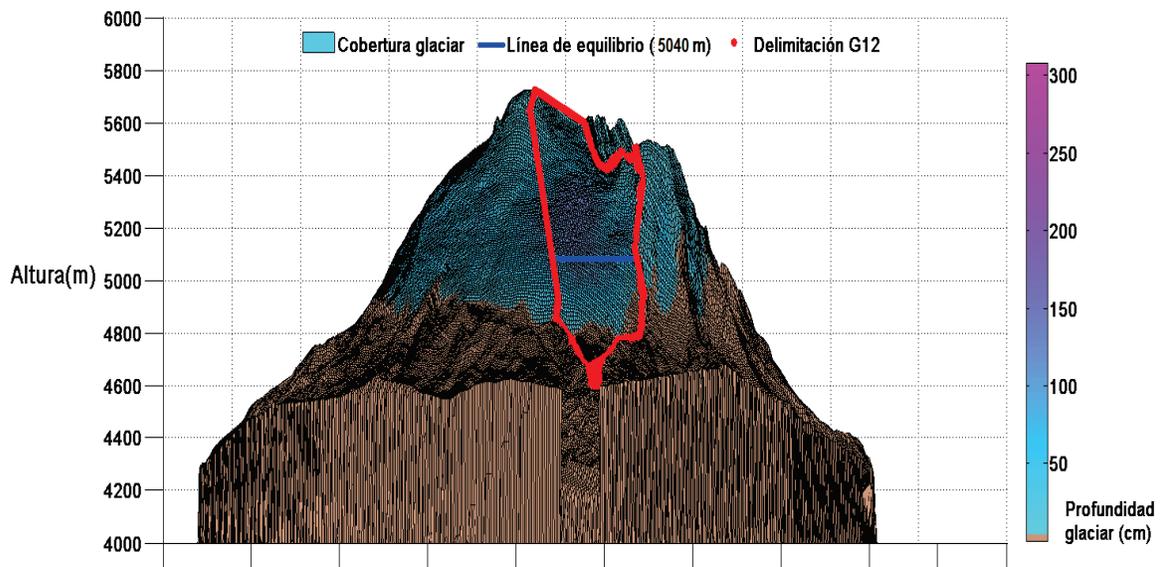


Figura D.1: Acoplamiento entre el balance de masa calculado en el período ensamble y la dinámica glaciario sobre todo el macizo Antisana. La escala de colores indica la profundidad glaciario (en cm), el color marrón indica las zonas expuestas con roca y arena. La línea roja remarca el límite aproximado del glaciario 12, y la línea azul muestra la altura de la línea de equilibrio (5042 m) simulada.

Apéndice E

Temperatura y precipitación atípicas en el período ensamble

E.1. Temperaturas atípicas en el período 2013

Durante el año 2013 se registró un aumento de temperatura generalizado (OMM, 2014), el cual también fue registrado por los termómetros pertenecientes a la red de monitoreo del volcán Antisana (Tabla E.1). La figura E.1 muestra que durante enero y abril del 2013, existió un aumento atípico en la temperatura. Siendo ésta, una de las causas para que la fusión simulada en esos meses sea aproximadamente 70 % mayor a la media simulada en el período ensamble (Sección 5.2).

Termómetro	Altura (<i>m</i>)	Promedio anual ($^{\circ}C$)	Período
SAMA-E2	4750	1.3 ± 0.3	2011-2015
ORE	4850	1.1 ± 0.5	2005-2014
P2	4785	1.4 ± 0.5	2000-2014
P8	4720	2.3 ± 0.4	2010-2014
P5	3930	5.1 ± 0.5	2000-2014

Tabla E.1: Altura de los termómetros y período de registro utilizados en la figura E.1 para calcular el ciclo mensual.

E.2. Precipitación mensual en el período ensamble

Revisando la precipitación colectada por el pluviógrafo *P8* existieron meses con déficit de precipitación durante el período ensamble (Figura E.2). Tal que, durante septiembre 2012 se registró el mínimo. Debido a esto, la zona de acumulación del glaciar 12 registró una ligera pérdida durante ese mes (Sección 5.2.2).

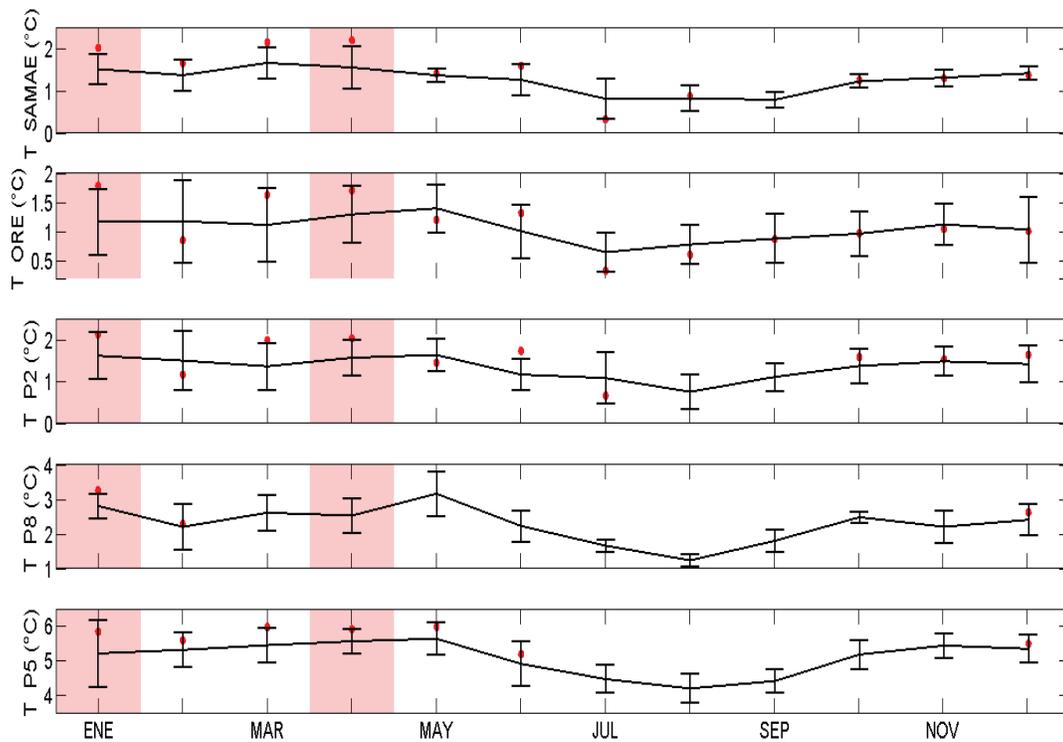


Figura E.1: Ciclo de temperatura mensual registrado en la red de monitoreo del volcán Antisana. Las barras verticales muestran la desviación estándar, mientras que los puntos rojos indican la temperatura mensual en 2013. Las franjas resaltan la temperatura de enero y abril, las cuales registraron un incremento atípico en ese año.

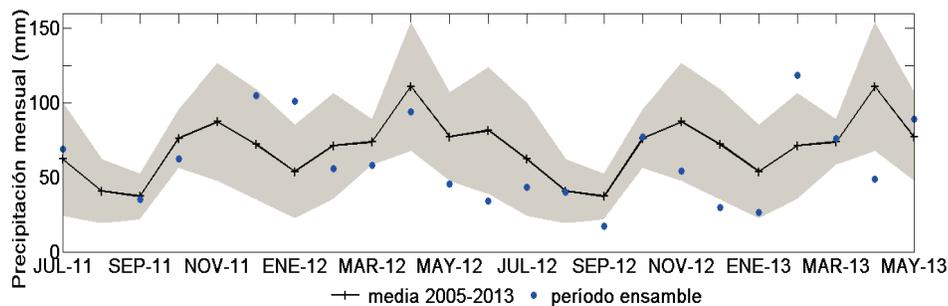


Figura E.2: Comparación entre la precipitación media mensual (línea negra) y la registrada en el período ensamble (puntos azules). La franja gris representa la desviación estándar calculada entre 2005 y 2013 para el pluviógrafo P8.

E.3. Caudal mensual en el período ensamble

Aunque durante el período ensamble (686 días) existieron 430 días (63%) con mediciones de caudal completos, las mediciones fueron intermitentes; lo que provocó que solamente existan 14 de los 23 meses con información completa > 75%. Esto imposibilitó reconocer una clara tendencia de los caudales respecto a la media, sin embargo la mayoría de meses tuvieron valores menores a la media (Figura E.3). Estos valores fueron provocados por un aumento de precipitaciones (abril 2012, febrero 2013, marzo 2013) los cuales disminuyeron el caudal,

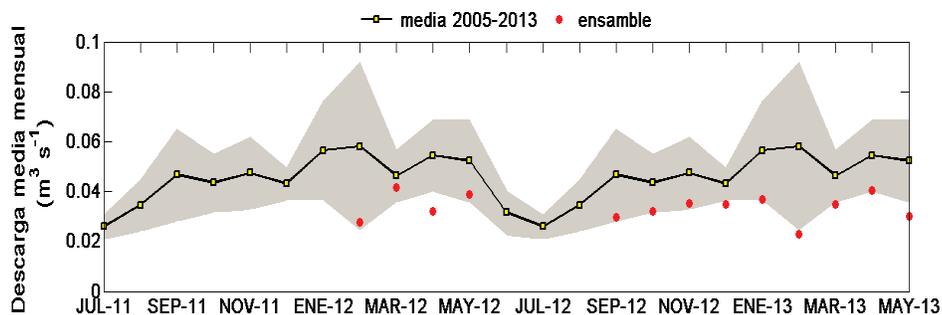


Figura E.3: Comparación entre el caudal medio mensual (línea negra) y el medido en el período ensamble (puntos rojos). La franja gris representa la desviación estandar calculada entre 2005 y 2013. Se muestran solamente meses con información completa > 75 %.

o falta de precipitaciones (enero y mayo 2013) que posiblemente impidieron que la morrena mantenga el caudal efectivo.



ESCUELA POLITÉCNICA NACIONAL

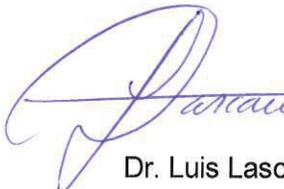
FACULTAD DE CIENCIAS

CARRERA DE FÍSICA

ORDEN DE EMPASTADO

De acuerdo a lo estipulado en el artículo 27 del Instructivo para la Implementación de la Unidad de Titulación en las Carreras y Programas vigentes de la Escuela Politécnica Nacional, aprobado por Consejo de Docencia en sesión extraordinaria del 29 de abril de 2015 y una vez verificado el cumplimiento del formato de presentación establecido, se autoriza la impresión y encuadernación final del Trabajo de Titulación presentado por el señor **LUIS FELIPE GUALCO CENTENO**.

Fecha de autorización: Quito, D.M., 14 de marzo de 2018.


Dr. Luis Lascano
DECANO
FACULTAD DE CIENCIAS

El sello circular de la Facultad de Ciencias de la Escuela Politécnica Nacional. El texto exterior del sello dice "ESCUELA POLITÉCNICA NACIONAL" y "FACULTAD DE CIENCIAS". En el centro del sello se encuentra el escudo de la institución y el texto "DECANATO".