

UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID
FACULTAD DE GEOGRAFÍA E HISTORIA
Departamento de Geografía



TESIS DOCTORAL

**Balance de masa reciente y dinámica de los glaciares de la
Península Hurd (Isla Livingston, Antártida) en un contexto de
clima cambiante**

MEMORIA PARA OPTAR AL GRADO DE DOCTOR

PRESENTADA POR

Cayetana del Pilar Recio Blitz

Directores

Francisco José Navarro Valero
Jaime Otero García

Madrid
Ed. electrónica 2019

UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID
FACULTAD DE GEOGRAFÍA E HISTORIA
Departamento de Geografía



TESIS DOCTORAL

**Balance de masa reciente y dinámica de los glaciares de la
Península Hurd (Isla Livingston, Antártida) en un contexto de
clima cambiante**

MEMORIA PARA OPTAR AL GRADO DE DOCTOR
PRESENTADA POR

Cayetana del Pilar Recio Blitz

Directores

Francisco José Navarro Valero
Jaime Otero García

Madrid, 2019

UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID

FACULTAD DE GEOGRAFÍA E HISTORIA

DEPARTAMENTO GEOGRAFÍA



**Balance de masa reciente y dinámica de los glaciares de la
Península Hurd (Isla Livingston, Antártida) en un contexto de
clima cambiante**

Memoria para optar al grado de Doctor presentada por

Cayetana del Pilar Recio Blitz

Bajo la dirección de los doctores

Francisco José Navarro Valero
Jaime Otero García

MADRID, 2019



UNIVERSIDAD
COMPLUTENSE
MADRID

**DECLARACIÓN DE AUTORÍA Y ORIGINALIDAD DE LA TESIS
PRESENTADA PARA OBTENER EL TÍTULO DE DOCTOR**

D./Dña. Cayetana del Pilar Recio Blitz,
estudiante en el Programa de Doctorado de Geografía,
de la Facultad de Geografía e Historia de la Universidad Complutense de
Madrid, como autor/a de la tesis presentada para la obtención del título de Doctor y
titulada:

Balance de masa reciente y dinámica de los glaciares de la Península Hurd (Isla Livingston, Antártida)
en un contexto de clima cambiante

y dirigida por: Francisco José Navarro Valero y Jaime Otero García

DECLARO QUE:

La tesis es una obra original que no infringe los derechos de propiedad intelectual ni los derechos de propiedad industrial u otros, de acuerdo con el ordenamiento jurídico vigente, en particular, la Ley de Propiedad Intelectual (R.D. legislativo 1/1996, de 12 de abril, por el que se aprueba el texto refundido de la Ley de Propiedad Intelectual, modificado por la Ley 2/2019, de 1 de marzo, regularizando, aclarando y armonizando las disposiciones legales vigentes sobre la materia), en particular, las disposiciones referidas al derecho de cita.

Del mismo modo, asumo frente a la Universidad cualquier responsabilidad que pudiera derivarse de la autoría o falta de originalidad del contenido de la tesis presentada de conformidad con el ordenamiento jurídico vigente.

En Madrid, a 20 de mayo de 2019

Fdo.: CAYETANA DEL PILAR RECIO BLITZ

Esta DECLARACIÓN DE AUTORÍA Y ORIGINALIDAD debe ser insertada en
la primera página de la tesis presentada para la obtención del título de Doctor.

A mi familia: Marcos, Nieves, Pilar y Ramón.

A Clara, Marta y Paula.

A Pablo.

Prefacio

El hielo de los glaciares y mantos de hielo cubre actualmente alrededor del 10% de la superficie terrestre, y cubrió un área aproximadamente tres veces mayor durante las glaciaciones. A lo largo de millones de años, los glaciares han esculpido el paisaje, erosionando el terreno y transportando y depositando a grandes distancias los materiales extraídos.

En la actualidad, casi el 99% del hielo continental está en áreas alejadas de la mayoría de las actividades humanas, en los grandes mantos de hielo de Groenlandia y la Antártida. Por lo tanto, los glaciares comparativamente pequeños de las zonas de montaña son aquellos con los que más ha interactuado el hombre y han sido también los primeros en ser estudiados. El agua de fusión glacial es un aporte hídrico fundamental en ciertas regiones, con la particularidad de que suministran el agua en el verano, cuanto más se necesita, especialmente en las zonas áridas. El agua de deshielo glacial mueve turbinas de centrales hidroeléctricas, genera suelos ricos en minerales y produce abundantes depósitos de arenas y gravas. Los glaciares son también un elemento de gran valor turístico en muchos países. De esta forma, los glaciares constituyen un elemento esencial del territorio de muchos países.

Los glaciares y los mantos de hielo son además un componente fundamental del sistema climático, cuyos cambios de masa están contribuyendo, y ha contribuido en el pasado en las épocas de transición de glaciaciones a deglaciaciones, y viceversa, a las variaciones del nivel del mar. La actividad humana, a través de su influencia reciente en el clima, está jugando un papel importante en las variaciones recientes del nivel del mar. El ser humano necesita saber el grado en que nuestro planeta se ve, y podrá verse influenciado en el futuro, por las actividades antrópicas. Necesita también contar con estimaciones realistas sobre las pérdidas de masa glacial y al aumento del nivel del mar asociados a las fluctuaciones climáticas. Las pérdidas o ganancias de masa de un glaciar se evalúan a través del balance de masa en la superficie glacial, en su frente y en su base. El balance de masa es el resultado neto de las ganancias y pérdidas de masa de un glaciar, producido durante un período de tiempo definido (anual, estacional), y a su vez, el glaciar es definido como un sistema donde la acumulación representa una entrada o ganancia de masa, mientras que la ablación representa la salida de flujo del sistema, o pérdida de masa.

En este contexto se sitúan las investigaciones en las que se encuadra esta tesis doctoral, que tiene como objetivo final explicar los principios físicos que subyacen al comportamiento y características de dos glaciares de la región de la península Antártica (Hurd y Johnsons), en relación con las variaciones en los parámetros climáticos, realizando (i) un reanálisis del balance de masa en superficie, (ii) un estudio de la densidad de la nieve y (iii) un estudio de las variaciones de volumen y masa.

Se trata, por lo tanto, de un estudio de los cambios sufridos en un componente de un territorio concreto, cuyos resultados suponen implicaciones muy importantes en la dinámica climática del planeta. Este tema es objeto de estudio en cientos de Departamentos de Geografía de todo el mundo. Los glaciares forman parte de nuestro territorio y su estudio es vital para comprender problemas actuales territoriales fundamentales en relación con el cambio climático y los recursos hídricos. Ésta es la razón por la que se ha escogido, para desarrollar la tesis, el Programa de Doctorado en

Geografía de la Facultad de Geografía e Historia de la Universidad Complutense de Madrid.

En particular, las investigaciones desarrolladas en la presente tesis doctoral han sido llevadas a cabo en el seno de dos grupos de investigación: el Grupo de Investigación en Geografía Física de Alta Montaña (GFAM) de la Universidad Complutense de Madrid (UCM), a través del cual la doctoranda ha mantenido su vinculación con el Programa de Doctorado en Geografía, y el Grupo de Simulación Numérica en Ciencias e Ingeniería (GSNCI) de la Universidad Politécnica de Madrid (UPM), en el cual la doctoranda ha estado contratada como Técnica de Apoyo a la Investigación durante tres años y medio, trabajando en el marco de diversos los proyectos de investigación del Plan Estatal de I+D+i llevados a cabo por el grupo.

La realización de esta tesis doctoral ha sido posible gracias a la ayuda y motivación de mis dos directores de tesis, Francisco Navarro y Jaime Otero, del Departamento de Matemática Aplicada a las Tecnologías de la Información y las Comunicaciones de la UPM, y de mi tutor, David Palacios, del Departamento de Geografía de la UCM. Del mismo modo, quiero transmitir mi más sincero agradecimiento por la colaboración y apoyo que he recibido de los miembros de ambos grupos de investigación. En particular, ha sido una enorme suerte poder desarrollar mi tesis doctoral junto a Darlington Mensah, Eva De Andrés y Pablo Sánchez, caminado a mi lado durante todo el proceso. También mi gratitud a Javier Lapazaran y Carmen Molina, por su estímulo y sabios consejos. Análogamente, me gustaría expresar mi agradecimiento al personal de la Agencia Estatal de Meteorología (AEMET), en especial a Sergi González y Manolo Bañón, por el aporte de datos meteorológicos. También quiero agradecer la contribución a mi aprendizaje a los miembros de los grupos colaboradores de la Universidad de Barcelona, del Instituto de Investigación Industrial “Akademprigor” de la Academia de Ciencias de la República de Uzbekistán y de la Universidad de Hokkaido (Japón).

El haber participado en las campañas antárticas 2014-15, 2015-16 y 2016-17 ha permitido disponer de buena parte de los datos de campo en los que se basa esta tesis doctoral, correspondientes a los glaciares Hurd y Johnsons, en isla Livingston (Antártida). Los trabajos de campo han sido posibles gracias a la labor y eficacia del personal de la Base Antártica Española Juan Carlos I, en especial la de los técnicos de montaña, personal técnico y Jefes de Base. Agradezco también el apoyo y amistad recibida de numerosos científicos, compañeros y verdaderos amigos de base. No quiero olvidar dar las gracias a Miguel Ángel de Pablo, con quien compartí mi primera campaña antártica, por brindarme la oportunidad de vivir la experiencia más enriquecedora de mi vida y por ser mi primer escalón de una gran aventura profesional y personal.

Por último, quiero agradecer especialmente su apoyo incondicional, su amor y paciencia a mi familia y prima Carlota Recio, a Clara del Amo, Paula Oliva, Marta Arnés y a Pablo García, ya que sin ellos nada habría sido posible. Gracias de todo corazón.

Índice

Prefacio.....	i
Índice.....	iii
Resumen.....	ix
Abstract.....	xi

Capítulo 1. Motivación y antecedentes

1.1 Motivación.....	1
1.2 Terminología básica.....	2
1.3 Estado del arte.....	3
1.3.1 Estudios de balance de masa en un contexto geográfico global.....	3
1.3.2 Estudios de balance de masa en un contexto geográfico regional y local.....	7
1.3.2.1 Evolución climática reciente.....	7
1.3.2.2 Plataformas de hielo.....	8
1.3.2.3 Glaciares de descarga que alimentan a las plataformas de hielo.....	10
1.3.2.4 Glaciares de la península Antártica con terminación en tierra y con terminación en mar.....	10
1.3.2.5 Intensidad y extensión de la fusión.....	11
1.3.2.6 Cambios en la acumulación.....	13
1.3.2.7 Pérdidas de masa actuales del Manto de Hielo de la Península Antártica y su evolución futura.....	15
1.3.2.8 Glaciares periféricos.....	17
1.4 Objetivos.....	21
1.4.1 Objetivos generales.....	21
1.4.2 Objetivos específicos.....	21
1.5 Estructura de la tesis.....	22

Capítulo 2. Balance de masa glaciar: conceptos y técnicas de medida

2.1 Balance de masa: conceptos básicos.....	26
2.1.1 Concepto de balance de masa.....	26
2.1.2 Zonas de un glaciar.....	26
2.1.3 Sistemas de fecha.....	28
2.1.4 Cálculo del balance de masa en superficie.....	28
2.1.5 Componentes del balance de masa.....	30

2.2 Técnicas de medida del balance de masa: el método de entrada-salida.....	32
2.2.1 Balance de masa en superficie, basal y frontal.....	33
2.2.1.1 Balance de masa en superficie.....	33
Métodos basados en observaciones.....	33
Método glaciológico.....	33
Medidas de ablación.....	34
Medidas de acumulación.....	34
Métodos indirectos derivados del método glaciológico.....	35
Método de flujo en la línea de equilibrio.....	36
Métodos basados en modelos.....	36
Modelos de ablación en la superficie del glaciar.....	36
Modelos de balance de energía.....	36
Modelos de índice de temperaturas positivas.....	37
Modelos mixtos.....	38
Cálculo de la acumulación usando modelos regionales de clima.....	39
2.2.1.2 Ablación frontal.....	39
2.2.2 Cálculo del balance de masa a nivel de cuenca hidrológica.....	40
2.3 Técnicas de medida del balance de masa: el método geodésico.....	41
2.3.1 Medidas sobre el terreno: métodos topográficos tradicionales y perfiles	
GNSS repetidos.....	42
2.3.2 Fotogrametría y lidar.....	42
2.3.3 Altimetría aérea y de satélite.....	42
2.3.3.1 Altimetría radar.....	43
2.3.3.2 Altimetría laser.....	44
2.3.3.3 Determinación de los cambios de elevación de la superficie en	
altimetría satelital.....	45
2.3.4 Uso de la densidad para la conversión de cambios de volumen a cambios	
de masa.....	45
2.4 Técnicas de medida del balance de masa: el método gravimétrico.....	45
2.5 Estimación de los errores del balance de masa.....	47
2.5.1 Errores implicados en el uso del método glaciológico.....	49
2.5.2 Errores implicados en el uso del método geodésico.....	49
2.5.3 Diferencias genéricas entre los balances glaciológico y geodésico.....	50

Capítulo 3. Contexto geográfico y materiales disponibles

3.1 Contexto geográfico y geológico.....	53
3.1.1 Contexto geográfico.....	53
3.1.1.1 La región de la península Antártica.....	53
3.1.1.2 El archipiélago de las Shetland del Sur.....	55
3.1.1.3 Isla Livingston.....	55
3.1.1.4 Península Hurd.....	55
3.1.2 Contexto geológico.....	57
3.2 Materiales disponibles.....	58
3.2.1 Acumulación y ablación.....	59
3.2.2 Densidad de la nieve.....	60
3.2.3 Datos meteorológicos.....	63
3.2.4 Modelos digitales de la superficie glaciar.....	66
3.2.4.1 Algunas técnicas de obtención de datos geoespaciales.....	67
Sistemas globales de navegación por satélite.....	67
Método de intersección directa en topografía clásica.....	67
Fotogrametría.....	67
3.2.4.2 Datos disponibles.....	68
3.2.4.3 Error en el DEM.....	70
3.2.5 Frontera glaciar.....	70
3.2.5.1 Datos disponibles de medida de los frentes.....	71
3.2.5.2 Evolución de los frentes.....	72
3.2.5.3 Frontera glaciar.....	75
3.2.6 Velocidades del glaciar.....	76
3.3 Selección de métodos y técnicas de estudio.....	77

Capítulo 4. La densidad de la nieve y su influencia en el cálculo del balance de masa en superficie

4.1 Motivación.....	79
4.2 Métodos.....	81
4.2.1 Evolución temporal de la densidad de la nieve.....	81
4.2.2 Evolución temporal de la temperatura y de los PDD.....	82
4.2.3 Densidad versus temperatura y PDD.....	82
4.2.4 Balance de masa.....	83

4.2.5 Efectos de las variaciones de densidad sobre el balance de masa superficial calculado.....	83
4.3 Resultados y discusión.....	85
4.3.1 Evolución temporal de la densidad, temperatura y PDD.....	85
4.3.2 Efecto de las variaciones de la densidad en el cálculo del balance de masa...	91

Capítulo 5. Balance de masa reciente en los glaciares Johnsons y Hurd

5.1 Serie histórica de balance de masa climático 2002-2011.....	95
5.2 Revisión de datos de la serie histórica y extensión al periodo 2002-2016.....	96
5.2.1 Divisorias de hielo actualizadas.....	97
5.2.1.1 DEM TanDEM-X de península Hurd de 04/08/2014.....	97
5.2.1.2 Definición de las divisorias.....	98
5.2.2 Posición variable de los frentes glaciares.....	99
5.2.2.1 Frentes con terminación en mar (Johnsons)	99
5.2.2.2 Frentes con terminación en tierra (Argentina, Las Palmas, Sally Rocks)	99
5.2.3 Mapas digitales de la superficie glaciar actualizados.....	99
5.2.4 Resultados y discusión: valores revisados de los balances de masa climáticos.....	101
5.3 El balance de masa geodésico de los periodos 1957-2000 y 2000-2013.....	111
5.3.1 El balance de masa geodésico diciembre 1957-diciembre 2000.....	111
5.3.2 El balance de masa geodésico diciembre 2000-febrero 2013.....	114
5.3.2.1 Procedimiento de cálculo.....	114
5.3.2.2 Análisis del error.....	117
5.3.3 Comparación de los balances de masa geodésicos 1957-2000 y 2000-2013.....	119
5.4 La ablación frontal del glaciar Johnsons.....	120
5.5 El balance de masa total de los glaciares Hurd y Johnsons.....	122
5.6 Análisis de la evolución del balance de masa de los glaciares Hurd y Johnsons en el contexto de la variación climática regional.....	124
5.6.1 Evolución del balance de masa entre los periodos 1957-2000 y 2000-2013.....	124
5.6.2 Evolución del balance climático durante el periodo de enfriamiento regional reciente.....	127
5.6.2.1 Transición de calentamiento a enfriamiento durante el periodo 1979-2014.....	128

5.6.2.2 Cambios de temperaturas estacionales entre las décadas 1996-2005 y 2006-2015.....	128
5.6.2.3 Evolución reciente del balance climático.....	129
5.6.3 Evolución 2002-2016 del balance climático de los glaciares Hurd y Johnsons en comparación con el de otros glaciares de la región de la península Antártica.....	131
Capítulo 6. Conclusiones y líneas de trabajo futuro	
6.1 Conclusiones.....	135
6.2 Líneas de trabajo futuro.....	140
Bibliografía	143
Apéndices:	
A. Glosario de términos glaciológicos	163
B. Manual de campo	173
C. Gráficos de balance de masa climático	203

Resumen

El objetivo final de esta tesis doctoral es analizar el balance de masa de los glaciares Hurd y Johnsons, en isla Livingston, una isla glaciada que forma parte del archipiélago de la Shetland del Sur, situado al noroeste de la península Antártica. Un elemento esencial de esta investigación es analizar la evolución del balance de masa de estos glaciares en el contexto de las variaciones climáticas regionales. En este sentido, el estudiar dos glaciares de distinta morfología (Hurd, terminado en tierra, y Johnsons, terminado en mar) confiere un interés especial a esta tesis, ya que la respuesta dinámica de estos glaciares a las variaciones climáticas, y sus cambios de balance de masa asociados, es distinta. Además, se trata de dos glaciares representativos de un gran número de glaciares de ambos tipos presentes en esta región, por lo que su estudio tiene un interés no sólo local, sino regional.

La región de la península Antártica y sus islas circundantes, incluyendo las Shetland del Sur, ha sufrido un calentamiento sostenido durante la segunda mitad del siglo XX, que ha sido de los más intensos del planeta, similar al experimentado en la región ártica. Este fuerte calentamiento atmosférico, junto con el calentamiento oceánico de ciertas zonas, ha tenido un impacto importante en los diversos elementos de la criosfera regional. Estos impactos incluyen la disminución de área y espesor, debilitamiento y en ciertos casos desintegración de las plataformas de hielo que conforman buena parte de la costa de la península Antártica. La desintegración de estas plataformas de hielo ha implicado la aceleración de los glaciares de descarga que alimentan a las plataformas. Estos glaciares, a su vez, drenan el hielo del manto de hielo que cubre la península Antártica, que por esta razón se ha adelgazado.

Sin embargo, durante los aproximadamente quince primeros años del siglo presente, esta región, y en especial su parte norte y las islas Shetland el Sur, ha sufrido un enfriamiento sostenido, con un descenso en las temperaturas medias del orden de 1 °C en un periodo de tiempo tan corto. Este enfriamiento, en particular el correspondiente al verano, ha sido atribuido al reforzamiento de los vientos cercanos a la superficie, del este-sureste hacia la península Antártica, asociado al aumento de la presión atmosférica a nivel del mar sobre el Atlántico Sur y a su disminución simultánea sobre el Mar de Bellingshausen. Este régimen de vientos, a su vez, ha dado lugar a un aumento de la concentración del hielo marino a lo largo de la zona norte del Mar de Weddell, en contacto con el noreste de la península Antártica.

Quince años son un breve periodo de tiempo en el contexto de los estudios del clima y de la criosfera. Además, las temperaturas regionales de los últimos dos o tres años parecen indicar que este enfriamiento regional reciente parece haber llegado a su fin. Por lo tanto, este periodo de enfriamiento parece haber sido un episodio singular, pero no inusual dada la alta variabilidad climática regional, dentro de una tendencia general a más largo plazo al calentamiento. Dada la brevedad de este episodio de enfriamiento, no cabe esperar una respuesta significativa al mismo por parte de las grandes masas de hielo. Sin embargo, el balance de masa en superficie se considera como la repuesta sin retardo de los glaciares a los cambios en el forzamiento atmosférico. En este sentido, no es de extrañar que el balance de masa en superficie de los pequeños glaciares de esta región (entre ellos, los glaciares Hurd y Johnsons) haya experimentado un cambio de régimen, de pérdida de masa hasta recientemente, a ganancia de masa en la segunda parte del periodo de enfriamiento.

Los investigadores del Grupo de Simulación Numérica en Ciencias e Ingeniería de la Universidad Politécnica de Madrid, en cuyo seno (junto con el Grupo de Investigación en Geografía Física de Alta Montaña de la Universidad Complutense de Madrid) ha sido desarrollada esta tesis doctoral, mantienen un programa de monitorización del balance de masa de los glaciares Hurd y Johnsons desde la Campaña Antártica Española 2000-2001. Los balances de masa en superficie de ambos glaciares han sido suministrados a la base de datos del World Glacier Monitoring Service desde el año hidrológico 2002. El cálculo del balance de masa, sin embargo, se ha realizado, hasta ahora, usando una topografía y definición del contorno del glaciar fija para todos los años. Sin embargo, cabe esperar que los cambios en la topografía de la superficie del glaciar, y los cambios en su área debido al retroceso de sus frentes, puedan tener un impacto en los cálculos del balance de masa. De igual forma, parece lógico esperar una disminución en la densidad de la nieve asociada a este periodo de enfriamiento. Esto se debe a que la menor temperatura implica una menor fusión en la superficie, y por lo tanto una menor infiltración y posterior recongelación, en el interior de la capa de nieve, del agua de fusión superficial infiltrada. Cabe pues, por lo tanto, pensar que esta disminución en la densidad pueda tener también un impacto en el cálculo el balance de masa en superficie.

Estas dos hipótesis motivan los tres temas centrales de esta tesis doctoral: 1) el reanálisis de los datos de balance de masa hasta ahora disponibles, pero utilizando una topografía del glaciar cambiante para cada año hidrológico y unas fronteras del glaciar también cambiantes (en especial, la posición de los frentes glaciares; 2) la cuantificación de la disminución de la densidad de la nieve debida al episodio de enfriamiento reciente, y su posible efecto sobre los cálculos del balance de masa en superficie; y 3) el análisis de la evolución del balance de masa en superficie de los glaciares Hurd y Johnsons en el contexto de la evolución climática regional reciente. Otros temas abordados en esta tesis son el cálculo del balance de masa geodésico del periodo 2000-2013, un cálculo alternativo de las pérdidas de masa por desprendimiento de icebergs del glaciar Johnsons y la estimación del balance de masa total de los glaciares Hurd y Johnsons durante el periodo 2002-2016.

Nuestros resultados muestran que, efectivamente, se ha dado una disminución del valor medio de la densidad de la nieve, de -22 kg m^{-3} durante el período 2004-2016, pero esta disminución ha sido insuficiente para tener efectos apreciables sobre los cálculos del balance de masa. De forma similar, el uso de una geometría del glaciar específica de cada año hidrológico, pese a ser un requisito para una estimación rigurosa del balance de masa, tampoco ha tenido unos efectos significativos sobre el balance de masa calculado. Esto se debe a que, debido al episodio de enfriamiento reciente, los cambios en la topografía y en la posición de los frentes del glaciar han sido insuficientes para implicar cambios apreciables en el balance de masa. No obstante, este estudio nos ha permitido ampliar al periodo 2002-2016 el análisis riguroso del balance de masa de estos glaciares, hasta ahora sólo disponible para el periodo 2002-2011, y confirmar la intensificación de las ganancias de masa en superficie en la segunda parte del periodo considerado. Como consecuencia, el balance de masa total de ambos glaciares (incluyendo pérdidas por icebergs y fusión submarina en el frente del glaciar Johnsons) ha sido aproximadamente nulo durante el periodo de estudio, habiendo permanecido ambos glaciares en equilibrio.

Abstract

The final aim of this PhD thesis is to analyse the mass balance of Hurd and Johnsons glaciers, Livingston Island, a glacierized island that is part of the South Shetland Islands archipelago, located to the northwest of the Antarctic Peninsula. A key element of this research is investigating the evolution of the mass balance of these glaciers in the context of the regional climate variations. In this sense, studying two glaciers with distinct morphology (Hurd, land-terminating, and Johnsons, sea-terminating) confers to this thesis a special interest, because the dynamic response of these glaciers to climate variations, and their associated mass balance changes, is different. Moreover, these glaciers are representative of many glaciers of both types located in this region. Hence, their study has not only local, but also regional interest.

The Antarctic Peninsula region and its surrounding islands, including the South Shetland Islands, has undergone a sustained warming during the second half of the 20th century, which has been among the most intense on Earth, like that experienced by the Arctic region. This strong atmospheric warming, together with oceanic warming in selected areas, has had an important impact on various elements of the regional cryosphere. These impacts include the decrease in area and thickness, weakening, and in some cases collapse of the ice shelves that conform a large fraction of the Antarctic Peninsula coastal area. The collapse of ice shelves has implied the acceleration of the outlet glaciers feeding them. These glaciers, in turn, drain the ice from the Antarctic Peninsula Ice Sheet, which has therefore thinned.

However, during the first fifteen years of the current century, this region, in particular its northern part and the South Shetland Islands, has experienced a sustained cooling, with a decrease in average temperatures in the order of 1 °C, over such a short period. This cooling, in particular that in the summer, has been attributed to the strengthening of the cold, near-surface east-to-southeasterly winds towards the Antarctic Peninsula, associated with the increase of sea-level pressure over the Southern Atlantic and its simultaneous decrease over the Bellingshausen Sea. This wind regime, in turn, has led to an increase of the sea-ice concentration across the north-western part of the Weddell Sea, in contact with the northeast of the Antarctic Peninsula.

Fifteen years are a brief period in the context of climate and cryosphere studies. Moreover, the regional temperatures over the last 2-3 years seem to indicate that the regional cooling is coming to an end. Therefore, this cooling period seems to have been a singular episode, not unusual given the high regional climate variability, within a more general long-term warming trend. Given the short temporal scale of this cooling period, we should not expect a significant response of the large ice masses. However, glacier surface mass balance is the non-delayed response of glaciers to changes in atmospheric forcing. Therefore, it is not surprise that the surface mass balance of the small glaciers in this region (among them, Hurd and Johnsons glaciers) have experience a change in mass-balance regime, from mass losses until fairly recently to mass gains during the second part of the cooling period.

The researchers of the Group of Numerical Simulation in Science and Engineering of Universidad Politécnica de Madrid, in which (together with the Group of High-Mountain Geography of Universidad Complutense de Madrid) this PhD thesis has been developed, is running a mass-balance monitoring programme of Hurd and Johnsons

glaciers since the Spanish Antarctic Campaign 2000-2001. The calculated mass balances are supplied to the database of the World Glacier Monitoring Service since the hydrological year 2002. The mass-balance calculations, however, have been done so far using, for all years, fixed glacier surface topography and contours. It is expected, though, that the changes in glacier surface topography, and the changes in glacier area due to glacier fronts retreat, will have an impact on the mass balance computations. Similarly, it can be expected a decrease in snow density associated to this cooling period. The reason is that a lower temperature implies a lower surface melting, percolation and refreezing, within the snow layer, of the percolating meltwater. It could therefore be possible that this decrease in density had an impact on the calculated surface mass balance.

These two hypothesis motivate the three central themes of this PhD thesis: 1) the reanalysis of the available mass-balance series, now using a surface topography specific of each hydrological year, as well as different glaciers contours (in particular, those of the glacier fronts); 2) quantifying the decrease in snow density due to the recent cooling, and its possible effect on the calculated surface mass balance; and 3) the analysis of the mass-balance evolution of Hurd and Johnsons glaciers in the context of recent regional climate variations. Additional themes addressed by this thesis are the calculation of the geodetic mass balance over the period 2000-2013, an alternative computation of the mass losses by iceberg calving from Johnsons glacier, and the estimation of the total mass balance of Hurd and Johnsons glaciers during the period 2002-2016.

Our results show that, indeed, there has been a decrease in snow density, by -22 kg m^{-3} over the period 2004-2016, but this decrease has been insufficient to have a noticeable impact on the calculated mass balance. Similarly, the use of a geometry specific for each hydrological year, despite being a requirement for a rigorous mass-balance calculation, has not resulted in a significant change in the calculated mass balances. This is because, due to the recent cooling episode, the changes in the glacier topography and contours have been insufficient to imply a noticeable change on the mass balance. Nevertheless, this study has allowed us to extend, to the period 2002-2016, the rigorous analysis of the mass balance of these glaciers, so far only available for the period 2002-2011, and confirming the intensification of the surface mass gain along the second part of our study period. Consequently, the total mass balance of both glaciers (including the mass losses by calving and submarine melting at the front of Johnsons Glacier) has been close to zero, which means that both glaciers have been close to equilibrium during this period.

Capítulo 1

Motivación y antecedentes

1.1 Motivación

El objetivo final de las investigaciones en las que se encuadra esta tesis doctoral es mejorar las estimaciones del balance de masa*¹ de los glaciares Hurd y Johnsons (península Hurd, isla Livingston, Antártida). Se entiende por balance de masa el resultado neto de las ganancias y pérdidas de masa de un glaciar*. Las ganancias o acumulación* de masa se producen fundamentalmente por precipitación en forma de nieve sobre la superficie del glaciar. Los mecanismos de pérdida o ablación* principales son la fusión (que puede producirse en superficie, lecho o frente glaciar) y el desprendimiento de icebergs (*calving**). Esta tesis doctoral se centra en el análisis de las pérdidas y ganancias de masa que se producen en la superficie del glaciar, a cuyo resultado neto nos referimos como balance de masa en superficie (surface mass balance, SMB). No obstante, puesto que el glaciar Johnsons termina en mar, el desprendimiento de icebergs contribuye también de forma significativa a las pérdidas de masa. Por esta razón, analizaremos también la ablación frontal*, cuyas componentes principales son el *calving* y la fusión submarina en el frente glaciar. El glaciar Hurd termina en tierra emergida y, puesto que la fusión subglaciar se considera habitualmente no significativa, el balance de masa en superficie coincide prácticamente con el balance de masa total. El hecho de tratar con dos glaciares morfológicamente distintos aporta un valor añadido a esta tesis, ya que el comportamiento dinámico de los glaciares varía significativamente según terminen o no en mar. Para ambos glaciares calcularemos también el balance de masa geodésico (véase Sección 2.3.1). Éste nos permite estimar el balance de masa total medio de un glaciar durante un cierto periodo de años, que después podemos comparar con los balances anuales obtenidos usando el método glaciológico (véase Apartado 2.2.2.1), más la ablación frontal, si el glaciar termina en mar.

La cuantificación del balance de masa es un elemento esencial en el estudio de la respuesta de los glaciares a los cambios climáticos. Las pérdidas netas de masa glaciar contribuyen al aumento del nivel medio del océano. Según el último informe del Panel Intergubernamental del Cambio Climático (IPCC, en sus siglas en inglés), el nivel medio del océano aumenta actualmente a un ritmo de 3,2 mm por año (periodo 1993-2010). El 48% de las contribuciones estimadas a este aumento se atribuye a la pérdida de masa glaciar. De ésta, un 27% corresponde al conjunto de los más de 200.000 glaciares de montaña* y casquetes de hielo*² catalogados en el planeta (Pfeffer et al., 2014). El 21% restante proviene de las pérdidas de masa de los grandes mantos de hielo* de la Antártida y Groenlandia. Una contribución menor, pese a que su volumen conjunto es 130 veces mayor que el de todos los glaciares (IPCC,

¹ Los términos acompañados por un asterisco indican conceptos definidos en el glosario del Apéndice A al final de esta tesis. Véase más detalle al inicio de la Sección 1.2.

² En adelante, con el término glaciar nos referiremos indistintamente a glaciares de montaña y casquetes de hielo.

2013). Esto se debe a que la reacción térmica y dinámica de los glaciares es mucho más rápida que la de los grandes mantos de hielo. Precisamente por ello los glaciares son más vulnerables a los cambios climáticos. Los glaciares objeto de nuestro estudio están situados en el archipiélago de las Shetland del Sur, en la periferia de la península Antártica. Ésta es una de las regiones del planeta que han experimentado un mayor calentamiento durante la segunda mitad del siglo XX (Turner et al., 2005a). Sin embargo, desde el inicio del siglo actual se ha producido un enfriamiento regional (Turner et al., 2016) que parece estar llegando a su término. Como consecuencia de este enfriamiento cabría esperar una disminución en la densidad* de la nieve, que podría llegar a influir sobre las estimaciones de balance de masa (Recio-Blitz et al., 2018), por lo que se requiere el análisis de estos posibles efectos, que será abordado en esta tesis. En definitiva, este comportamiento climático singular confiere a esta región un especial interés, ya que se ha observado una respuesta de distintos elementos de la criosfera* regional a estos cambios, incluyendo los de duración del orden de una década (Oliva et al., 2017a).

La temática de esta tesis doctoral ha abierto una línea de investigación novedosa en el Grupo de Investigación en Geografía Física de Alta Montaña. Además, su orientación como estudio de un componente concreto (los glaciares y, en particular, su balance de masa) de un territorio concreto (la península Antártica y las islas Shetland del Sur) justifica su desarrollo en el contexto del Programa de Doctorado en Geografía de la Universidad Complutense de Madrid.

1.2 Terminología básica

Introducimos en esta sección ciertos términos que utilizaremos repetidamente. Hemos incluido, además, al final de la tesis, un glosario de términos básicos en glaciología para que el lector interesado pueda consultarlos. Los términos incluidos en el glosario se muestran, en su primera aparición en la tesis, acompañados por un asterisco. Los términos no incluidos en el glosario pueden encontrarse, por ejemplo, en el glosario de Cogley et al. (2011), la enciclopedia de términos glaciológicos de Singh et al. (2011), o los textos de Cuffey y Paterson (2010) o de Bamber y Payne (2004).

Los glaciares se forman por compactación de la nieve* depositada por precipitación en estado sólido. Gran parte de la nieve depositada durante el periodo de invierno se funde durante el verano. La parte que pervive, sin fundirse a lo largo del verano, pasa a denominarse neviza*. Al repetirse este proceso año tras año, se compactan las sucesivas capas de neviza, dando lugar al hielo* glaciar. La neviza pasa a considerarse hielo cuando la compactación del material es tal que las burbujas de aire atrapadas entre los cristales de hielo dejan de estar interconectadas. Esto ocurre a una presión de aproximadamente 840 kg m^{-3} (Cuffey y Paterson, 2010).

Típicamente, en la zona alta de un glaciar las ganancias de masa a lo largo de un año son mayores que las pérdidas, produciéndose una ganancia neta de masa, por lo que esta zona se denomina zona de acumulación*. En la zona de ablación*, situada en la parte baja del glaciar, se produce la situación contraria, con pérdida neta de masa. Se denomina línea de equilibrio* a la frontera entre ambas zonas, a cuya altitud media nos referimos como ELA*, usando sus siglas en inglés (equilibrium line altitude). Se denomina razón de área de acumulación* (accumulation area ratio, AAR*) al porcentaje del área total del glaciar que constituye el área de su zona de acumulación.

En relación con el estado hidrotérmico del hielo, se denomina hielo frío* a aquél que está por debajo del punto de fusión*, y hielo templado* al que está a la temperatura del punto de fusión. En el hielo templado coexisten el hielo en estado sólido y pequeñas cantidades de agua

intersticial entre los cristales de hielo. Se denomina glaciares fríos* a aquéllos que están constituidos en su totalidad por hielo frío y glaciares templados* a aquéllos constituidos por hielo templado a excepción de una capa superficial de hielo frío, de unos 10 metros de espesor, que se encuentra sometida a las variaciones estacionales de la temperatura de la atmósfera en contacto con la superficie (el espesor de la capa lo determina la penetración de la onda térmica anual) y que tiene temperaturas por debajo de los cero grados. Los glaciares politérmicos* cuentan con estratos de hielo frío y templado. En la zona de ablación, el estrato de hielo frío normalmente es el superior, en contacto con la atmósfera, y el templado el subyacente, hasta llegar al lecho (aunque en la zona frontal de los glaciares con terminación en tierra* el estrato de hielo frío en ocasiones llega hasta el lecho). En la zona de acumulación, el hielo por debajo de la capa de neviza es habitualmente hielo templado.

1.3 Estado del arte

Se presenta a continuación el estado del arte relativo a los estudios de balance de masa, incluyendo algunos estudios vinculados, como los de climatología regional o dinámica glaciar. Se presentan asimismo algunos estudios relativos a la contribución de la pérdida de masa de los glaciares al aumento del nivel del mar, por ser éste un tema de gran relevancia en el contexto actual de calentamiento climático. La presentación del estado del arte se divide en dos secciones, una referida a los estudios a escala global y otra centrada en los estudios a escala regional (península Antártica) y local (islas Shetland del Sur y, en particular, isla Livingston).

1.3.1 Estudios de balance de masa en un contexto geográfico global

La necesidad de estudiar los glaciares comienza en 1859, cuando su retroceso empieza a afectar, entre otros, a la disponibilidad de agua fresca para riego y uso doméstico. A partir de entonces han surgido numerosos estudios glaciológicos centrados en el análisis de la evolución temporal del retroceso glaciar y sus posibles causas, para lo cual ha sido necesario el desarrollo de técnicas de medida y de modelización, mayoritariamente centradas en el balance de masa glaciar. Éste es un indicador clave del estado de salud de un glaciar. Si el aporte de masa supera a la cantidad del hielo perdido, el glaciar avanzará, pero si la acumulación es menor que la ablación, el glaciar tendrá un balance de masa negativo y retrocederá. En este último caso, si no encuentra un equilibrio entre acumulación y ablación, terminará desapareciendo (Cogley et al., 2011).

En el relato que sigue, nos centraremos en las contribuciones relativas al balance de masa de los glaciares, que son nuestro objeto de interés, excluyendo en general de la discusión los estudios relativos a los grandes mantos de hielo de la Antártida y Groenlandia. No obstante, el lector interesado puede encontrar información al respecto en las estimaciones de consenso, basadas en observaciones, de Shepherd et al. (2012, 2018). Referidas a estimaciones de contribuciones futuras, la más relevante, entre las recientemente publicadas, es la de Pattyn et al. (2018).

Existe un amplio consenso sobre cuál ha sido la evolución del balance de masa global de los glaciares desde 1960. En 1970 se detectó que el balance de masa era ligeramente negativo y desde entonces ha ido haciéndose cada vez más negativo (Kaser et al., 2006). No obstante, durante años ha habido una gran disparidad de formas y términos para referirse, definir y elaborar balances de masa. Uno de los estudios más destacados desarrollados durante los primeros años fue el de Meier (1984), que analizó la contribución de la pérdida de masa de todos los glaciares del globo, a excepción de los mantos de hielo de la Antártida y de

Groenlandia, al aumento del nivel del mar. Para ello calculó el cambio de volumen medio (para el periodo 1900-1961), relacionado con una media global mediante el uso de la amplitud estacional del balance de masa. A pesar de que el margen de error de estos cálculos era grande, obtuvo como resultado que estos glaciares parecían explicar entre un tercio y la mitad del aumento del nivel del mar. Østrem y Brugman (1991) contribuyeron a los estudios iniciales del balance de masa publicando el primer manual detallado sobre cómo realizar trabajos de campo y de gabinete referidos a estimaciones de balance de masa. Años más tarde, Dyurgerov y Meier (1997) investigaron la variabilidad interanual durante los últimos 30 años del balance de masa de los pequeños glaciares del mundo.

No fue hasta 2011 cuando se hizo un intento de unificación de la terminología relativa al balance de masa, que hasta la fecha era muy dispar. Esta terminología unificada, elaborada bajo los auspicios de la International Association of Cryospheric Sciences (IACS), se recogió en un glosario (Cogley et al., 2011), que fue la primera sistematización completa de los términos referidos al balance de masa. En esta tesis hemos seguido esta terminología, algunos de cuyos términos quedan recogidos en el Glosario del Apéndice A, junto con otros extraídos o inspirados en los artículos o textos de Hagen y Reeh (2004), Bamber y Kwok (2004), Cuffey y Paterson (2010, cap. 4) y Hanna et al. (2013).

Entre los métodos más habitualmente utilizados para el cálculo del balance de masa (que presentamos con detalle en las secciones 2.2 y 2.3), el método gravimétrico es el único que proporciona directamente cambios de masa. Los restantes métodos habituales (por ejemplo, el glaciológico o el geodésico/altimétrico) proporcionan cambios de volumen y, por lo tanto, requieren una conversión de volumen a masa, usando densidades. Entre estos métodos, el método glaciológico, limitado al cálculo del balance de masa en superficie, proporciona los balances de invierno y de verano (Østrem y Brugman, 1991). Tener esta separación del SMB anual es importante para comprender las razones de los cambios observados. Por ejemplo, si una disminución observada en el balance de masa anual se ha debido a una disminución de la acumulación, o al incremento de la fusión, o ambos, o si un incremento de la acumulación ha compensado parcialmente un incremento de la fusión. El método glaciológico es especialmente adecuado para pequeños glaciares, que no por su pequeño tamaño dejan de ser importantes. Como muestra, las proyecciones de pérdida de masa glaciaria efectuadas por Huss y Hock (2015) indican que, en la próxima década, el 28% de la contribución al aumento del nivel del mar provendrá de glaciares que en la actualidad tienen un área inferior a 10 km².

En la década de 1990 aparecieron los primeros estudios relativos a los errores en la estimación del balance de masa. Abordaremos esta importante cuestión en la Sección 2.5.

Es importante señalar que, desde 1986, el World Glacier Monitoring Service* (WGMS, <http://wgms.ch/>) recoge una amplia colección de series de datos de balances de masa, calculados por el método glaciológico y, desde más recientemente, también por el método geodésico. Algunas de estas series tienen más de 50 años de datos de balance de masa, porque incorporan datos antes almacenados por otras instituciones, como la ya extinta Comisión Internacional de los Glaciares, fundada en 1894. Los datos de balance de masa referidos a nuestros glaciares objeto de estudio, Hurd y Johnsons, están disponibles, a partir del año hidrológico 2002, en la base de datos del WGMS.

Desde 1992, ha habido una revolución en la capacidad de cuantificar la contribución de las pérdidas de masa del hielo terrestre al aumento del nivel del mar, usando una amplia variedad de misiones satelitales y tecnologías. Cada misión ha proporcionado una única, pero a veces contradictoria, idea sobre las tendencias en la evolución de las masas de hielo terrestre. Durante la última década, se han publicado más de cincuenta estimaciones de las tendencias del hielo almacenado en los glaciares de la tierra, lo que ha proporcionado una información

estimaciones se realizan hasta el final del siglo (XXI), por ser el marco temporal típico de las proyecciones incluidas en los informes del IPCC. Estas predicciones se efectúan bajo determinados escenarios de evolución del clima, a su vez determinados por el escenario de emisiones de gases de efecto invernadero. A estas predicciones efectuadas asumiendo escenarios predefinidos se les denomina proyecciones. Los escenarios actualmente utilizados por el IPCC son los denominados escenarios RCP (*Representative Concentration Pathways*). Los escenarios más comunes son los denominados 2.6, 4.5 y 8.5 (ordenados de menores a mayores emisiones de gases de efecto invernadero). Entre las proyecciones de la contribución de la fusión de los glaciares al aumento del nivel del mar comentaremos únicamente dos, los más recientes y completas, que son las de Radić et al. (2014) y Huss y Hock (2015).

El estudio de Radić et al. (2014) usa el modelo de balance de masa (dependiente de la altitud) de Radić y Hock (2011), la versión 2 del inventario de glaciares RGI y 14 modelos globales de clima de CMIP5 (Taylor et al., 2012), y los escenarios de emisiones RCP4.5 y RCP8.5. Sus proyecciones sugieren una contribución acumulativa de la fusión de los glaciares a la subida del nivel del mar, a lo largo del periodo 2006-2100, de 155 ± 41 mm SLE para el escenario RCP4.5, y 216 ± 43 mm SLE para el escenario RCP8.5. Por regiones, los mayores contribuyentes a las pérdidas de masa glaciar global son los glaciares árticos (Ártico Canadiense y Ruso, Groenlandia, Alaska, Svalbard), que contribuyen con 104 ± 17 mm SLE hasta 2100 (para RCP4.5), y los glaciares antárticos y subantárticos, que contribuyen con 21 ± 6 mm SLE.

El estudio de Huss y Hock (2015) es más completo y presenta una característica esencial diferenciadora de estudios similares previos, y es que considera separadamente, y adaptado a su régimen especial, los glaciares con terminación en mar; es decir, considera también las pérdidas de masa por ablación frontal. Utiliza la versión 4 del inventario de glaciares RGI y 14 modelos globales de clima de CMIP5 (Taylor et al., 2012), y los escenarios de emisiones RCP2.6, RCP4.5 y RCP8.5. Dependiendo del escenario, las pérdidas de volumen glaciar predichas entre 2010 y 2100 en este estudio oscilan entre el 25 y el 48% del volumen actual. Otra característica importante de este análisis es que, para calcular la contribución al aumento del nivel del mar, se tiene en cuenta el hielo situado actualmente por debajo del nivel del mar y que por tanto ya desplaza actualmente agua del mar. Este efecto reduce en un 11-14% la contribución al aumento del nivel del mar. Las predicciones finales resultantes son de 79 ± 24 mm SLE (RCP2.6), 108 ± 28 mm SLE (RCP4.5) y 157 ± 31 mm SLE (RCP8.5), sustancialmente menores que las predicciones de Radić et al. (2014). Regionalmente, las mayores pérdidas de masa se predicen (por orden de magnitud) en el Ártico Canadiense, Alaska, el Ártico Ruso, Svalbard y las periferias de Groenlandia y la Antártida. Las pérdidas de masa por ablación frontal constituyen un 10% del total, globalmente, y hasta un ~30% regionalmente.

En los últimos años, la contribución de los mantos de hielo a la subida del nivel del mar ha seguido una trayectoria ascendente (Shepherd et al., 2012, 2018), hasta el punto de que ha superado ya a la de los glaciares, pese a que estos últimos han mantenido en los últimos años una tendencia todavía creciente (Bamber et al., 2018). Los glaciares seguirán siendo un contribuyente importante a la subida del nivel del mar a lo largo del siglo XXI, como pone de manifiesto, por ejemplo, el estudio de Huss y Hock (2015). No obstante, resulta claro que, a medida que los glaciares continúen perdiendo masa, llegará un momento, no lejano, en el que su contribución al aumento del nivel del mar pase a ser descendente.

1.3.2 Estudios de balance de masa en un contexto geográfico regional y local

En este apartado exponemos el estado del arte referido a los estudios de balance de masa de la península Antártica, así como estudios directamente vinculados, como son los de climatología regional y su influencia en la criosfera regional, los patrones de acumulación y de fusión, o el retroceso de los frentes glaciares. Este análisis abarcará la escala regional, a nivel de la península Antártica y sus islas circundantes, y local, de nuestra zona concreta de estudio, las islas Shetland del Sur y, más en particular, la isla Livingston. Empezaremos analizando la evolución climática reciente en la región y, tras ello, revisaremos los efectos que esta evolución climática ha tenido sobre la criosfera regional.

1.3.2.1 Evolución climática reciente

Aunque claramente estamos inmersos en un escenario de calentamiento global, no todas las regiones del globo se comportan de la misma forma (IPCC, 2013). Las tendencias al calentamiento varían mucho entre regiones, e incluso en algunas se han detectado tendencias al enfriamiento, aunque quizá no de forma sostenida. En particular, la región de la península Antártica, en la que se centra nuestro interés, se encontraba entre las regiones que, durante la segunda mitad del siglo XX ha sufrido un mayor calentamiento (Turner et al., 2005a). De hecho, durante años la península Antártica sufrió un calentamiento comparable incluso con el del Ártico, con tendencias locales como las de la estación de Vernadsky/Faraday de +0,53 °C/década entre 1951 y 2006 (Turner et al. 2009), lo que supera en cuatro veces la media mundial de +0.13 °C/década para los mismos años (Solomon et al., 2007). Sin embargo, la península Antártica ha experimentado, desde el comienzo del siglo XXI, un período de enfriamiento sostenido que ha durado algo más de 15 años (Turner et al., 2016).

Ya Carrasco et al. (2013) habían apuntado una disminución del calentamiento en la parte occidental de la península Antártica, e incluso un enfriamiento en la isla Rey Jorge. También van Wessem et al. (2015), en este caso basado en simulaciones, para el periodo 1979-2013, con el modelo regional de clima RACMO2 forzado con datos de reanálisis ERA-Interim, habían sugerido un calentamiento en el noreste de la península Antártica y un enfriamiento sobre el resto de la península, relacionándolo con cambios en la cobertura de hielo marino*. La confirmación definitiva del enfriamiento reciente vino de la mano del trabajo de Turner et al. (2016), basado en el registro de temperaturas de diversas estaciones de la península Antártica, que mostró una ausencia de calentamiento de la región desde finales del siglo pasado. En particular, identificaron, entre 1979 y 2014, dos periodos claramente diferenciados: uno de calentamiento desde 1979 hasta 1997 y otro de enfriamiento desde 1997 hasta 2014.

Este enfriamiento ha sido más acusado durante el verano austral. Según el análisis de Turner et al. (2016), el enfriamiento durante el verano ha resultado del reforzamiento de los vientos cercanos a la superficie, del este-sureste hacia la península Antártica, asociado al aumento de la presión atmosférica a nivel del mar sobre el Atlántico sur y a su disminución simultánea sobre el Mar de Bellingshausen. Este régimen de vientos ha dado lugar a un aumento de la concentración del hielo marino a lo largo de la zona norte del Mar de Weddell, en contacto con el noreste de la península Antártica. Factores adicionales relacionados con la temperatura de la superficie del mar en la zona tropical del Océano Pacífico, los fenómenos de El Niño/La Niña (El Niño Southern Oscillation, ENSO) y la Oscilación Interdecenal del Pacífico (Interdecadal Pacific Oscillation, IPO) han sido analizados por Turner et al. (2016).

Según vemos, la evolución ascendente de las temperaturas en la península Antártica se ha debilitado e incluso revertido en las últimas dos décadas, pero, debido a la variabilidad climática de esta región, no es fácil evaluar si la tendencia reciente de enfriamiento es

consistente o no con la variabilidad interna. Por esta razón, González y Fortuny (2018) analizaron la robustez de las tendencias de temperatura en la península Antártica durante el periodo 1958-2016. Sus resultados sugieren que el calentamiento observado en la península Antártica desde 1958 es bastante robusto, ya que todos los periodos de más de 30 años muestran cambios estadísticamente significativos. Los periodos inferiores a 30 años presentan alternancias de periodos de calentamiento y enfriamiento, y por lo tanto no representan tendencias sólidas incluso aunque sean estadísticamente significativo. En consecuencia, la reciente tendencia de enfriamiento de 20 años no puede considerarse en este momento como evidencia de un cambio en el signo general de la tendencia al calentamiento a largo plazo.

Pese a la escasa duración del periodo de enfriamiento regional, Oliva et al. (2017a) han destacado que el enfriamiento reciente de la península Antártica ha tenido algunos efectos observables en la criosfera regional. Éstos incluyen: 1) una mayor duración de la cobertura nival (de Pablo et al., 2017), con consecuencias en las poblaciones de líquenes, en ocasiones severas (Sancho et al., 2017); 2) un cambio de negativo a predominantemente positivo del balance de masa en superficie de los glaciares de la periferia de la zona norte de la península Antártica, incluyendo las islas Shetland del Sur (Navarro et al., 2013; Marinsek y Ermolin, 2015; Engel et al., 2018), o el engrosamiento de la capa activa del permafrost (Goyanes et al., 2014; Hrbáček et al., 2016; Ramos et al., 2017). Hay que destacar que el estudio del permafrost en la zona de las Shetland del Sur ha sido abordado por diversos grupos investigadores de geografía física y geología españoles (e.g., Correia et al., 2017; Oliva et al., 2017b,c; Vieira et al., 2010).

Analizamos a continuación cómo estos periodos, de fuerte calentamiento a lo largo de la segunda mitad del siglo XX, seguido por un enfriamiento durante algo más de quince años (que parece haber llegado a su fin) han afectado a los distintos elementos de la criosfera terrestre de esta región.

1.3.2.2 Plataformas de hielo*

El último informe del IPCC (2013) destacó que las pérdidas de masa del Manto de Hielo Antártico durante las dos últimas décadas han provenido de la zona norte de la península Antártica y el sector del Mar de Amundsen en la Antártida occidental, y que resultan de la aceleración y adelgazamiento de sus glaciares de descarga*. Esto, a su vez, se asocia con el adelgazamiento, el debilitamiento y en algunos casos la desintegración de las plataformas de hielo (Vaughan et al., 2013). Para las plataformas de hielo que rodean la península Antártica estos procesos son parte de una tendencia a largo plazo de retroceso y colapso parcial que comenzó hace décadas (Cook y Vaughan, 2010; Fricker y Padman, 2012). En la región de la península Antártica, la extensión del conjunto de las plataformas de hielo disminuyó de 152.000 km² a 124.000 km² entre los años 1950 y 2008/09, correspondiendo las mayores pérdidas a los años 1970 y 1980, y una ligera disminución en la pérdida de hielo desde los años 1980. De las doce plataformas de hielo principales, tres han mostrado un retroceso significativo y cuatro han mostrado desintegración total. Cinco plataformas de hielo no han mostrado un retroceso sostenido. Larsen D es la única plataforma de hielo que ha mostrado avance generalizado, y la mayor de las plataformas, Larsen C, no ha mostrado un cambio significativo en área hasta recientemente, en que lo ha hecho de forma moderada (Cook y Vaughan, 2010; Jansen et al., 2015; Schannwell et al., 2018).

El adelgazamiento, retroceso y eventualmente desintegración de las plataformas de hielo que rodean a la península Antártica se ha atribuido a dos factores principales. En primer lugar, al aumento de la temperatura atmosférica, que implica mayor fusión superficial y por consiguiente contribuye a la fracturación hidráulica de las grietas rellenas de agua, así como al adelgazamiento de la superficie por compactación de la neviza (Scambos et al., 2000;

MacAyeal et al., 2003; Shepherd et al., 2003; van den Broeke, 2005; Holland et al., 2011, 2015; Luckman et al., 2014). En segundo lugar, a los cambios en el océano que implican el aumento de la fusión basal bajo las plataformas de hielo (Shepherd et al., 2003; Holland et al., 2011, 2015; Nicholls et al., 2012; Pritchard et al., 2012; Rignot et al., 2013; Wouters et al., 2015).

Hasta tan recientemente como el informe del IPCC 2013, se creía que el aumento de temperaturas atmosféricas era la causa dominante del adelgazamiento y desintegración de las plataformas de hielo, siendo la contribución oceánica incierta (Vaughan et al., 2013). Esta idea fue reforzada por dos argumentos: 1) el calentamiento observado en las últimas décadas del siglo XX en la región de la península Antártica y 2) el hecho de que, en el norte de la península Antártica, el calentamiento empezó hace aproximadamente 600 años (Sterken et al., 2012), de forma que las plataformas de hielo estaban predispuestas al colapso, por haberse intensificado las tasas de calentamiento durante los últimos 100 años (Mulvaney et al., 2012). Estudios recientes han mostrado que las lagunas de agua de fusión, que pueden potencialmente disparar el colapso de las plataformas de hielo, a menudo forman parte de amplios sistemas de drenaje en la superficie. De esta forma, bajo condiciones de calentamiento climático, un sustancial aumento de drenaje en la superficie podría acelerar las pérdidas futuras de masa de la Antártida (Kingslake et al., 2017).

Según han señalado Pritchard et al. (2012), las mayores tasas de adelgazamiento se producen donde las aguas cálidas profundas pueden acceder hasta las gruesas plataformas de hielo a través de vaguadas submarinas que atraviesan la plataforma continental. De acuerdo con estos autores, el forzamiento de viento podría explicar los patrones dominantes tanto de la fusión basal como de la superficial, y con ello el colapso de las plataformas de hielo antártico, mediante ascensión de aguas oceánicas en los mares Amundsen y Bellingshausen. También explicaría el calentamiento atmosférico de la península Antártica que causó la pérdida de las plataformas de hielo Larsen A y B y que actualmente domina el adelgazamiento de Larsen C. Con otras palabras, que ambos procesos están en última instancia vinculados con la atmósfera. También que ambos mecanismos implican que las plataformas de hielo antárticas puedan responder rápidamente a los patrones de viento del hemisferio sur, que varían en escalas temporales de años a décadas.

En el oeste de la península Antártica, la plataforma de hielo Stange y las secciones más gruesas de la plataforma de hielo Jorge VI han adelgazado a un ritmo mayor que el predicho por lo modelos de compactación de la neviza, indicando fusión basal inducida por el océano. Además, se ha sugerido que la zona más gruesa de la plataforma de hielo Jorge VI ha estado expuesta a aguas circumpolares profundas que acceden a zonas de aguas menos profundas (Jenkins y Jacobs, 2008; Holland et al., 2010). De hecho, se piensa actualmente que la fusión submarina bajo las plataformas de hielo es el mayor proceso de ablación de la Antártida, estimándose que las mayores tasas de fusión corresponden al sector Pacífico sureste de la península Antártica y a la Antártida occidental, desde el extremo norte de la plataforma de hielo Jorge VI hasta el extremo oeste de la plataforma de hielo Getz (Rignot et al., 2013).

En el caso de las plataformas de hielo de movimiento lento o casi estacionario de la península Antártica, como Wilkins o Jorge VI, la fusión basal consume por completo, en una franja de escasos kilómetros desde la línea de varado, la masa de hielo proveniente de los glaciares individuales de descarga que alimentan a estas plataformas de hielo. Para el conjunto de las plataformas de hielo de la península Antártica, Rignot et al. (2013) estimaron una tasa de fusión basal media de $1,5 \pm 0,6 \text{ m a}^{-1}$, promediada sobre el área total de plataformas de hielo de 127.375 km^2 .

1.3.2.3 Glaciares de descarga que alimentan a las plataformas de hielo

Puesto que las plataformas de hielo flotan, su pérdida de masa no implica, por sí misma, un aumento del nivel del mar. Sin embargo, la desintegración de algunas plataformas de hielo en la costa noreste de la península Antártica ha llevado consigo la aceleración de los glaciares que alimentan las plataformas de hielo, debido a una reducción en la fuerza de retención ejercida por la plataforma de hielo. Esta aceleración de glaciares tributarios ha alcanzado niveles del 300 al 800%. En los años posteriores a la aceleración inicial, los glaciares de descarga se ajustarán nuevamente a las condiciones de contorno y la aceleración se reducirá con el tiempo hasta que se alcance una nueva velocidad* de equilibrio (Rott et al., 1996, 2011, 2014; De Angelis y Skvarca, 2003; Rignot et al., 2004, 2008; Scambos et al., 2004, 2014; Wuite et al., 2015).

No obstante, no todas las pérdidas de masa en las plataformas de hielo implican una aceleración de los glaciares que las alimentan. Fürst et al. (2016) han delineado áreas frontales a las que se refieren como plataformas de hielo pasivas, que pueden ser eliminadas sin que se produzcan implicaciones dinámicas relevantes. Larsen C es un ejemplo de plataforma de hielo que presenta amplias áreas frontales pasivas y que por lo tanto es menos vulnerable a los efectos dinámicos causados por el desprendimiento de grandes icebergs tabulares.

Se ha propuesto algún mecanismo adicional de estabilización de la plataforma de hielo Larsen C. Por ejemplo, Kulesa et al. (2014) han sugerido que hielo marino relativamente templado, y por lo tanto más fácilmente deformable, incrustado en estrechas zonas de sutura, puede contribuir a estabilizar la plataforma de hielo Larsen C. Además, Schannwell et al. (2018) han mostrado, usando modelos de manto de hielo de diferente complejidad, que la contribución de los glaciares que alimentan a Larsen C, en respuesta a un hipotético colapso de la plataforma de hielo, sería baja, ya que Larsen C no ejerce una fuerza de retención importante a los glaciares que la alimentan, por lo que su desaparición no resultaría en descarga adicional importante. En contraste, el modelo de Schannwell et al. (2018) predice una repuesta bastante acusada, en términos de descarga glaciar*, a un eventual colapso de la plataforma de hielo Jorge VI, debido en parte al mecanismo de inestabilidad de los mantos de hielo marinos.

1.3.2.4 Glaciares de la península Antártica con terminación en tierra y con terminación en mar

Los efectos de mayores temperaturas atmosféricas y oceánicas en la península Antártica no se limitan a las pérdidas de masa de los glaciares de descarga que alimentan a las plataformas de hielo. También han influenciado el retroceso durante el último medio siglo de los frentes glaciares marinos a lo largo de la costa de la península Antártica al norte de ~70°S (Cook et al., 2005, 2014, 2016). Cook et al. (2014) destacan que el 90% de los 860 glaciares analizados por ellos han reducido su área desde el inicio de sus medidas (1958 en promedio) y que existe un claro gradiente norte-sur de aumento de las pérdidas, así como distinto comportamiento en las costas este y oeste. La evolución temporal muestra un retroceso uniforme desde los años 1970, con un periodo de pequeño avance a finales de los años 1990. Este retroceso se ha apreciado en los estudios regionales que analizan tanto glaciares terminados en tierra como terminados en mar (Rau et al., 2004), con un amplio rango de comportamientos dependiendo del área concreta de estudio. Se han observado frentes estacionarios en la costa noroeste de la península Antártica, así como una aceleración generalizada de los glaciares terminados en mar de la costa oeste de la península Antártica. Esta última se ha observado a partir de medidas repetidas de flujo glaciar durante el periodo 1992-2005 y ha sido atribuida a la respuesta dinámica al adelgazamiento frontal (Pritchard y Vaughan, 2007).

Cook et al. (2016) han identificado una fuerte correspondencia entre las temperaturas oceánicas a profundidades medias y cambios en la posición de los frentes glaciares a lo largo de los aproximadamente 1000 km de la costa oeste de la península Antártica. En el sur, los glaciares que terminan en agua circumpolar profunda (Circumpolar Deep Water, CDW) han sufrido un retroceso considerable, mientras que los que se encuentran más al noroeste, que terminan en aguas más frías, han experimentado sólo pequeños cambios. Además, en el sur ha habido un calentamiento de las aguas intermedias desde los años 1990, coincidente con una aceleración generalizada del retroceso glaciar. En consecuencia, concluyen que los cambios en la fusión inducida por el océano son la causa primaria del retroceso glaciar en esta región.

Davies et al. (2012) llevaron a cabo un estudio, basado en 194 glaciares de la península Trinidad (la parte más septentrional de la península Antártica) y las islas Vega y James Ross, que analiza por separado los periodos 1988-2001 y 2001-2009. Su análisis revela varias evidencias de deceleración de la recesión entre ambos periodos: 1) durante 1988-2001, el 90% de los glaciares retrocedieron, en comparación con el 79% durante 2001-2009, y los glaciares en la parte oeste de la península Trinidad mostraron los menores retrocesos; 2) las pérdidas de área total glaciada en la parte norte de la península Antártica disminuyeron del 11,1%, durante 1988-2001, al 3,3%, durante 2001-2009; 3) los glaciares terminados en mar de la zona este de la península Trinidad, más seca y fría, retrocedieron más rápidamente durante 1988-2001, y tuvieron escaso retroceso frontal posterior; 4) 1988-2001 fue también el periodo de retroceso más rápido para los glaciares terminados en mar de la isla James Ross. Respecto a las razones sugeridas para este comportamiento, Davies et al. (2012) señalan que la menor pérdida de área en la zona oeste de la península Antártica puede ser el resultado de una mayor precipitación en forma de nieve. La deceleración de la pérdida de área en la zona este de la península Trinidad, a su vez, puede atribuirse al retroceso (en los fiordos) de las lenguas de hielo flotantes*, hasta situarse en posiciones donde alcanzan un nuevo equilibrio dinámico. Cabe esperar que la rápida pérdida de área de los glaciares de la isla James Ross continúe, debido a su baja altitud y superficie plana. Sin embargo, los glaciares terminados en mar de la zona este de la península Antártica tienen pendientes y altitudes medias más altas, por lo que alcanzarán una situación de equilibrio y posiciones frontales estables más rápidamente tras la pérdida de las zonas de ablación en su parte baja.

Más recientemente, Seehaus et al. (2018) han estudiado los cambios en la dinámica glaciar a lo largo de las costas este y oeste de la parte norte de la península Antártica. Estos autores han analizado la evolución temporal del área ocupada por los glaciares (1985-2015) y la velocidad del hielo (1992-2014), a partir de una amplia base de datos de sensores remotos para 74 cuencas glaciares situadas por encima de los 65 °S. Estimaron una recesión glaciar de 238,81 km² para el periodo 1985-2015, de los que 208,59 km² corresponden a glaciares afectados por desintegración de plataformas de hielo. La extensión de los glaciares de la costa este al norte de la plataforma de hielo Príncipe Gustavo disminuyó durante 1985-2015 sólo en 21,07 km² y se deceleró un 58% en promedio durante el periodo 1992-2014. Frente a ello, en la mayor parte de los glaciares tributarios de plataformas de hielo de la costa este se observó una dramática aceleración, acompañada de retroceso de los frentes, tras la desintegración de las plataformas de hielo respectivas. En 2014, la velocidad de flujo de los antiguos glaciares tributarios de las desaparecidas plataformas de hielo era un 26% más alto que antes de 1996. A lo largo de la costa oeste, las velocidades de flujo aumentaron en media un 41%, pero mostrando una gran variabilidad especial.

1.3.2.5 Intensidad y extensión de la fusión

El aumento de temperaturas atmosféricas en la región de la península Antártica durante la segunda mitad del siglo XX, así como el descenso de las temperaturas en su zona norte

durante los primeros 15 años del siglo XXI, han tenido un claro impacto en la fusión en superficie. En su análisis de las tendencias de las condiciones de fusión en la península Antártica entre 1950 y 2000, Vaughan (2006) constató un aumento del 74% en el número de grados-día positivos* (PDD) medidos en la estación Faraday/Vernadsky. Aunque la mayoría del agua fundida en superficie no drena hasta el mar, sino que se recongela en la capa de nieve/neviza, la escorrentía estimada sigue siendo significativa.

En un estudio más reciente que combina observaciones y modelización regional del clima, Barrand et al. (2013a) mostraron que las series temporales multidecenales de la duración de las condiciones de fusión revelan tendencias claramente positivas en la mayor parte de (aunque no todos) los registros de estaciones con más de 30 años de observaciones. Este estudio mostró que la suma de las medias anuales de PDD casi se duplicó desde 1948 en la estación Faraday/Vernadsky. Las tendencias extraídas fueron fuertemente positivas y estadísticamente significativas para las estaciones de Bellingshausen, Esperanza, Marambio y Faraday/Vernadsky, aunque las tendencias correspondientes a Bellingshausen y Rothera estuvieron por debajo de la media a largo plazo durante los 7 años más fríos que el promedio que tuvieron lugar desde 2004. Sus mapas de inicio de la fusión muestran que la estación de fusión se inició más pronto en las islas Shetland del Sur, en el norte de la península Antártica y en la plataforma de hielo de Wilkins. Estos autores también mostraron que la extensión de la fusión en la península Antártica está fuertemente correlacionada con el promedio del índice SAM durante el periodo octubre-enero, enlazando de esta forma las tendencias de la fusión en la península Antártica con los modos de variabilidad atmosférica a gran escala.

Sin embargo, en su modelización referida al periodo 1981-2014, Costi et al. (2018) no encontraron tendencias significativas ni en la fusión ni en la escorrentía en superficie de la península Antártica. Su modelo usó una aproximación de grados-día positivos y datos de reanálisis ERA-Interim con reducción del tamaño de malla, con una malla espacial de 200 m y resolución temporal anual, calibrados y validados independientemente con datos de campo. En su modelo, la máxima fusión en superficie se produce en 1985 y la máxima escorrentía en 1993, y ambos parámetros muestran un valor mínimo en 2014. Además, se dan dos amplias anomalías positivas en 1993 y 2006. En las series temporales de fusión correspondientes a las islas Shetland del Sur y a la zona norte de la península Antártica, los resultados de Costi et al. (2018) sugieren una tendencia a la disminución de la fusión a partir del año 2006. En la Sección 5.6.2 retomaremos estas cuestiones al analizar el balance de masa, y en particular el balance de verano, de los glaciares Hurd y Johnsons en el contexto del enfriamiento regional reciente. Otro resultado de interés en el estudio de Costi et al. (2018) es que las zonas con hielo flotante (plataformas de hielo) producen en promedio el 68% de la escorrentía y el 61% de la fusión en superficie, poniendo de relieve su importancia de cara a la hidrografía costera. Además, durante los 7 años que precedieron al colapso de la plataforma de hielo Larsen B, la retención de la fusión en superficie fue del 95% en las zonas de hielo flotante y hubo anomalías negativas persistentes de la escorrentía.

Abram et al. (2013) han analizado las tendencias recientes de la fusión en un contexto temporal más amplio, reconstruyendo los cambios en la intensidad de la fusión de hielo y la temperatura media en el noreste de la península Antártica desde el año 1000. Su estudio se basó en la identificación de estratos de fusión visibles en un testigo de hielo de James Ross Island y en la estimación de las temperaturas medias anuales locales a partir del contenido de deuterio del hielo. Mostraron que, durante el último milenio, las condiciones más frías y las menores fusiones ocurrieron entre los años 1410 y 1460, cuando la temperatura media era 1,6 °C más baja que la media del periodo 1981-2000. Desde entonces, la intensidad de la fusión se ha multiplicado casi por diez, de 0,5 a 4,9%, pero el aumento ha sido no lineal y ha ocurrido en su mayoría a partir del siglo XX. Abram et al. (2013) también notaron que la

fusión durante el verano está actualmente a un nivel sin precedentes durante los últimos 1000 años, concluyendo que el hielo de la península Antártica se encuentra ahora en un estado susceptible de rápida intensificación de la fusión en respuesta a aumentos de la temperatura media relativamente pequeños.

1.3.2.6 Cambios en la acumulación

El aumento en pérdida dinámica de masa y en fusión superficial discutidos hasta ahora no implican necesariamente un aumento del balance de masa global, puesto que podrían ser compensados parcial o totalmente por un aumento en la tasa de acumulación. De hecho, existen diversas evidencias, fundamentalmente de carácter observacional, que apuntan a tal aumento en la costa oeste de la península Antártica: 1) el número total de días de precipitación en la estación de Faraday/Vernadsky aumentó a un ritmo de +12,4 días/década desde inicios de los años 1950, alcanzando un total de 270-290 días de precipitación/año durante la última década analizada por Turner et al. (2005b); 2) Miles et al. (2008) han señalado una tendencia al aumento de la acumulación durante el invierno (junio-julio-agosto) en el noroeste de la península Antártica, observado en datos de reanálisis ERA-40; 3) testigos de hielo de las partes norte (Aristarain et al., 2004), sur (Frey et al., 2006) y suroeste (Thomas et al., 2008) de la península Antártica, muestran aumentos de la acumulación durante la segunda mitad del siglo XX; el testigo de la zona suroeste (el testigo de hielo Gomez) revela que la acumulación se ha multiplicado por dos desde 1850, con una tendencia creciente que empezó en ~1930 y se aceleró a mediados de los años 1970, lo que constituye en mayor aumento observado en la región. Esta intensificación de la acumulación se ajusta bien al contexto de aumento de la acumulación a escala continental señalado por Frieler et al. (2015), a través de la evaluación de datos de testigos de hielo, combinados con paleosimulaciones y proyecciones efectuadas con modelos de circulación global y modelos regionales de clima.

Thomas et al. (2015) han analizado dos testigos de hielo (Ferrigno y Bryan Coast) al sur de la península Antártica, en la Tierra de Ellsworth. Los registros cubren un periodo de 200 años y muestran un aumento dramático de acumulación de nieve durante el siglo XX, asociado a la intensificación de las bajas presiones del Mar de Amundsen, a las temperaturas de la superficie del mar en los trópicos y a la circulación atmosférica a gran escala. En particular, encontraron que, antes de 1900, la acumulación media anual de nieve en la ubicación de ambos testigos permaneció prácticamente constante, $0,33 \text{ m a}^{-1}$ y $0,40 \text{ m a}^{-1}$, y tras 1900 aumentó a un ritmo de $0,13 \text{ m a}^{-1}$ y $0,15 \text{ m a}^{-1}$, respectivamente. Por otro lado, encontraron que la acumulación de nieve durante la década más reciente (2000-2009) era un 27% mayor en Ferrigno y un 31% mayor en Bryan Coast que los valores base 1712-1899. Este aumento durante el siglo XX es consistente con el registro del testigo de hielo Gomez. Thomas et al. (2015) concluyen que el aumento observado de la acumulación de nieve y su variabilidad interanual durante el final del siglo XX no tiene precedentes en el contexto de los últimos 300 años y es una evidencia de que la reciente intensificación de las bajas presiones del Mar de Amundsen es parte de una tendencia a más largo plazo.

El aumento en la acumulación de nieve durante la parte final del siglo XX también ha sido observado en el testigo de hielo de alta resolución perforado en 2010 hasta el lecho en la Meseta Bruce, situada a $\sim 66^\circ\text{S}$, relativamente próxima a la estación de Faraday/Vernadsky (Goodwin et al., 2016).

Recientemente, Fernandoy et al. (2018) han usado nuevos registros isotópicos obtenidos de testigos de nieve y neviza, junto con datos meteorológicos y oceanográficos, para determinar los cambios a escala climática en el extremo norte de la península Antártica. Su estudio ha puesto de manifiesto el efecto de la cobertura de hielo sobre las temperaturas locales y el

papel de Modo Anular Austral (SAM). Mediante análisis de testigos de neviza han determinado que la temperatura en el extremo norte de la península Antártica ha mostrado una tendencia decreciente de $-0,33 \text{ }^{\circ}\text{C a}^{-1}$ entre 2008 y 2014, y que la tasa de acumulación anual en esta zona es fuertemente variable, con valores entre 1060 and $2470 \text{ kg m}^{-2} \text{ a}^{-1}$ durante ese mismo periodo.

Respecto a evidencias basadas en modelos, destacamos que, aunque la modelización regional de clima realizada por van den Broeke et al. (2006), forzada con datos de reanálisis ERA-40, sugieren tendencias al aumento en la acumulación de nieve en la península Antártica, las tendencias estimadas por ellos no son estadísticamente significativas debido a la brevedad de las series temporales. Además, estos autores señalan que la variabilidad interanual ha enmascarado cualquier aumento potencial de la acumulación durante los últimos 25 años analizados por ellos. El resultado principal de estos autores respecto a la península Antártica fue el poner de manifiesto que las tasas de acumulación estimadas para el oeste de la península Antártica durante 1992-2003 fueron un 96% mayores que los estimados en un estudio anterior para el periodo 1980-2004, basado en interpolación espacial de observaciones realizadas con datos de microondas pasivos (Vaughan et al., 1999). Sin embargo, esto no implica un aumento de tendencia sino, simplemente, una reevaluación de una estimación previa para un periodo sólo parcialmente solapado. Además, los resultados de van den Broeke et al. (2006) deben ser tomados con precaución, ya que la acumulación en la estrecha espina dorsal de la península Antártica puede ser sensible a redistribución de nieve (van Lipzig et al., 2004; Turner et al., 2002), un proceso no considerado en la modelización de van den Broeke et al. (2006).

Lenaerts et al. (2012) realizaron una modelización posterior del balance de masa en superficie, de alta resolución (27 km), basada en un modelo regional de clima que incluye procesos de redistribución de nieve. El modelo fue forzado con datos de reanálisis ERA-Interim (1979-2010) y confirmó altas tasas de acumulación ($>1500 \text{ mm a}^{-1}$) en el oeste de la península Antártica.

Trabajos más recientes de van Wessem et al. (2016) han dado estimaciones incluso más altas. Estos autores realizaron una estimación de alta resolución ($\sim 5,5 \text{ km}$) del SMB de la península Antártica durante el periodo 1979-2014, usando el modelo regional de clima RACMO2.3 y un modelo de compactación de la neviza, que calcula procesos en el paquete de nieve, tales como percolación/infiltración* del agua de fusión, recongelación* y esorrentía*. Compararon la salida del modelo con 132 observaciones in situ de SMB y tasas de descarga de seis cuencas glaciares, comprobando que el modelo simula de forma realista la fuerte variabilidad espacial de la precipitación, pero que se mantienen sesgos significativos resultantes de la compleja topografía de la península Antártica. Por otra parte, sus resultados muestran que las observaciones infravaloran los altos regímenes de acumulación. El mapa de SMB revela fuertes gradientes de acumulación, con valores de precipitación por encima de 3 m w.e. a^{-1} en la península Antártica occidental y por debajo de $0,5 \text{ mm w.e. a}^{-1}$ en la península Antártica oriental, no captadas por datos con menor resolución espacial como los de ERA-Interim. El SMB medio integrado al conjunto del Manto de Hielo de la Península Antártica, incluyendo las plataformas de hielo (un área de $4,1 \times 10^5 \text{ km}^2$), se estima en 351 Gt a^{-1} , con una variabilidad interanual de 58 Gt a^{-1} , dominada por la precipitación ($365 \pm 57 \text{ Gt a}^{-1}$). La sublimación total es de $11 \pm 2 \text{ Gt a}^{-1}$ y la esorrentía de agua de fusión que se descarga en el océano es de $4 \pm 4 \text{ Gt a}^{-1}$. No se observan tendencias significativas en ninguno de los componentes del SMB producidos por el modelo, excepto la fusión de nieve, que muestra un descenso significativo durante los últimos 36 años ($-0,36 \text{ Gt a}^{-2}$).

Con respecto a las causas de los aumentos de acumulación observados, Turner et al. (2005b) han asociado la tendencia creciente de la precipitación en la parte oeste de la península Antártica a una profundización de la vaguada circumpolar de bajas presiones que ha potenciado el ascenso de masas de aire y las precipitaciones en la región. Esto es consistente con la evaluación de las relaciones entre los registros de acumulación de los testigos de hielo de la península Antártica y los modos primarios de variabilidad de la circulación atmosférica. Este análisis revela una fuerte correlación positiva, temporalmente estable, con el Modo Anular Austral (Southern Annular Mode, SAM), que ejerce el control principal de la variabilidad decenal de la acumulación en la zona del testigo. La vinculación entre la acumulación y el fenómeno de El Niño/La Niña (El Niño Southern Oscillation, ENSO), sin embargo, es compleja (Thomas et al., 2008).

El balance de masa en superficie de la península Antártica está dominado por el patrón de presión al nivel del mar en el Mar de Amundsen. La alta acumulación de nieve está asociada con la reducida presión al nivel del mar en la región, que refuerza los vientos circumpolares del oeste y los flujos del norte (Thomas et al., 2017). El dramático aumento de las nevadas en la península Antártica durante el siglo XX ha sido vinculado a la fase positiva del SAM, caracterizado por altas anomalías de presión en las latitudes medias y vientos circumpolares del oeste más fuertes desde los años 1970. Sin embargo, la relación entre la acumulación de nieve, y tanto el SAM como el ENSO, no es temporalmente estable (Thomas et al., 2008, 2015; Goodwin et al., 2016).

El aumento de la intensidad de las nevadas también ha sido vinculado al aumento de las temperaturas de la superficie del mar en el Pacífico oeste (Thomas et al., 2015), que es una región no asociada con el ENSO, y con los cambios de fase de la oscilación decenal del Pacífico (Pacific Decadal Oscillation, PDO) (Goodwin et al., 2016).

La acumulación de nieve en la península Antártica también está fuertemente vinculada con las condiciones del hielo marino del Mar de Bellingshausen (Thomas et al., 2015; Porter et al., 2016). El hielo marino juega un papel importante en el sistema climático, actuando como barrera del transporte de humedad y calor entre el océano y la atmósfera. Las reconstrucciones del hielo marino han revelado una disminución del mismo en el Mar de Bellingshausen (Abram et al., 2010) y evidencian que el ritmo actual de pérdida de hielo marino es único para el periodo posterior a 1900 (Porter et al., 2016). Esto resulta en una mayor disponibilidad de humedad a nivel de superficie y en un aumento de transporte de humedad atmosférica hacia el polo (Tsukernik y Lynch, 2013).

1.3.2.7 Pérdidas de masa actuales del Manto de Hielo de la Península Antártica y su evolución futura

Existen varias evidencias de que las ganancias de masa resultantes de los mencionados aumentos de acumulación han sido insuficientes para contrarrestar las pérdidas (Vaughan et al., 2013). Como ejemplo más relevante, la estimación de consenso de las pérdidas de masa recientes de la Antártida de Shepherd et al. (2012) da un balance de masa (1992-2011) para el conjunto de la península Antártica de $-20 \pm 14 \text{ Gt a}^{-1}$ ($0,055 \pm 0,039 \text{ mm SLE a}^{-1}$), excluyendo los glaciares periféricos de la península Antártica, que discutiremos más adelante. Además, las estimaciones de Shepherd et al. (2012) muestran una tendencia creciente de las pérdidas de masa, de $-8 \pm 17 \text{ Gt a}^{-1}$ ($0,022 \pm 0,047 \text{ mm SLE yr}^{-1}$) durante 1992-2000 a $-29 \pm 12 \text{ Gt a}^{-1}$ ($0,080 \pm 0,033 \text{ mm SLE a}^{-1}$) durante 2000-2011, que es incluso mayor para 2005-2010, con $-36 \pm 10 \text{ Gt a}^{-1}$ ($0,099 \pm 0,028 \text{ mm SLE a}^{-1}$). Las estimaciones subsiguientes están en línea con los resultados de Shepherd et al. (2012), mostrando grandes desequilibrios de masa negativos y pérdidas de altitud significativas en la zona norte de la península Antártica (Luthcke et al., 2013; Sasgen et al., 2013; McMillan et al., 2014; Scambos et al., 2014). Este

último estudio describe con gran detalle la distribución espacial del desequilibrio de masa, mostrando que las pérdidas de masa son máximas para los glaciares del este, afectados por los colapsos de plataformas de hielo en 1995 y 2002. Estas estimaciones de pérdidas de masa aceleradas no contradicen las observaciones de deceleración de las pérdidas de Davies et al. (2012) mencionadas anteriormente, puesto que éstas están limitadas a la península Trinidad e incluían tanto glaciares periféricos como no periféricos. Más recientemente, Shepherd et al. (2018) han actualizado y ampliado los datos de su estudio previo de 2012, indicando que, durante el periodo 2012-2017, las pérdidas de masa de la península Antártica (excluyendo glaciares periféricos) ha sido de $-33 \pm 16 \text{ Gt a}^{-1}$ ($0,091 \pm 0,044 \text{ mm SLE a}^{-1}$), ligeramente inferior al del quinquenio anterior, de $-35 \pm 17 \text{ Gt a}^{-1}$ ($0,097 \pm 0,045 \text{ mm SLE a}^{-1}$).

Las proyecciones de evolución del balance de masa del Manto de Hielo de la Península Antártica bajo escenarios climáticos predefinidos tienen una gran incertidumbre, en parte debido a la propia incertidumbre de la evolución futura de las plataformas de hielo que rodean a la península Antártica. Éstas ejercen una gran influencia en los glaciares de descarga que las alimentan y que están gobernadas por cambios tanto atmosféricos como oceánicos. Las dificultades implicadas en la modelización de un sistema tan complejo son evidentes y por ello las incertidumbres asociadas son elevadas. Uno de los pocos ejemplos de modelización disponibles es el estudio de Barrand et al. (2013b) de la respuesta en volumen del Manto de Hielo de la Península Antártica a escenarios de calentamiento hasta el año 2200. No se trata en este caso de un modelo de interacción con el océano, sino de un modelo que prescribe el retroceso de la línea de varado* (*grounding line*). Estos autores realizaron estimaciones de cambio de volumen del Manto de Hielo de la Península Antártica, resultantes de las anomalías de balance de masa en superficie calculadas con un modelo regional de clima forzado por los escenarios A1B y E1 de dos modelos globales de clima. Sus resultados predicen ganancias de masa asociadas a contribuciones negativas al nivel del mar entre $-0,5$ y -12 mm SLE en 2200. Por otra parte, cálculos realizados de cambios de volumen del Manto de Hielo de la Península Antártica debidos a retrocesos de la línea de varado, resultantes de escenarios de desintegración de plataformas de hielo, aplicados a las 20 mayores cuencas de drenaje de la Tierra de Palmer (que cubren el 40% del área total del Manto de Hielo de la Península Antártica), predicen contribuciones netas al nivel del mar de 7-16 mm SLE en 2100, y 10-25 mm SLE en 2200. Estos autores sugieren cotas superiores a la contribución al nivel del mar del Manto de Hielo de la Península Antártica, debido a retroceso de la línea de varado y a desintegración de las plataformas de hielo, de hasta 40 mm en 2100 y 50 mm en 2200, siendo los valores más probables de alrededor de la mitad de estas cantidades. Cabe esperar, por lo tanto, una contribución positiva de la península Antártica al aumento del nivel del mar, aunque el balance de masa en superficie contrarrestará parcialmente las contribuciones dinámicas en los siglos XX y XXI.

El modelo dinámico de Barrand et al. (2013b) ha sido mejorado en un artículo posterior (Schannwell et al., 2015), en el cual se parametriza el retroceso de la línea de varado en respuesta al colapso de la plataforma de hielo usando un modelo de regresión lineal multivariable, con un cierto rango de variables predictoras de tipo glaciológico y geométrico. La cobertura geográfica de este modelo es también más amplia, englobando 199 cuencas de drenaje que alimentan plataformas de hielo de la península Antártica. Las estimaciones se realizan para 14 proyecciones de temperatura de conjuntos de modelos globales de clima del IPCC. Las medias multimodelo predicen aumentos del nivel del mar de hasta 9,4 mm SLE en 2200, y hasta 19 mm SLE en 2300. Los mayores contribuyentes al aumento del nivel del mar son los glaciares de descarga que alimentan el sur de la plataforma de hielo Jorge VI, así como el adelgazamiento del manto de hielo inducido por la eliminación de la plataforma de hielo (hasta $\sim 500 \text{ m}$) en la Tierra de Palmer, en el sur de la península Antártica.

durante 1979-2006, del 30,4% para el domo Davies y del 10,6% para el glaciar Whisky (11,3% y 3,9% por década, respectivamente). Estas diferencias están en consonancia con el gradiente este-oeste de la respuesta de los glaciares a través de la península Antártica, señalado por Davies et al. (2012) como resultado de los gradientes este-oeste de temperatura y precipitación, con temperaturas más cálidas que afectan a los glaciares carentes de precipitación de la parte este de la península Antártica con respecto a los de la parte oeste.

Un indicador adicional de los cambios son las medidas de balance de masa en superficie. En la región de la península Antártica existen actualmente sólo tres glaciares con registros de balance de masa en superficie de más de 15 años en la base de datos del World Glacier Monitoring Service. Se trata de los glaciares Hurd y Johnsons, en isla Livingston, y el glaciar Bahía del Diablo, en isla Vega. Aunque todos ellos están situados en la parte norte de la península Antártica, muestrean tanto sus partes oeste como este. Los resultados son en este caso consistentes en ambas ubicaciones, mostrando un cambio de balances de masa en superficie generalmente negativos (es decir, pérdidas de masa) hasta 2008/2009 a predominantemente positivos (es decir, ganancias de masa) a partir de 2009/2010 para los glaciares Hurd y Johnsons (Navarro et al., 2013), dándose una situación similar en el glaciar Bahía del Diablo (Marinsek y Ermolin, 2015). El domo Bellingshausen, en la isla Rey Jorge, aunque tiene un registro de balance de masa en superficie más corto, también muestra un cambio a balances positivos a partir de 2009/2010 (Mavlyudov, 2014). También han sido reportados balances de masa en superficie, positivos en su mayoría, para el domo Davies y el glaciar Whisky, en la isla James Ross, para el periodo 2009-2014 (Engel et al., 2018).

Los registros de balance de masa de los glaciares Hurd y Johnsons distinguen entre balances de invierno y verano y, por lo tanto, nos pueden proporcionar información sobre las posibles causas de los cambios observados. Como señalaron Navarro et al. (2013), tanto el aumento en la acumulación de invierno como la disminución de la fusión en verano han jugado un papel en los balances de masa positivos observados, predominando uno u otro proceso dependiendo del año. Estos autores atribuyeron el aumento de la acumulación al incremento de la precipitación asociado con la profundización de la vaguada (barométrica) circumpolar, y la disminución de la fusión debido a las temperaturas de verano más frías registradas en la región de la península Antártica durante la última década. Navarro et al. (2013) destacan que las temperaturas de verano han disminuido del orden de 0,3-0,6 °C en esta zona entre 1996-2005 y 2006-2015. Aunque esto puede parecer un descenso térmico muy reducido, la modelización de la fusión en el glaciar Johnsons realizada por Jonsell et al. (2012) ha mostrado la alta sensibilidad de la fusión en estos glaciares a los cambios de temperatura. De hecho, un aumento (disminución) de 0,5°C de la temperatura implica un 56% (44%) aumento (disminución) de la tasa de fusión. Jonsell et al. (2012) atribuyen esta alta sensibilidad al hecho de que los glaciares de las islas Shetland del Sur tienen temperaturas medias de verano muy próximas a cero, de forma que pequeños cambios en la temperatura media de verano implican una transición de condiciones de fusión a no fusión, o viceversa. Esto es consistente con la observación de Abram et al. (2013), de que el hielo de la península Antártica se encuentra en un estado particularmente susceptible a rápidos aumentos de la fusión en respuesta a aumentos relativamente pequeños de la temperatura media.

Los balances de masa en superficie de los glaciares discutidos hasta ahora en esta sección han sido calculados a nivel de cuenca glaciar. Osmanoğlu et al. (2014) han extrapolado los gradientes de balance de masa de los glaciares Johnsons (terminado en mar) y Hurd (terminado en tierra) calculados por Navarro et al. (2013) al conjunto de cuencas glaciares de isla Livingston, en función de si terminan en mar o en tierra, para estimar el balance de masa en superficie del conjunto del casquete de hielo de isla Livingston. El SMB resultante es ligeramente positivo para el periodo analizado por ellos (2007-2011), indicando que la

ablación frontal es actualmente el proceso responsable de la pérdida de masa en las islas Shetland del Sur (Osmanoğlu et al., 2013, 2014).

El hecho de que el SMB de los glaciares de las islas Shetland del Sur, Vega y James Ross sea actualmente ligeramente positivo concuerda con el estudio de Mernild et al. (2015), que indica que los glaciares de las islas subantárticas se encuentran sólo ligeramente fuera de balance (4%). Este estudio tiene un interés añadido, puesto que analiza las teleconexiones de los SMB observados. Evaluando los patrones de variación temporal y espacial del SMB anual usando funciones ortogonales empíricas (Empirical Orthogonal Function, EOF), Mernild et al. (2015) demuestran que, a nivel global, los ciclos espaciotemporales identificados están correlacionados con el índice multivariable ENSO de forma instantánea (tiempo de retardo nulo) y con la PDO con un tiempo de retardo de 8 años. La temporalidad de estas respuestas es consistente, puesto que los ciclos de ENSO permanecen típicamente en la misma fase durante 6-18 meses, mientras que la PDO puede permanecer en la misma fase durante una o dos décadas. Los datos de Mernild et al. (2015) incluyen tanto glaciares andinos como de islas subantárticas (Hurd, Johnsons, Bahía del Diablo). La mencionada correlación con ENSO y PDO es positiva para los glaciares andinos, pero negativa para los glaciares de las islas subantárticas, poniendo de manifiesto que los glaciares de ambas regiones responden en direcciones opuestas a los cambios de ENSO y PDO, lo que concuerda con las tendencias opuestas de SMB entre ambas regiones durante 1993-2002 en comparación con 2003-2012. Además, Mernild et al. (2015) indican que las diferencias en las variaciones del SMB para las islas subantárticas podrían deberse a la existencia de diferentes forzamientos climáticos en comparación con el resto del conjunto de datos. En particular, destacan que, de acuerdo con Li et al. (2014), la península Antártica está influenciada y dominada por forzamientos climáticos adicionales al forzamiento radiativo y a la variabilidad del clima del Pacífico remoto, tales como la oscilación multidecenal del Atlántico y otros forzamientos del Océano Atlántico tropical y septentrional (Li et al., 2014). Otra razón de la distinta variabilidad del SMB entre las islas subantárticas y la región andina podría ser la disparidad de topografías y condiciones climáticas locales.

Respecto a las previsiones de evolución del balance de masa de los glaciares de la periferia antártica, los estudios de carácter global de Radić et al. (2014) y Huss y Hock (2015) mencionados en la Sección 1.3.1 incluyen también estimaciones regionales para la península Antártica. Para ella, la estimación de Radić et al. (2014) para el periodo 2006-2100 es de 21 y 28 mm SLE para los escenarios RCP4.5 and RCP8.5, respectivamente, lo que representa el 14 y 13% de las contribuciones proyectadas del conjunto de glaciares del globo al aumento del nivel del mar. Las estimaciones de Huss y Hock (2015) son de $12,2 \pm 5,2$ y $21,6 \pm 7,6$ mm SLE respectivamente. Según comentamos en la sección 1.3.1, el modelo de Huss y Hock (2015) tiene en consideración el hielo situado actualmente por debajo del nivel del mar y que, por lo tanto, ya desplaza actualmente agua del océano. Aunque su efecto, a nivel global, reduce la contribución de los glaciares en un 11-14%, en el caso de los glaciares de la periferia antártica, en su gran mayoría terminados en mar, esta reducción es del 37-49%.

Retomando la cuestión de si un aumento de la fusión en superficie podría verse compensado por un aumento de la acumulación, pero ahora referido a estudios a nivel local, Davies et al. (2014) han realizado un interesante ejercicio, centrado en el glaciar IJR45, en la isla James Ross. Evaluaron las relaciones entre los glaciares de esta isla y el clima, tanto en el pasado como en el previsto para el futuro, utilizando datos de testigos de hielo y datos geológicos, así como simulaciones de balance de masa glaciar y de clima. Sus resultados muestran que este glaciar es más sensible a los cambios de temperatura que a los de precipitación, concluyendo que los futuros incrementos en la precipitación es poco probable que puedan compensar la fusión inducida por el calentamiento atmosférico en los glaciares de la periferia de la

península Antártica. También señalan estos autores que la estacionalidad de la precipitación puede ejercer un control significativo sobre el balance de masa de los glaciares. Por ejemplo, si la precipitación estival se produce más a menudo en forma de lluvia en lugares relativamente cálidos, como el norte de la península Antártica, el calentamiento puede resultar en una disminución de la acumulación de nieve, así como en la prolongación de la estación de fusión. Sin embargo, a temperaturas más frescas, con mayor precipitación en forma de nieve, cabe esperar un crecimiento del área de acumulación. Esto es significativo, ya que los incrementos observados en la precipitación en la región de la península Antártica durante las últimas cinco décadas han sido fundamentalmente en verano (Turner et al., 2005b) y es probable que esta tendencia continúe (Krinner et al., 2007). El glaciar IJR45 tiene muy poca pendiente, lo que hace que sea especialmente sensible a los cambios de temperatura, ya que un pequeño cambio en la ELA puede implicar un cambio notable de la AAR. Respecto a la representatividad de estos resultados, Davies et al. (2014) señalan que la configuración de este glaciar es típica de muchos glaciares terminados en tierra de la periferia de la península Antártica, para los cuales la fusión en superficie está controlada fuertemente por la temperatura media anual y la suma de grados-día positivos. Esta característica de escasa pendiente es también típica de muchos de los glaciares terminados en mar de esta zona que drenan el Manto de Hielo de la Península Antártica.

1.4 objetivos

1.4.1 Objetivos generales

El objetivo final de esta tesis, ya presentado en la introducción, es el de mejorar las estimaciones del balance de masa de los glaciares Hurd y Johnsons, ubicados en una región –la península Antártica y sus islas colindantes– altamente sensible al cambio climático, cuyos glaciares pueden contribuir de forma relevante al aumento del nivel del mar durante el presente siglo.

La consecución de este objetivo final requiere a su vez la de una serie de objetivos concretos, que se detallan a continuación.

1.4.2 Objetivos específicos

- 1) Analizar el contexto geográfico y climático de los glaciares objeto de nuestro estudio, Hurd y Johnsons.
- 2) Analizar las variaciones en la densidad de la capa de nieve anual en relación con el enfriamiento regional reciente en el norte de la península Antártica y las islas Shetland del Sur, y determinar si los cambios de densidad asociados tienen un impacto significativo sobre los cálculos del balance de masa de los glaciares Hurd y Johnsons.
- 3) Desarrollar mejoras del procedimiento que permite automatizar el cálculo del balance de masa en superficie, por el método glaciológico, a partir de los datos de campo de acumulación y ablación. Se trata de mejoras sobre el procedimiento desarrollado inicialmente por Ulf Jonsell, para adaptar el procedimiento original de Rickard Pettersson (Navarro et al., 2013) al tipo de medidas de campo específicas de los glaciares Hurd y Johnsons, llevadas a cabo por nuestro grupo de investigación.
- 4) Contribuir al desarrollo de un procedimiento que permita actualizar la topografía superficial de los glaciares Hurd y Johnsons, de forma que se aproxime a la correspondiente a la del momento de realización de los cálculos de balance de masa. Este

procedimiento es parte de otra tesis doctoral (de Darlington Mensah) en desarrollo en nuestro grupo, pero a su vez se nutre de estimaciones de balance de masa proporcionadas en el contexto de la presente tesis doctoral. Dicho procedimiento permitirá estimar la elevación en cualquier punto de la superficie del glaciar y en cualquier fecha, a partir de dos topografías de superficie existentes, utilizando datos de balance de masa en superficie y de dinámica glaciar durante el período de tiempo entre las dos topografías disponibles.

- 5) Redefinir las fronteras del glaciar, mejorando la definición de las divisorias de hielo* (entre Johnsons y Hurd, o entre ellos y los glaciares colindantes) y teniendo en cuenta las posiciones variables de los frentes en los distintos años.
- 6) Recalcular el balance de masa en superficie de los glaciares Hurd y Johnsons para los años hidrológicos 2002-2011, y extender la serie hasta el año hidrológico 2016, usando modelos digitales de elevación de la superficie* (DEM) del glaciar y posiciones de los frentes glaciares específicos de cada año.
- 7) Estimar el balance de masa geodésico del periodo 2000-2013, comprendido entre dos topografías disponibles de suficiente calidad, y compararlo con el del periodo 1957-2000, disponible de estudios previos, para analizar su evolución en el contexto climático regional.
- 8) Comparar el balance de masa geodésico 2000-2013 del glaciar Hurd con la media de los balances glaciológicos de ese periodo, pues, al tratarse de un glaciar con terminación en tierra, ambos deberían ser equivalentes.
- 9) Estimar la ablación frontal del glaciar Johnsons y combinarla con el balance de masa en superficie medio del periodo 2000-2013, para obtener así el balance de masa total medio de ese periodo, que a su vez debería ser equivalente al balance geodésico 2000-2013.
- 10) Analizar la evolución del balance de masa de los glaciares Hurd y Johnsons en el contexto de la evolución climática regional reciente, caracterizada por un periodo de enfriamiento sostenido durante los primeros quince años del siglo presente, anómalo en el contexto global, que parece haber llegado a su fin.

1.5 Estructura de la tesis

Los contenidos de esta tesis se han estructurado según se describe a continuación.

En el Capítulo 1 se presenta el objetivo general de esta tesis y su motivación. El interés de la investigación propuesta se sustenta en una presentación del estado del arte en esta materia, que cubre aspectos sobre el balance de masa y sus técnicas de cálculo, sobre dinámica glaciar y sobre climatología. Se concreta después el objetivo general en una serie de objetivos específicos. También se incluye, al inicio de este capítulo, una breve referencia a la terminología básica utilizada a lo largo de la tesis.

El Capítulo 2 se centra en la presentación de los conceptos básicos del balance de masa glaciar, diferenciando entre balance de masa en superficie, interno, basal y frontal. Se exponen a continuación las distintas técnicas de medida del balance de masa, agrupadas por familias, que incluyen el método de entrada-salida, el método geodésico y el método gravimétrico. Finaliza este capítulo con un apartado sobre estimación de los errores en el cálculo del balance de masa.

En el Capítulo 3 se analiza el marco geográfico y climático de los glaciares objeto de estudio. Se presentan a continuación los materiales y datos disponibles para el presente estudio y, en

base a ellos, se seleccionan finalmente los métodos y técnicas de estudio más apropiados para la consecución de los objetivos perseguidos.

La contribución esencial de esta tesis se presenta en los capítulos 4 y 5, y el resumen de sus principales conclusiones, junto con un apunte sobre posibles líneas de trabajo futuro, en el Capítulo 6. El Capítulo 4 incluye un estudio sobre el efecto de las variaciones de la densidad en el cálculo del balance de masa en un contexto de clima cambiante. El Capítulo 5 se centra en el análisis del balance de masa reciente de los glaciares Hurd y Johnsons. Se realiza para ello un reanálisis del balance de masa en superficie 2002-2011 efectuado por Navarro et al. (2013), usando topografías y fronteras glaciares específicas de cada año concreto, y se estima el balance de masa geodésico durante el periodo 2000-2013, así como la ablación frontal del glaciar Johnsons, para así contrastar el balance de masa total calculado usando dos métodos alternativos. Se analiza finalmente la evolución del balance de masa en el contexto climático de enfriamiento regional reciente.

La tesis viene complementada (en forma de apéndices) por un Glosario de términos glaciológicos y por un Manual de procedimientos de campo.

Capítulo 2

Balance de masa glaciar: conceptos y técnicas de medida

En este capítulo vamos a introducir, en primer lugar, ciertos conceptos básicos sobre balance de masa glaciar que utilizaremos repetidamente a lo largo de la tesis. En apartados posteriores presentaremos los principales métodos de medida del balance de masa, haciendo especial hincapié en las estimaciones enfocadas en la superficie del glaciar.

Los estudios de balance de masa suelen afrontar tres tipos de problemas:

- 1) La estimación del balance de masa actual, fundamentalmente basada en observaciones, pero también complementado a menudo con el uso de modelos. Éste será el tema central de esta tesis, y en particular de las técnicas presentadas en la Sección 2.2 de este capítulo. No obstante, nos centraremos en las técnicas orientadas a la estimación del balance de masa de glaciares concretos, sin abordar, por ejemplo, el tema del cálculo del balance de masa de regiones completas o de todos los glaciares del globo. Referencias adecuadas para estos temas pueden ser Marzeion et al. (2017) o Bamber et al. (2018).
- 2) La estimación de los balances de masa en el pasado, que se realiza, para periodos relativamente recientes (e.g., la reconstrucción de glaciares a lo largo de los dos últimos siglos), basándose en cambios en la longitud de los glaciares (e.g. Leclercq et al., 2011, 2014) o en modelos de balance de masa alimentados por datos de clima basados a su vez en observaciones o en modelos de clima (e.g. Marzeion et al., 2012, 2015). Las estimaciones para periodos más antiguos se realizan habitualmente basándose en la firma geomorfológica de los depósitos de hielo y escorrentías (morrenas, terrazas, etc.). A menudo, las características se pueden fechar usando registros históricos, liquenometría o técnicas geoquímicas como datación por radiocarbono o cosmogénica (Cuffey y Paterson, 2010). Estas reconstrucciones se apoyan también a menudo en modelos como el de Shilling y Hollin (1981). No trataremos este problema en esta tesis.
- 3) La predicción del balance de masa en el futuro, suponiendo determinados escenarios de clima. Como éstos se determinan, a su vez, en base a escenarios predefinidos de emisiones de gases de efecto invernadero, suele hablarse de proyecciones de clima, o de balance de masa en nuestro caso. Éste es otro tema que no abordaremos en la presente tesis doctoral. Como referencia, proyecciones del balance de masa de los glaciares hasta el final del siglo XXI pueden encontrarse, por ejemplo, en Radić et al. (2014) y Huss and Hock (2015). Para el caso de los grandes mantos de hielo, puede verse Church et al. (2013).

2.1 Balance de masa: conceptos básicos

En esta sección nos basaremos fundamentalmente en los conceptos sobre balance de masa presentados en el glosario de Cogley et al. (2011) y en el texto de Cuffey y Paterson (2010).

2.1.1 Concepto de balance de masa

El *balance de masa* es el resultado neto de las ganancias y pérdidas de masa, o el cambio de masa de un glaciar o parte del mismo, durante un periodo de tiempo determinado. Las ganancias o acumulación de masa se producen fundamentalmente por precipitación en forma de nieve sobre la superficie del glaciar. Los mecanismos principales de pérdida o ablación de masa son la fusión (que puede producirse en la superficie, el lecho o el frente glaciar) y el desprendimiento de icebergs (*calving*) en los glaciares que terminan en mar.

2.1.2 Zonas de un glaciar

Desde el punto de vista del balance de masa, un glaciar se divide en dos zonas: zona de acumulación, localizada en la parte alta del glaciar, donde a lo largo del año las ganancias de masa son superiores a las pérdidas, y la zona de ablación, situada en la parte baja del glaciar, donde se da la situación contraria (Fig.2.1). La línea de equilibrio es la frontera entre las zonas de acumulación y ablación.

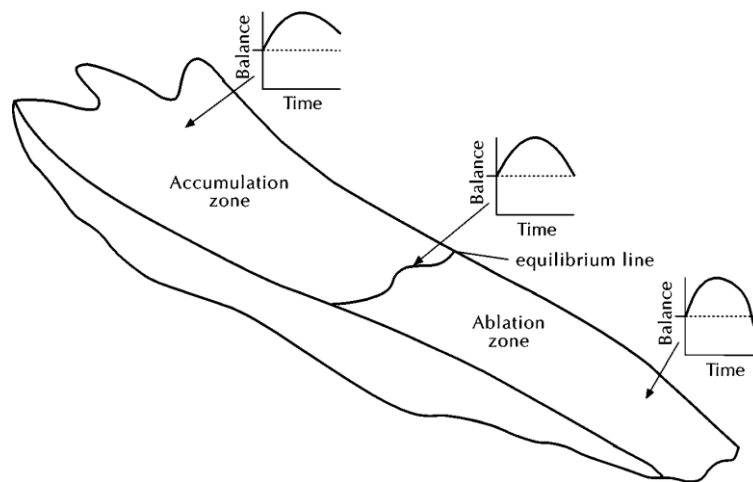


Figura 2.1. Zonas del glaciar en función de los procesos de balance de masa, donde se muestran también las curvas típicas de la evolución del balance a lo largo del año (las curvas son idealizaciones) (figura extraída de Cuffey y Paterson, 2010).

Las zonas en un glaciar a su vez se dividen normalmente en varias subzonas, según fue descrito por Benson (1962) y revisado por Müller (1962). Definieron cinco zonas, según sus características y el material subyacente para un año típico (Fig. 2.2).

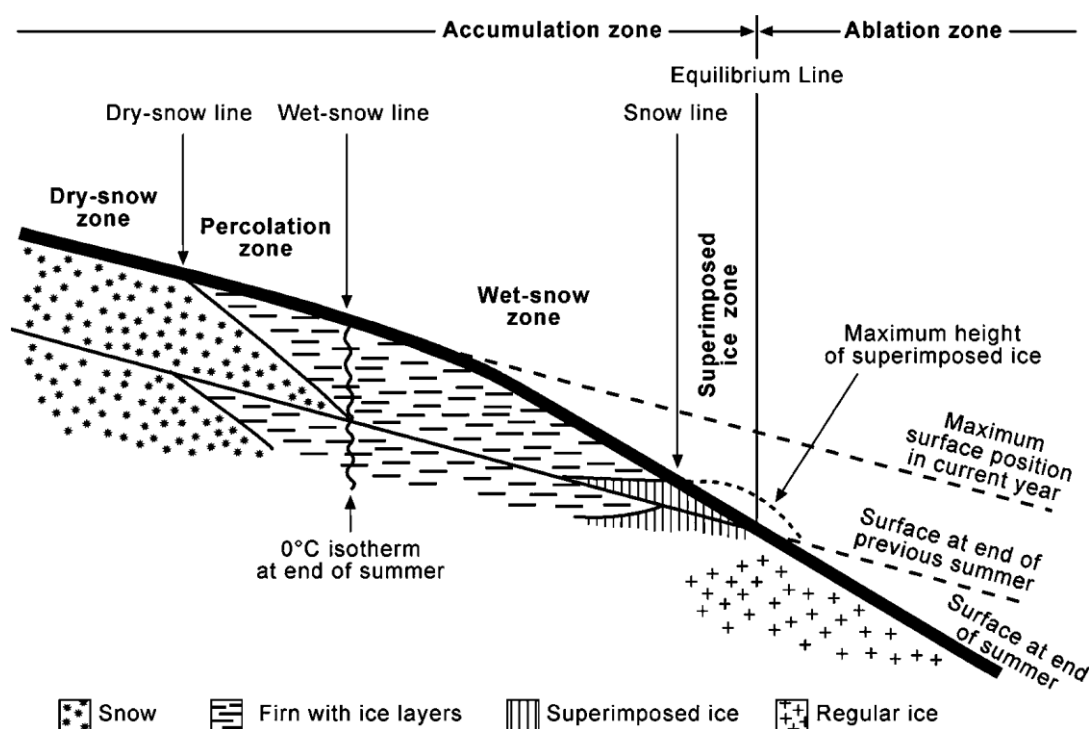


Figura 2.2. Subzonas de un glaciar. Basado en Benson (1961) y Müller (1962) (figura extraída de Cuffey y Paterson, 2010).

Según se ilustra en la Figura 2.2, en la zona más alta del glaciar se localiza la zona de nieve seca, donde ésta no se funde ni siquiera en verano. La línea de nieve seca marca el límite entre esta zona y la siguiente, denominada zona de percolación. Gran parte de la fusión de la superficie ocurre en esta zona. El agua puede infiltrarse a través de la nieve a temperaturas inferiores a 0°C antes de volver a congelarse (recongelación), lo que lleva consigo la formación de una capa de hielo o un lentejón de hielo. La recongelación es el factor más importante para calentar la nieve, ya que la recongelación de un gramo de agua libera suficiente calor latente como para elevar la temperatura de 160 gramos de nieve en 1°C. La cantidad de agua de fusión producida durante el verano normalmente aumenta al disminuir la elevación. Así, a medida que descendemos por el glaciar, se llega a un punto donde, al final del verano, la temperatura de toda la nieve depositada desde el final del verano anterior ha sido elevada hasta la temperatura de fusión. En este punto, la línea de nieve húmeda* define el límite con la siguiente zona, denominada zona de nieve húmeda. En esta zona, al final del verano, toda la nieve depositada desde el final del verano anterior se ha calentado a 0°C. La percolación en estas capas puede desarrollarse por debajo de la zona de percolación. Es importante averiguar dónde sucede esto, ya que, de ser así, las mediciones de balance de masa no pueden restringirse a la capa del año actual. En las zonas de percolación y nieve húmeda, el material consiste en capas de hielo, separadas por capas y parches de nieve. Sin embargo, a menor elevación, las capas de hielo se fusionan, dando lugar a la zona de hielo superpuesto. Esta zona tiene un incremento anual de hielo superpuesto en la superficie y en la parte inferior de la zona de nieve húmeda, pero enterrado debajo de la neviza (*firn*). La línea de nieve* o línea de neviza es el límite entre la nieve húmeda y las zonas de hielo superpuesto (límite entre la neviza y el hielo en la superficie glaciar). Su ubicación puede determinarse fácilmente por observaciones al final de la temporada de fusión; el límite inferior de la zona de hielo superpuesto es la línea de equilibrio. Un glaciar está en equilibrio cuando su balance de masa es igual a 0 a medio o a largo plazo, asumiendo que las condiciones anuales suelen ser

diferentes de 0, reflejando las particularidades climáticas del año en cuestión. Si un glaciar se encuentra en equilibrio, su frente no avanza ni retrocede, y la superficie mantiene su cota y la forma. Para que tenga sentido, y no refleje solamente las condiciones climáticas de un año en particular, el balance de masa de un glaciar debe medirse durante al menos varios años (Cuffey y Paterson, 2010). El área localizada por debajo de la línea de equilibrio es la zona de ablación. Aquí, la superficie del glaciar pierde masa al final del año.

2.1.3 Sistemas de fecha

Al introducir el concepto de balance de masa hemos mencionado que hace referencia a “un periodo de tiempo determinado”. Cuál sea ese periodo de tiempo determinado depende del sistema de fecha que se escoja. Existen tres opciones más habituales, más combinaciones de ellas, que describimos a continuación.

Sistema de fecha fija*: Es el sistema en el que el balance de masa se determina a partir de trabajos de campo realizados en fechas de calendario fijas. La fecha fija que representa el inicio del año de balance se sitúa habitualmente al inicio del año hidrológico local. Para determinar los balances estacionales, se escoge una fecha fija que represente la fecha media del final de la temporada de acumulación. Debido a restricciones logísticas, a menudo es imposible realizar el trabajo de campo en esas fechas fijas. En consecuencia, la fecha tiene que ser corregida, lo que habitualmente se hace estimando la ablación y la acumulación entre la fecha del trabajo de campo y la fecha fija, usando datos meteorológicos de una estación cercana o de una base de datos de reanálisis meteorológicos.

Sistema de fecha flotante*: Es el sistema en el cual el balance de masa se determina al realizar mediciones de campo con un calendario de fechas flotantes. Los trabajos de campo anuales se llevan a cabo generalmente cerca del comienzo del año hidrológico. Para determinar los balances de masa estacionales, se realiza un muestreo cerca del final de la temporada de acumulación, sin interpolación o extrapolación a una fecha fija. La duración del año de balance varía en el sistema de fecha flotante.

Sistema estratigráfico*: Es el sistema en el que la determinación del balance de masa se basa en la identificación de mínimos anuales sucesivos en la masa del glaciar, y para balances estacionales también los máximos anuales. En el trabajo de campo, el balance de masa anual* se determina detectando la superficie de dos veranos sucesivos, habitualmente en ubicaciones individuales. En el sistema estratigráfico, los balances estacionales medidos con el método glaciológico se miden en la práctica usando un sistema combinado. La duración del año de balance varía en el sistema estratigráficos.

Sistema combinado*: Una combinación de dos sistemas temporales de medida de balance de masa, habitualmente el estratigráfico junto con bien el de fecha fija o bien el de fecha flotante.

2.1.4 Cálculo del balance de masa en superficie

La gran mayoría de los estudios sobre la pérdida de masa glaciar se centran en las pérdidas que se producen en la superficie del mismo, pero los glaciares pierden masa tanto en su superficie, como en su base y en su frente; las pérdidas en este último pueden llegar a suponer un 90% de las pérdidas de masa en los glaciares con terminación en mar. Estas pérdidas suceden por fusión en superficie, por fusión basal y por ablación frontal respectivamente, y ésta última engloba la pérdida de masa por liberación de icebergs y por fusión submarina en los frentes glaciares, así como una pequeña componente de fusión y sublimación en la parte emergida del frente glaciar (Cogley et al., 2011). Las pérdidas de masa en el frente glaciar por desprendimiento de icebergs constituyen uno de los mecanismos más importantes y menos

El uso del término balance de masa climático (b_{clim}), que es la suma del balance en superficie más el interno, se debe a que es el que está directamente influido por el clima en superficie. Es su combinación con el balance basal la que constituye el término balance de masa climático-basal que hemos mencionado anteriormente.

2.1.5 Componentes del balance de masa

La Figura 2.3 y la Tabla 2.1 muestran los distintos componentes del balance de masa glaciar y los símbolos utilizados para denotarlos. En la tabla, el uso de mayúsculas indica que los símbolos están referidos a valores para el conjunto del glaciar (el uso de minúsculas se reserva para denotar los valores en un punto). Es importante distinguir entre la tasa de balance de masa y el balance de masa. Por ejemplo, el balance de masa Δm en un punto, para el intervalo de tiempo desde t_0 a t_1 , está vinculado con la tasa de balance de masa mediante la relación

$$\int_{t_0}^{t_1} \dot{m}(t) dt = m(t_1) - m(t_0) = \Delta m \quad (2.3)$$

y se denomina balance de masa acumulativo* a lo largo de ese período.

Excepto en el caso del balance de masa en sí, para el que se recomiendan \dot{M} y ΔM , los símbolos para la tasa de balance de masa son los mismos que para el balance de masa, pero añadiendo un punto sobre la letra.

En lo que sigue, el balance de masa de todo el glaciar se expresa tanto en unidades específicas como en forma de tasa, y el área S del glaciar se considera implícitamente como una función del tiempo.

Para obtener la tasa de balance de masa climático-basal de todo el glaciar, se suman las tasas climáticos-basales de un conjunto de columnas que abarcan el conjunto del área S :

$$\dot{B} = \frac{1}{S} \int_S \dot{b} ds, \quad (2.4)$$

pero ésta no es una especificación completa de la tasa de balance de masa del glaciar, porque omite la ablación frontal, es decir, la pérdida de masa por *calving*, por fusión y sublimación subaérea frontal (en la parte emergida) y por fusión submarina frontal (en la parte sumergida).

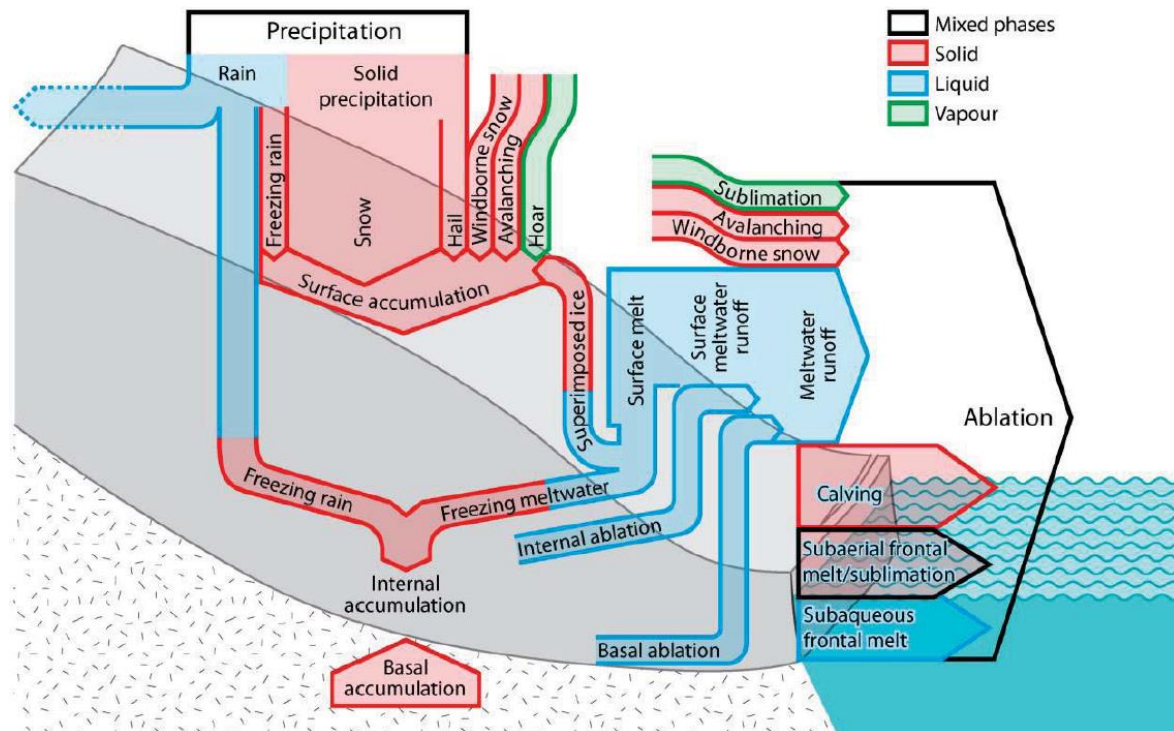


Figura 2.3. Componentes del balance de masa de un glaciar. Las flechas tienen anchuras arbitrarias y no indican las vías físicas de transferencia de masa (figura extraída de Cogley et al., 2011).

2.2 Técnicas de medida de balance de masa: el método de entrada-salida

En glaciología suelen distinguirse tres grandes familias de técnicas de medida del balance de masa: el método de entrada-salida, el método geodésico y el método gravimétrico. El primero, que se discute en esta sección, engloba a todos los métodos que evalúan los distintos componentes que intervienen en el balance de masa. Los dos restantes son de carácter global y están basados en la estimación de los cambios de volumen y masa, respectivamente, y serán discutidos en las dos siguientes secciones.

El método de entrada-salida consiste en la estimación, por separado, de las ganancias de masa del glaciar y las pérdidas de masa del mismo. La estimación de las ganancias y las pérdidas de masa se puede llevar a cabo mediante una gran variedad de técnicas, tanto basadas en observaciones como en modelos. Pero, además, se pueden evaluar a nivel del propio glaciar únicamente (es decir, considerando el glaciar como el sistema, analizando las entradas y salidas de masa al mismo) o a nivel de la cuenca hidrológica en la que se encuentra el glaciar (en este caso, la cuenca sería el sistema y el glaciar un subsistema del mismo, en el que se centrarían los cálculos de balance de masa, pero los aportes de masa al sistema completo incluirían las precipitaciones en toda la cuenca hidrológica, de la misma forma que se consideraría como salidas del sistema la escorrentía total de salida de la cuenca y la evaporación/sublimación en toda la cuenca).

En consecuencia, esta sección se divide en dos subsecciones principales, en las que se considera, en primer lugar, el método que evalúa las ganancias y pérdidas de masa a nivel del glaciar y, en segundo lugar, el método hidrológico que considera los aportes y pérdidas del conjunto de la cuenca hidrológica en la que está situado el glaciar.

2.2.1 Balance de masa en superficie, basal y frontal

El método de entrada-salida, a nivel de glaciar, consiste en la estimación, por separado, de las ganancias de masa del glaciar (fundamentalmente por precipitación en forma de nieve) y las pérdidas de masa del mismo, tanto dinámicas (descarga glaciar al océano) como por fusión (y escorrentía subsiguiente) y sublimación en la superficie del glaciar. La suma de ambas proporciona el balance de masa total del glaciar.

El estudio de ganancias y pérdidas de masa, en la práctica, suele hacerse separando las que se producen en la superficie del glaciar (balance de masa en superficie, resultado de la acumulación y la ablación en la superficie del glaciar) y las pérdidas de masa que se producen en el frente del glaciar (es decir, la ablación frontal). Las ganancias y pérdidas de masa que se producen en el interior y en el lecho del glaciar suelen despreciarse en los estudios de balance de masa, porque, además de considerarse que en general son pequeñas, se carece de medios efectivos para determinarlas con suficiente exactitud. Por supuesto, hay excepciones, como las lenguas glaciares flotantes o las plataformas de hielo, en cuya base se produce a menudo una fusión importante (también en ocasiones se da acreción basal de hielo, es decir, agua oceánica en contacto con la base de la plataforma de hielo flotante que se congela y adhiere a la misma). No obstante, no prestaremos atención a estos procesos, ya que esta tesis se centra en el estudio de glaciares terminados en tierra, o terminados en mar, pero entre éstos sólo en los de tipo “tidewater”, es decir, con lengua no flotante, por lo que las pérdidas de masa en el frente del glaciar se producirán por ablación frontal.

En las secciones que siguen nos basaremos, entre otros, en los textos de Cogley et al. (2011), Østrem y Brugman (1991), Hubbard y Glasser (2005), Hagen y Reeh (2004) y Cuffey y Paterson (2010).

2.2.1.1 Balance de masa en superficie

El balance de masa en superficie puede ser determinado a partir de métodos basados en observaciones o de métodos basados en modelos.

Métodos basados en observaciones

Entre los métodos de estimación de balance de masa en superficie glaciar basados en observaciones destaca, por encima de todos, el denominado método glaciológico. Comentaremos brevemente los métodos indirectos derivados del método glaciológico y el método de flujo en la línea de equilibrio, este último restringido a estimar las ganancias y las pérdidas que se producen en la zona de acumulación, asumiendo además condiciones estacionarias (geometría del glaciar que no varía con el tiempo).

Método glaciológico

El método glaciológico es el método clásico para la determinación del balance de masa en superficie de un glaciar. El texto más detallado y práctico para este método es, sin duda, el de Østrem y Brugman (1991). Pueden encontrarse descripciones alternativas, por ejemplo, en el Capítulo 7 de Hubbard y Glasser (2005), también de carácter bastante práctico, o en el Capítulo 4 de Cuffey y Paterson (2010), de carácter más teórico. Por otro lado, en las secciones 3.2.1 y 3.2.2 de esta tesis, complementadas por el Apéndice B (Manual de campo), se describe cómo realizamos las medidas de campo de balance de masa de los glaciares Hurd y Johnsons en nuestro grupo de investigación. Por último, en la Sección 4.2.4 se describe cómo utilizamos los balances de masa puntuales y las medidas de densidad de la nieve para calcular el balance de masa a nivel de glaciar completo.

El método glaciológico es un método para determinar el balance de masa en la superficie de un glaciar mediante medidas repetidas en la superficie para obtener tasas de acumulación y de ablación en puntos concretos, que después se integran al conjunto de la superficie del glaciar. Resulta habitual realizar este tipo de medidas una o dos veces al año, al final, o al inicio y al final, de la temporada de fusión. Si se realizan las medidas una única vez al año, sólo podrá obtenerse el balance de masa anual. En cambio, si se mide al inicio y al final de la temporada de fusión, será posible determinar los balances de invierno* y de verano* por separado, y el balance anual como su suma. Disponer de balances de invierno y de verano por separado es importante, ya que permite analizar las causas de los cambios de balance anual observados (si se deben a un cambio en la acumulación, o en la ablación, o en ambos).

La ubicación de los puntos de medida estará sin duda influenciada por consideraciones logísticas, pero el régimen de muestreo ideal debería ser capaz de captar tanta variabilidad como fuera posible. Por ejemplo, tener en cuenta las variaciones en el balance de masa por factores tales como la latitud, el tiempo predominante (en particular, el régimen de viento), los efectos de la sombra de las paredes laterales de un glaciar de montaña, y la pendiente.

Las técnicas utilizadas para hacer estas medidas se pueden clasificar como las destinadas a medir la ablación y las que tienen como objetivo medir la acumulación.

Medidas de ablación

La ablación habitualmente se mide con referencia a estacas insertadas hasta una profundidad de unos pocos metros en la superficie del glaciar. Se mide entonces la variación (entre medidas sucesivas) de la longitud de la parte expuesta de la estaca. Realmente, este método puede usarse para medir tanto la ablación como la acumulación, puesto que la longitud de la parte expuesta de la estaca variará tanto si se produce ablación (aumentará la parte expuesta, por ejemplo, por fusión en la superficie del glaciar) como acumulación (disminuirá la parte expuesta, por ejemplo, por una nevada). Las estacas de medida pueden ser de distintas longitudes (habitualmente entre 2 y 4 m), diferentes grosores (típicamente entre 1,5 y 3,5 cm) y distintos materiales (madera, aluminio, bambú, plástico). Si el coste es una consideración de importancia, el bambú puede ser una opción adecuada, pues son baratas, resistentes y tienen una baja conductividad térmica. Este último factor es importante (y una pega de las estacas metálicas), pues los materiales conductores del calor pueden transmitir el calor al hielo, causando la fusión y la ampliación del agujero donde está insertada la estaca. En glaciares con elevadas tasas de fusión, o en los que sólo se realizan medidas multianuales, se pueden utilizar cables metálicos insertados en el hielo hasta profundidades bastante grandes. En tales casos, puede requerirse cortar periódicamente la parte que va aflorando según avanza la fusión.

Será necesario reinstalar las estacas con cierta periodicidad, según van quedando cada vez más expuestas debido a la fusión. Existen diversos métodos para instalar las estacas. Si se trata de zonas cubiertas por nieve/neviza en la zona de acumulación, a menudo se pueden instalar presionando manualmente. En zona de ablación, resulta necesario perforar el hielo. Para ello, pueden usarse sondas mecánicas (e.g., la sonda Kovacs) o sondas de vapor (e.g., la sonda Heucke).

Medidas de acumulación

Aparte de las propias medidas de las mismas estacas que se utilizan para medidas de ablación, las medidas, antes del inicio de la temporada de fusión, del espesor de la capa de nieve depositada a lo largo del invierno, son la forma más efectiva de estimar el balance de invierno. Estas medidas suelen efectuarse usando una sonda de nieve (varilla metálica larga

–normalmente extensible), pero también pueden hacerse (o complementarse) con medidas del espesor de la capa de nieve usando georradar de alta frecuencia (e.g., Navarro y Eisen, 2010). Las medidas con sonda de nieve, aunque habitualmente resultan sencillas en la zona de ablación (pues simplemente se trata de medir el espesor de la capa de nieve hasta alcanzar el hielo subyacente), en la zona de acumulación presentan a menudo dificultades de interpretación. Esto se debe a que, en este caso, se persigue determinar la profundidad de la capa de rehielo que suele formarse en la superficie del glaciar al final del verano anterior, y que ha quedado cubierta por la nieve depositada a lo largo del invierno. Sin embargo, la capa de rehielo puede ser muy fina, y ser atravesada imperceptiblemente por la sonda de nieve, lo que falsearía la medida. Por otra parte, es habitual que, especialmente durante el otoño, se produzcan episodios de fusión, en los que el agua de fusión se infiltre en la capa de nieve y se recongele a cierta profundidad en ella, en forma de lentejones o pequeños estratos de hielo, que podrían ser malinterpretados como la capa de hielo del final del verano anterior.

Otra técnica de medida de la acumulación, que además es necesaria para estimar la densidad de la nieve (al menos en ciertas ubicaciones) son las denominadas catas de nieve* (*snow pits*). También resultan especialmente útiles para realizar medidas de acumulación multianuales. Se trata de zanjas excavadas en la nieve, en las que se mide la distancia (vertical) entre la superficie y el rehielo del final del verano anterior (o entre sucesivas capas de rehielo anual, en el caso de medidas multianuales). Se aprovecha la zanja para realizar medidas de densidad de la nieve (como cociente entre masa y volumen de una muestra de nieve), y en ocasiones para realizar otras medidas complementarias (por ejemplo, contenido en agua líquida de la nieve, o tamaño de los cristales de hielo). Todo este tipo de medidas suelen repetirse a distintas profundidades.

Una vez se dispone de las medidas de balance (sea de invierno, de verano, o anual) en cada punto de medida, $b_k, k = 1, \dots, n$, las medidas se interpolan en una malla con N elementos, produciendo N valores de balance $b_i, i = 1, \dots, N$, y el balance total (extendido a todo el glaciar, sea de invierno, verano o anual) se calcula como $B = \sum_{i=1}^N b_i$. Se puede calcular el balance total mediante otros métodos, tales como el cálculo por franjas de altitud. Puede verse más detalle, por ejemplo, en el Capítulo 4 de Cuffey y Paterson (2010).

Además del método glaciológico para la estimación del balance de masa en superficie, existen algunos métodos indirectos derivados del método glaciológico que permiten estimar también el balance de masa en superficie glaciar, o de parte del mismo. Describimos a continuación, brevemente, dos de ellos.

Métodos indirectos derivados del método glaciológico

Estudios han demostrado que el perfil (vertical) del balance de masa* (VBP) mantiene una forma aproximadamente constante de año en año (Kaser et al., 2003), desplazándose únicamente en una dirección u otra dependiendo de que el balance de un año a otro se haga más negativo o más positivo. En esta situación, el conocer la altitud de la línea de equilibrio (ELA), o la razón de área de acumulación (AAR), permite situar el perfil (supuesto conocido) determinar la posición del VBP para el año en cuestión (de forma que el cero del balance de masa se dé a una altitud igual a la de la ELA). Después, con ayuda de la hipsometría* del glaciar, se podrá calcular el balance total.

La ventaja de este método es que la ELA y la AAR se pueden determinar a partir de imágenes remotas, sin necesidad de visitas de campo. Sin embargo, esto supone que la línea de nieve al final del verano coincida con la línea de equilibrio, lo cual no sucede en presencia de hielo superpuesto. Además, es crucial el momento de la toma de las imágenes, ya que una nevada temprana puede cubrir la ELA y oscurece su posición justo antes de la adquisición de la

imagen (Kuhn et al., 1999). Por otro lado, para poder aplicar este método se requiere disponer previamente de una larga serie de datos (al menos 5-10 años). Por último, la hipótesis de que la forma del VBP no varíe de año en año es también cuestionable.

Método de flujo en la línea de equilibrio

Este método relaciona el flujo de masa que atraviesa la sección transversal del glaciar situada por debajo de la línea de equilibrio con el balance de masa del área de acumulación. Si un glaciar se encuentra en equilibrio, ambos valores deben coincidir. Podemos así determinar el balance de masa de la zona de acumulación, sin necesidad de medidas de balance de masa, si conocemos la velocidad y la sección transversal del glaciar (determinada habitualmente con medidas de georradar) en la línea de equilibrio. Bajo condiciones de aceleración (por balances de masa positivos) y deceleración (por balances de masa negativos), el método falla (Kaser et al., 2003). Recuérdese, además, que el método sólo proporciona el balance neto en la zona de acumulación, siendo necesario recurrir a otros métodos para determinar el balance neto en la zona de ablación.

Métodos basados en modelos

Entre los métodos de estimación de balance de masa en superficie basados en modelos, destacan los modelos regionales de clima para el cálculo de la acumulación en superficie y los modelos de fusión en superficie para el cálculo de la ablación en superficie. A menudo, se integran ambos métodos (por ejemplo, hay modelos regionales de clima que incorporan submodelos de cálculo de la ablación en superficie). Entre los modelos de fusión de superficie, los más sencillos y habituales son los modelos de índice de temperaturas positivas, aunque son más completos los modelos de balance de energía, y también se emplean modelos mixtos. Normalmente, cualquiera que sea el tipo de modelo, será calibrado y validado usando datos de observación (con conjuntos de datos independientes para calibración y validación). Presentamos en primer lugar los métodos de ablación, abordando tras ellos los métodos de cálculo de la acumulación utilizando modelos regionales de clima.

Modelos de ablación en la superficie del glaciar

Los modelos de ablación en la superficie glaciar más usuales son los modelos de balance de energía, los modelos de índice de temperaturas positivas y los modelos mixtos. Empezamos presentando los modelos de balance de energía, ya que son los más completos y representan de forma fidedigna la física del problema. Es importante recordar que, en cualquiera de ellos, la precipitación no se calcula, sino que se prescribe.

Modelos de balance de energía

Estos modelos están basados en el cálculo de cada uno de los flujos de energía entre la atmósfera y la superficie del glaciar. Calculando el balance de estos flujos, puede estimarse la cantidad de calor disponible para la fusión en la superficie del glaciar. Estos modelos se alimentan con medidas de variables meteorológicas (habitualmente realizados en estaciones meteorológicas automáticas) y observaciones, tales como la temperatura, el viento y la humedad relativa cerca de la superficie del glaciar, los flujos radiativos, la cobertura de nubes y la precipitación.

Los modelos de balance de energía superficial constan de dos partes, que se retroalimentan entre sí. La primera calcula los flujos de energía entre la atmósfera y el glaciar como una función de las variables meteorológicas y el estado de la superficie. La segunda parte (conocida como modelo de subsuperficie) describe el estado (temperatura, densidad, contenido de agua) del subsuelo y se fuerza con el intercambio de energía con la atmósfera.

El flujo de energía total desde la atmósfera hacia la superficie del glaciar (Q_0) consta de los siguientes componentes:

$$Q_0 = S\downarrow(1-\alpha) + L\downarrow - L\uparrow + Q_H + Q_L + Q_R, \quad (2.9)$$

donde S es el flujo de radiación entrante de onda corta, α es el albedo* de la superficie, $L\downarrow$ es el flujo de radiación entrante de onda larga, $L\uparrow$ es el flujo de radiación saliente de onda larga, Q_H es el flujo de calor sensible, Q_L es el flujo de calor latente* y Q_R es el flujo de calor suministrado por la lluvia. Todos los términos se suelen especificar como densidades de flujo de energía, es decir, con unidades de W m^{-2} . Múltiples observaciones (Ambach, 1979; Greuell y Smeets, 2001; Hock y Holmgren, 1996; Van den Broeke, 1996) muestran que, en glaciares con fusión en la superficie, la radiación neta de ondas cortas ($S\downarrow(1-\alpha)$) es generalmente el término dominante, que el flujo de calor latente es relativamente pequeño y que la radiación neta de onda larga ($L\downarrow - L\uparrow$) y el flujo de calor sensible son de magnitud intermedia. En la mayoría de los casos, el flujo de calor suministrado por la lluvia es insignificante (Greuell y Genthon, 2004).

Los dos factores que más energía proporcionan a la fusión en la superficie del glaciar son la energía solar y el contenido de calor de la atmósfera. El primero corresponda a la radiación entrante de onda corta y el segundo determina tanto la radiación entrante de onda corta como la transferencia de calor sensible. A la vez que el glaciar recibe estos flujos entrantes, el glaciar continuamente devuelve energía a su entorno. Las pérdidas principales dependen de las propiedades de la propia superficie. La temperatura de la superficie determina la radiación de onda larga emitida y la reflectividad (albedo) determina la radiación saliente de onda corta (es decir, la fracción de la energía de onda corta incidente que se refleja en la superficie y se devuelve a la atmósfera). La atmósfera también toma energía de la superficie del glaciar mediante la evaporación y sublimación y, en ocasiones, por transferencia de calor sensible (a través de procesos de turbulencia). Finalmente, la temperatura de la superficie intenta continuamente equilibrarse con la temperatura del hielo subyacente, de forma que cierta cantidad de calor fluye por conducción a/o desde la superficie.

Si la superficie se ha calentado hasta el punto de fusión, un Q_0 positivo causa fusión y un Q_0 negativo causa congelación (suponiendo la disponibilidad de agua líquida en la superficie). Las ecuaciones que gobiernan este proceso, así como una discusión de los distintos componentes que interviene en la ecuación de balance de energía, puede encontrarse en el Capítulo 10 de Cuffey y Paterson (2010) o en Greuell y Genthon (2004).

La cantidad de términos que intervienen en la ecuación de balance de energía hace que se requieran observaciones de bastantes variables meteorológicas y de radiación, por lo que a menudo se recurre a modelos más simples, como los de índice de temperaturas positivas, que discutimos a continuación.

Modelos de índice de temperaturas positivas

A pesar de su simplicidad, los modelos de índice de temperatura constituyen una herramienta potente para el cálculo de la fusión en la superficie del glaciar. Además, tienen en cuenta, aunque sea de forma indirecta, la mayor parte de los componentes del balance de energía (Ohmura, 2001). Entre los modelos de índice de temperaturas positivas, la aproximación más habitual es la de los modelos de grados-día* (e.g., Braithwaite y Zhang, 2000), que describimos seguidamente.

Estos modelos se basan en una relación empírica que relaciona las tasas de fusión con la temperatura. Pero la relación debería tener en cuenta no sólo la temperatura, o la temperatura

de verano, sino más bien un índice que tenga en consideración la cantidad de tiempo que las temperaturas exceden la temperatura de fusión (0 °C). Sólo si esta condición se da durante un tiempo suficientemente prolongado, el flujo de calor sensible contribuirá directamente a la fusión. De forma análoga, la fusión puede cesar por completo si la temperatura del aire permanece por debajo de 0 °C durante un periodo prolongado. La aproximación más común es utilizar el índice conocido como suma de grados-día positivos, para el que usaremos el símbolo D (aunque es común en la literatura encontrar el símbolo PDD), que suele calcularse usando temperaturas medias diarias mediante la expresión

$$D = \sum_{i=1}^n \bar{T}_i H_i , \quad (2.10)$$

en la cual

$$H_i(T) = \begin{cases} 1, & \text{si } T > 0 \\ 0, & \text{si } T < 0 \end{cases} , \quad (2.11)$$

donde \bar{T}_i es la temperatura media (en grados Celsius) del día i -ésimo y n el número total de días en el periodo considerado. D proporciona una aproximación de la energía integrada que gobierna la fusión a lo largo del periodo de interés. Una vez calculado D , la fusión total en la superficie, m_s , a lo largo de un intervalo de tiempo Δt , se parametriza como

$$m_s = \beta D , \quad (2.12)$$

donde β es el denominado factor de grados-día*, que es un factor empírico que relaciona D con la fusión observada.

Desde un punto de vista físico, los modelos de balance de energía son la forma más correcta de tratar las relaciones entre las condiciones de la atmósfera y el balance de masa. Sin embargo, la simplicidad de los modelos de índice de temperaturas positivas tiene dos ventajas. En primer lugar, son computacionalmente menos costosos. En segundo lugar, en la mayor parte de las formulaciones de balance de energía es necesario especificar valores tales como la irradiancia extraterrestre, la velocidad del viento, la humedad, la nubosidad, etc., y desarrollar ecuaciones que generen valores del albedo y de la rugosidad de la superficie (que influye en los procesos turbulentos implicados en el flujo de calor sensible). Este problema no existe en los modelos de índice de temperaturas positivas, donde todos estos factores quedan absorbidos en el factor de grados-día positivos, β .

Modelos mixtos

Los modelos de índice de temperaturas positivas funcionan mejor en entornos en los que la radiación de onda larga y el flujo de calor sensible son las fuentes de energía dominantes, puesto que estos flujos están fuertemente acoplados con la temperatura (Ohmura, 2001). Sin embargo, en entornos dominados por la radiación, el rendimiento de estos modelos se degrada (Sicart et al., 2008). En muchas zonas glaciadas del mundo, la radiación de onda larga es la mayor fuente de energía; sin embargo, la radiación de onda corta juega un papel dominante en las variaciones diurnas (a lo largo del día), diarias (entre día y día) e interestacionales de la energía disponible para la fusión (Greuell y Genthon, 2004). En consecuencia, los modelos que combinan temperatura y radiación de onda corta, conocidos como modelos mixtos, se utilizan habitualmente (e.g., Hock, 1999; Pellicciotti, et al., 2005; Schuler et al., 2005; Möller et al., 2011). Ésta ha sido también la aproximación usada por nuestro grupo de investigación para modelizar la fusión en la superficie de los glaciares Johnsons y Hurd desarrollada por Jonsell et al. (2012), citada en numerosas ocasiones en esta tesis doctoral.

Cálculo de la acumulación usando modelos regionales de clima

Los métodos expuestos anteriormente nos permiten calcular la componente de ablación en la superficie del glaciar. La acumulación en forma de nieve, la precipitación en forma de lluvia e incluso el viento que puede redistribuir la nieve deposita sobre la superficie del glaciar, se calculan habitualmente usando modelos regionales de clima. Éstos son versiones de modelos globales de clima aplicados con una escala espacial menor y con mayor resolución, para ser capaces de representar de forma más fidedigna factores a escala local, como la orografía. Los modelos regionales de clima utilizan, como condiciones de contorno, bien datos proporcionados por un modelo global de clima, o bien datos de reanálisis meteorológicos (Sashegyi y Madala, 1994).

Un modelo general de circulación (GCM, con sus siglas en inglés; a veces AGCM, referidos a la atmósfera), o modelo de clima global, es un modelo físico-matemático que simula la dinámica y termodinámica tridimensional de la atmósfera, los flujos de radiación y los intercambios de momento, energía y humedad entre atmósfera y superficie (Warner, 2011; Neelin, 2011). Habitualmente, los modelos de circulación atmosférica incorporan modelos de balance de energía en superficie, de forma que el balance de energía se resuelve junto con, y en forma consistente con, un modelo atmosférico tridimensional. Esto evita la necesidad de observaciones y de extrapolaciones semi-empíricas (Greuell y Genthon, 2004). Los AGCM se acoplan habitualmente a modelos de circulación oceánica (OGCM), formando un AOGCM para conseguir una simulación consistente del sistema atmósfera-océano. Muchos GCM incorporan también a la criosfera, pero a veces de forma bastante esquemática. Tal es el caso de la cobertura nival en los AGCM o el hielo marino en los AOGCM. Los AGCM calculan los flujos atmósfera-superficie sobre cualquier tipo de superficie, incluyendo superficies cubiertas por nieve y hielo. Sin embargo, la criosfera es un componente globalmente disperso del sistema climático, puesto que sólo puede mantenerse en entornos fríos, tales como las altas latitudes o las elevadas altitudes. En consecuencia, los modelos regionales de clima (RCM) parecen una alternativa razonable a los GCM (Hines et al., 1997; van Lipzig, 1999). En comparación con estos últimos, los RCM pueden alcanzar resoluciones espaciales significativamente mayores con un coste computacional similar. Sin embargo, necesitan la prescripción de condiciones de contorno adicionales en las fronteras laterales del dominio regional. Según hemos indicado anteriormente, estas condiciones de contorno se extraen bien de datos de reanálisis meteorológicos (e.g., ERA-40, ERA-Interim) o de GCM. Las distintas formas de implementar estas condiciones de contorno, así como las diversas aproximaciones a la reducción de escala, pueden verse, por ejemplo, en el Capítulo 14 de Werner (2011).

No discutiremos aquí las múltiples aplicaciones de los RCM en los estudios de balance de masa, puesto que en los apartados 1.3.2.5 y 1.3.2.6 del capítulo anterior ya presentamos diversas aplicaciones de los RCM al cálculo del régimen de acumulación, y también de la fusión, en la región de la Península Antártica.

2.2.1.2 Ablación frontal

La ablación frontal es la pérdida de masa que se produce en el frente, prácticamente vertical, de los glaciares terminados en mar. Incluye las pérdidas de masa por desprendimiento de icebergs (*calving*), la fusión y sublimación subaérea en la parte emergida del frente glaciar (denominada fusión y sublimación subaérea) y la fusión en la parte sumergida del frente glaciar (denominada fusión submarina) (Cogley et al., 2011). Estimar la contribución individual de cada uno de estos componentes es extremadamente complejo y requiere la combinación de observaciones y modelos. Por esta razón, a menudo se suele aproximar la

ablación frontal por la descarga glaciaria a través de puertas de flujo predefinidas, situadas en las proximidades del frente glaciario (e.g., Osmanoglu et al., 2014).

Para calcular el flujo de hielo a través de la puerta de flujo, se requiere conocer la velocidad del glaciario y el área de la sección transversal. Las velocidades cerca del frente glaciario se suelen determinar a partir de medidas de sensores remotos (a menudo, usando técnicas de *offset tracking* a partir de medidas SAR desde satélite; Strozzì et al., 2002). El área de la sección transversal suele determinarse a partir de espesores de hielo medidos con georradar. Sin embargo, como las zonas próximas al frente de los glaciares terminados en mar suelen estar fuertemente agrietadas, por lo general resulta imposible realizar las medidas de georradar desde la superficie del glaciario, por lo que se debe recurrir al uso de georradar aerotransportado, que resulta caro y a menudo dificultoso desde un punto de vista logístico. En ocasiones, sólo se dispone de datos de georradar (habitualmente aéreo) a lo largo de un perfil longitudinal del glaciario y debe recurrirse a aproximaciones para determinar la sección transversal del glaciario. Sánchez-Gómez y Navarro (2018) han realizado un estudio detallado de este tipo de aproximaciones, analizando su error. Éste depende de la función escogida para representar al perfil transversal del glaciario y de la distancia de la línea de vuelo de la aeronave que transporta al georradar con respecto a la línea de flujo central del glaciario. Además, han analizado la contribución de los distintos errores que intervienen en las medidas de descarga glaciaria a través de puertas de flujo. Finalmente, es importante destacar que, si la puerta de flujo está situada a una cierta distancia del frente glaciario, será necesario corregir por el balance de masa en superficie entre el frente y la puerta de flujo para estimar correctamente la ablación frontal a partir de la descarga glaciaria.

En el caso de glaciares con lengua flotante* o plataformas de hielo, la puerta de flujo suele situarse en la línea de varado (*grounding line*), donde el glaciario o manto de hielo empieza a flotar, ya que, de esta forma, se evita la necesidad de tener que estimar la fusión submarina en la base de la plataforma de hielo (Hanna et al., 2013), que en el caso de la Antártida es un componente substancial del balance de masa glaciario (Pritchard et al., 2012; Rignot et al., 2013).

2.2.2 Cálculo del balance de masa a nivel de cuenca hidrológica

Una alternativa para la estimación del balance de masa total de un glaciario, válida únicamente para glaciares terminados en tierra, es el conocido como método hidrológico, en el que se consideran las entradas y salidas de masa a nivel de cuenca hidrológica completa.

El método del balance hidrológico se fundamenta en el cálculo del balance de masa de un glaciario sustrayendo el agua que sale de la cuenca hidrológica en la que se encuentra el glaciario del agua y nieve que entran en ella (Tangborn et al., 1975). El balance de masa se calcula, por lo tanto, como la precipitación total (nieve más lluvia) menos: a) escorrentía de la cuenca; b) evaporación en la cuenca; c) almacenamiento de agua que no contribuye a la masa del glaciario, como aguas subterráneas o almacenamiento de agua en el lecho glaciario. Nótese que, desde un punto de vista hidrológico, un glaciario actúa como un depósito con ganancias estacionales y pérdidas. Por lo tanto, el balance de masa glaciario es un término en el balance hidrológico de una cuenca de captación y se puede calcular como un residuo de todos los demás términos:

$$B = P - Q - E \pm \Delta S , \quad (2.13)$$

donde P es la precipitación, Q es la escorrentía, E es la evaporación y S es la variación de los elementos de almacenamiento del área de captación que no sean glaciares (e.g., el agua subterránea).

Este método requiere buena instrumentación, y a menudo el uso de modelos, para medir cada una de las variables involucradas. La precipitación se estima utilizando observaciones meteorológicas y modelos, la escorrentía se mide en las estaciones de medición y la evaporación se estima combinando modelos y observaciones. La estimación de las pérdidas por aguas subterráneas es compleja y tiene una gran incertidumbre. Mantener una buena estación de medición para la descarga de agua puede ser una operación costosa y requiere mucho tiempo. Las medidas de precipitación en forma de lluvia y nieve se realizan en un reducido número de puntos y, para integrarlas al conjunto de la cuenca, es necesario extrapolar los datos, lo que introduce nuevas incertidumbres. Por otro lado, los desfases entre el almacenamiento y la liberación de agua, que se dan en muchos glaciares, hacen que este método no constituya una manera fiable de medir el balance de masa anual de un glaciar (Cuffey y Paterson, 2010). Por lo general, las imprecisiones de las variables medidas, equivalen al orden de magnitud de B . Por lo tanto, el método hidrológico generalmente se aplica solo con otros métodos (Kaser, et al., 2003).

2.3 Técnicas de medida de balance de masa: el método geodésico

Se usa esta denominación para referirse a cualquier método que determina los cambios de masa a partir de cambios de volumen calculados mediante diferencias de altitud de la superficie del glaciar en dos momentos distintos, habitualmente separados varios años. La conversión de cambio de volumen a cambio de masa requiere, evidentemente, conocer o estimar la densidad del material implicado en el cambio de volumen (hielo o nieve/neviza, según el caso).

Los cambios de altitud pueden determinarse mediante distintas técnicas, típicamente altimetría (radar o laser) de satélite o aérea, o medidas topográficas sobre el terreno (e.g., topografía clásica o medidas GNSS*) o aerotransportadas (e.g., fotogrametría o lidar aéreos) y, más recientemente, también fotogrametría desde satélite. Por otro lado, las medidas de cambios de altitud pueden estar localizadas a lo largo de ciertas líneas, proporcionando sólo una cobertura parcial del glaciar (e.g., la proyección sobre el terreno de las órbitas del satélite o la línea de vuelo de la aeronave, o las líneas de medida con GNSS cinemático sobre el propio terreno), o pueden tener una cobertura bastante amplia y a menudo homogénea (como es el caso de la fotogrametría aérea o satelital, o la cobertura disponible en ciertos casos con técnicas topográficas sobre el terreno). En el primer caso, se requieren técnicas de interpolación o extrapolación para el conjunto del glaciar o casquete o manto de hielo. El segundo caso permite elaborar un DEM y los cambios de volumen se obtienen restando directamente los dos DEM de distinta fecha.

Antes de sustraer dos DEM, es crítico que estén corregistrados para asegurar que el cambio de altitud se calcula para puntos del terreno correspondientes. A pesar de un buen corregistro, pueden permanecer sesgos debidos a la estrategia de adquisición (Berthier et al., 2007) o a la creación del DEM (Nuth y Kääb, 2011). Los sesgos y el ruido pueden ser evaluados realizando análisis estadísticos sobre el terreno estable circundante (Nuth y Kääb, 2011). Para la diferenciación de DEM, se recomienda un periodo de al menos cinco años entre los DEM, para evitar fluctuaciones estacionales y de pequeña escala.

2.3.1 Medidas sobre el terreno: métodos topográficos tradicionales y perfiles GNSS repetidos

Técnicas tradicionales como el teodolito y el distanciómetro laser han sido utilizadas durante mucho tiempo para construir mapas (actualmente digitales) de la superficie del glaciar. Puntos marcados en el glaciar se miden desde puntos fijos fuera del glaciar, y se usan los ángulos y distancias para determinar las coordenadas de los puntos sobre el glaciar (supuestas conocidas las coordenadas de los puntos de observación externos al glaciar). Este método requiere mucho tiempo y buena visibilidad, pero proporciona datos precisos. Se ha usado tradicionalmente para glaciares de valle en los cuales las distancias entre los puntos fijos y los puntos en el glaciar son menores que 10 km. Un ejemplo sería el mapa del glaciar Johnsons del año 2000 utilizado en el Capítulo 5 de esta tesis y descrito, e.g., en Molina et al. (2007). En ocasiones, se dispone únicamente de mapas antiguos con curvas de nivel (o quizá la representación de una de las superficies implicadas es de este tipo) y se puede crear un DEM a partir de digitalización de las curvas de nivel (e.g., Andreassen, 1999). Más recientemente, en lugar de técnicas topográficas clásicas se ha pasado a medir posiciones y altitudes de puntos a lo largo de perfiles medidos con GNSS cinemático, y repetidos en fechas distintas. Con una buena cobertura (>5) y geometría de satélites, se pueden obtener precisiones $< \pm 5$ cm en horizontal y $< \pm 10$ cm en vertical (Eiken et al., 1997). Puede tratarse de perfiles localizados en ciertas líneas de interés, o pueden ser también perfiles más extensivos (red densa de perfiles) para crear un DEM a partir de ellos. Incluso podría tratarse de una densa red de puntos sobre el glaciar medidos en modo estático (que proporciona mayor precisión que el cinemático), como es el caso del DEM del glaciar Hurd de 2000 utilizado en el Capítulo 5 de esta tesis y descrito también en Molina et al. (2007).

2.3.2 Fotogrametría y lidar

Las técnicas fotogramétricas, basadas en análisis cuantitativo de parejas de imágenes ópticas estereográficas, a partir de las cuales se determinan las coordenadas de puntos visibles en ambas fotografías, se han utilizado a menudo tanto desde tierra como desde aeronave. El problema de las imágenes tomadas desde tierra es que a menudo no cubren el conjunto del glaciar. Por esta razón, son más habituales las aplicaciones aerotransportadas, tanto con fotos aéreas verticales como oblicuas. El DEM de 1957 de los glaciares Hurd y Johnsons descrito en Molina et al. (2007), y también en el Capítulo 5 de esta tesis, es un ejemplo de DEM obtenido con fotogrametría aérea. Más recientemente, se está aplicando esta técnica a imágenes obtenidas con sensores ópticos satelitales de alta resolución (submétrica), tales como Quickbird, WorldView y Pléiades (Berthier et al., 2014; Kronenberg et al., 2016; Melkonian et al., 2016).

El lidar (Light Detection and Ranging o Laser Imaging Detection and Ranging) es otra alternativa. Se trata de un dispositivo que permite determinar la distancia desde un emisor láser a un objeto o superficie utilizando un haz láser pulsado. La distancia al objeto se determina midiendo el tiempo de retraso entre la emisión del pulso y su detección a través de la señal reflejada. Se pueden usar desde tierra o desde aeronave. Como ejemplo de aplicación en glaciología, puede verse Abermann et al. (2010).

2.3.3 Altimetría aérea y de satélite

Un altímetro es un sensor remoto que permite estimar la altitud de los puntos de una superficie en función del tiempo de retardo entre la emisión de un pulso de radiación electromagnética desde el altímetro. El altímetro va instalado en un satélite o una aeronave. Los altímetros de satélite usan sistemas GNSS y rastreadores de estrellas para determinar su

posición orbital y la orientación del altímetro (la dirección en la que emite el pulso). Los sistemas aerotransportados miden la trayectoria del altímetro usando sistemas GNSS y sistemas inerciales. Las medidas altimétricas de precisión, especialmente las realizadas desde satélite, requieren correcciones por efectos atmosféricos e ionosféricos, así como por variaciones en la posición orbital del sensor. También se ven afectadas (en el caso de las medidas sobre los mantos de hielo) por el ajuste isostático glacial, que discutiremos más adelante, pero en mucho menor medida que las medidas gravimétricas (Hanna et al., 2013).

Los altímetros son bien radar o bien laser. Cada una de las bandas de radiación tiene sus ventajas e inconvenientes en términos de su huella/resolución, de su habilidad para muestrear a través de obstrucciones atmosféricas como las nubes, o de su penetración en la nieve/hielo. En breve (más adelante ampliaremos ciertos detalles), el laser tiene una menor longitud de onda y, por lo tanto, la ventaja de una mayor resolución, pero las nubes reflejan energía en su frecuencia de operación. El radar no resulta afectado por las nubes, de forma que permite medir con independencia de las condiciones meteorológicas. Sin embargo, a las frecuencias típicas utilizadas con radar, las de las bandas C y Ku, la energía penetra en la nieve y el hielo, de forma que la distancia medida puede corresponder a un punto por debajo de la superficie real. La cantidad de penetración y la contribución a la dispersión en volumen en la señal, depende de la frecuencia de la radiación electromagnética de la señal y de las características del material reflector, en particular de su contenido en agua líquida. La penetración es mayor sobre las zonas de nieve seca de los mantos de hielo, pero muy variable, y por lo tanto difícil de corregir, sobre los glaciares y mantos de hielo (e.g., Rignot et al., 2001; Müller et al., 2011; Gray et al., 2015).

Las medidas altimétricas se comparan con elevaciones de la superficie obtenidas en puntos idénticos en una fecha anterior para determinar los cambios de elevación (altimetría repetida), pero la elevación previa también puede haberse obtenido a partir de otras fuentes, como mapas topográficos.

Existen tres métodos principales para determinar los cambios de altitud de glaciares a partir de medidas de satélite: la altimetría repetida (Csathó et al., 2014), la diferenciación de DEM (Wang y Kääb, 2015) y una combinación de ambos (Nuth et al., 2010; Helm et al., 2014). La combinación de altimetría y DEM permite explotar las ventajas de ambos métodos (e.g., Kääb et al., 2012). Combinar múltiples fuentes de datos, sean de satélite, aéreas o terrestres, proporciona las mejores estimaciones de los cambios de altitud (Schenk y Csathó, 2012; Csathó et al., 2014).

2.3.3.1 Altimetría radar

Los altímetros radar de satélite son instrumentos activos que transmiten un pulso de microondas (típicamente en la banda Ku, 13,5 GHz) a la superficie y miden el tiempo doble de propagación entre emisor (en satélite), reflexión en la superficie del glaciar y receptor (en el satélite). Si quisiéramos medir, por ejemplo, la altitud de la superficie del mar, con una determinación de la órbita del satélite suficientemente precisa, se podría determinar la altitud con una exactitud de unos 3 cm (Chelton et al., 2001). Sin embargo, en el caso de los glaciares la exactitud se reduce drásticamente a causa de la penetración de la señal de radar en la nieve, que es del orden de los 5 m en la banda Ku, aunque puede llegar a los 10 m. Por esta razón, se escogen a menudo otras alternativas tales como el modo de operación en pulso Doppler, que permite resoluciones en rango del orden de medio metro. Otra alternativa es el uso de la banda Ka (35 GHz), en la que opera por ejemplo el altímetro Altika de la misión SARAL (de CNES/ISRO, lanzado en febrero de 2013), que tiene una penetración en la nieve menor que 1 m (Abdalati et al., 2010; Rémy et al., 2015). Además, su penetración está

fundamentalmente controlada por el tamaño del cristal de hielo, a diferencia de la banda Ku, en la que otros factores, como el contenido en agua líquida, juegan un papel importante.

A las medidas de altimetría radar de satélite se les deben aplicar varias correcciones: 1) la corrección troposférica seca, que es función de la masa total de aire seco entre el satélite y el suelo, que es, a su vez, función de la presión atmosférica; 2) la corrección troposférica húmeda, que es función del contenido en vapor total de la columna de aire de la atmósfera; y 3) la corrección ionosférica, que es función del contenido en electrones de la ionosfera y la frecuencia de la señal de microondas. Los radares que operan en la banda Ka se ven mucho menos afectados por la ionosfera que los que operan en la banda Ku.

Un problema inherente a la mayor parte de las misiones altimétricas de radar lanzadas en los años 1990 e inicios de los 2000, como ERS-1 (lanzado en 1991), ERS-2 (lanzado en 1995) y ENVISAT (lanzado en 2000), todos ellos de la ESA, y TOPEX/POSEIDON (lanzado en 1992), de CNES y NASA, es la amplia huella (*footprint*) de la señal radar, que abarca 10-20 km tanto en la dirección de la órbita como en la transversal. Esto impide su uso en masas de hielo pequeñas, como los glaciares de montaña. Otra limitación es que no permite resolver correctamente la altitud de superficies con pendientes mayores que aproximadamente 1° , lo que limita también su aplicación en las zonas marginales de los casquetes y mantos de hielo. El altímetro SIRAL, a bordo del satélite CryoSat-2 de la ESA, lanzado en febrero de 2010, es una combinación de altímetro radar convencional (pero con mejoras substanciales en características de transmisión y capacidad de procesamiento asociada) con radar de apertura sintética (SAR) en la dirección transversal a la órbita, lo que permite reducir la huella a unos 400 m en la dirección de la órbita y a unos 1,65 km en la dirección transversal a la misma. Otra mejora substancial de CryoSat-2 respecto a misiones previas es que extendió la cobertura de las regiones polares hasta los $\pm 88^\circ$ de latitud (frente a los $\pm 81.5^\circ$ de las misiones anteriores).

2.3.3.2 Altimetría laser

El Satélite ICESat (Ice, Clouds and Elevation Satellite), lanzado en enero de 2003, fue la primera misión que incorporó un altímetro laser autónomo, el denominado sistema GLAS (Geosciences Laser Altimeter System). Los altímetros laser combinan un tamaño de huella muy pequeño (comparado con los altímetros radar), de 70 cm en el caso de ICESat, con una alta precisión en altimetría, de aproximadamente 10 cm para ICESat.

ICESat (de la NASA) fue la primera misión altimétrica, operativa de 2003 a 2009. La misión subsiguiente, ICESat2, se lanzó en septiembre de 2018. ICESat terminó su operación en 2009 debido a un problema técnico, lo que dejó a la NASA sin un satélite dedicado al estudio del hielo. Para subsanar esta situación, la NASA inició, en marzo de 2009, la Operación IceBridge para puentear el hueco ("bridge the gap") entre las misiones ICESat y ICESat2. El programa IceBridge utiliza aviones para realizar mediadas sobre las regiones polares. Aparte de altímetros tanto laser (el Airborne Topographic Mapper, ATM) como radar (en banda Ku) para medir la altitud de la superficie del hielo, el avión transporta un radar de penetración (el Multichannel Coherent Radar Depth Sounder, MCoRDS) para medir el espesor de hielo, un radar para medir el espesor de la nieve y otros instrumentos. ICESat2 transporta el altímetro ATLAS (Advanced Topographic Laser Altimeter System), que consta de un único laser, pero dividido en seis haces dispuestos en parejas, lo que permite medir la inclinación de la superficie con gran precisión. Su precisión teórica en altimetría es de sólo 4 mm.

2.3.3.3 Determinación de los cambios de elevación de la superficie en altimetría satelital

En el caso de los altímetros radar, se suele determinar el cambio de altitud en los puntos de intersección de la proyección de las órbitas sobre el terreno (*cross-overs*). En el caso de los altímetros laser, las líneas de vuelo se repiten en otra fecha y se determinan los cambios de altitud a lo largo de las líneas de vuelo. Realmente, ambos métodos son adecuados tanto para misiones laser como radar (e.g., Moholdt et al., 2010). Tanto en un caso como en otro es necesario realizar la interpolación/extrapolación de los cambios de altitud medidos en ciertas franjas o puntos al conjunto de la superficie de la masa de hielo en estudio. Resulta difícil conseguir una cobertura amplia de glaciares individuales con la cobertura relativamente escasa de misiones altimétricas tales como ICESat, aunque con el procesado por bandas de Cryosat2 esto ha dejado de ser un problema (Gray et al., 2013).

2.3.4 Uso de la densidad para la conversión de cambios de volumen a cambios de masa

La conversión de cambios de volumen a cambios de masa requiere el conocimiento de la densidad del material afectado por el cambio de volumen (Sørensen et al., 2011). Para glaciares y casquetes de hielo, se asume habitualmente que esta densidad es la del hielo (es la hipótesis conocida como ley de Sorge; Bader, 1954). Sin embargo, los mantos de hielo tienen un grueso estrato de neviza, con densidad variable en fusión de la profundidad y menor que la del hielo. Los cambios en la tasa de compactación de la neviza pueden alterar el volumen del manto de hielo sin cambiar su masa (Sørensen et al., 2011). Resulta crítico corregir las medidas altimétricas por la compactación de la neviza, ya que, en el interior de los mantos de hielo de la Antártida y Groenlandia, las tasas de cambio de elevación de la superficie son pequeñas y próximas al umbral necesario para detectar un cambio de masa a partir de estimaciones de cambios de volumen. Aunque los glaciares y casquetes de hielo, y en particular los casquetes de hielo árticos, pueden tener un amplio estrato de neviza, es aproximadamente un orden de magnitud menos profundo en comparación con el interior de los mantos de hielo y, en consecuencia, generalmente tienen un menor impacto en los cambios de volumen.

La densidad de la neviza puede oscilar entre 350 kg m^{-3} y 840 kg m^{-3} , y la del hielo entre este último valor y 918 kg m^{-3} . Saber qué densidad utilizar requiere conocer los procesos que determinan el cambio de volumen: si se debe a procesos superficiales tales como cambios en la precipitación en forma de nieve y escorrentía, o un cambio en el movimiento del hielo. En general se trata de una combinación de ambos que resulta en una densidad efectiva del cambio de volumen con un valor intermedio. Además, la tasa de densificación de neviza a hielo depende de la temperatura y de la tasa de acumulación. Un cambio en cualquiera de ellas puede afectar a la tasa de compactación de la neviza, y por lo tanto a la elevación de la superficie sin necesidad de cambio de masa. En glaciares subpolares, estas cuestiones tienen menos importancia puesto que el estrato de neviza es más fino y su densidad próxima a la del hielo.

2.4 Técnicas de medida de balance de masa: el método gravimétrico

Los problemas derivados de la conversión a masa de los cambios de volumen descritos en la sección anterior se evitan con el uso del método gravimétrico, ya que éste proporciona

directamente cambios de masa. Este tipo de medidas son posibles desde el lanzamiento, en el verano de 2002, de los satélites del programa GRACE (Gravity Recovery And Climate Experiment). Consta de dos satélites gemelos, que vuelan en tándem con una separación de unos 200 km (Tapley et al., 2004). Esta misión está dedicada a la medida de los cambios relativos del campo de la gravedad, con una resolución temporal mensual. Debido al diseño de la misión y a la órbita del satélite (órbita polar a una altitud de 500 km), los cambios del campo de la gravedad terrestre se proporcionan como coeficientes armónicos esféricos mensuales, con una resolución espacial efectiva de alrededor de 300 km.

Todos los métodos para estimar los cambios de masa a partir de observaciones gravimétricas satelitales convierten los coeficientes armónicos esféricos (coeficientes de Stokes) en espesores de agua equivalentes en la superficie y después en cambios de masa utilizando la formulación de Wahr y Molenaar (1998). La mayor dificultad reside en atribuir los cambios de masa observados a los glaciares y a otras fuentes de cambios de masa. Existen dos métodos para hacer esto: el primero es la aproximación de bloques de concentración de masa (Jacob et al., 2012; Schrama et al., 2014). Este método persigue determinar el cambio de masa de regiones glaciadas, ajustando valores de masa (es decir, un conjunto de coeficientes de Stokes) obtenidos a partir del campo de la gravedad medido por GRACE en pequeñas regiones (*mascons*) en las que se supone que la masa está uniformemente distribuida. El segundo método es la aproximación de modelización directa (Chen et al., 2013; Yi et al., 2015), que está basado en una modelización directa global, de tipo iterativo, de los coeficientes de Stokes, para separar las señales terrestre y oceánica. Se pueden utilizar ubicaciones conocidas de fuentes de masa terrestre para constreñir los cambios de masa. En esta aproximación, la masa total en la superficie de la tierra se conserva.

En el procesado de los datos gravimétricos es necesario aplicar una corrección por el ajuste isostático glacial (glacial isostatic adjustment, GIA) y se aplica un filtro gaussiano (del orden de 300 km). El ajuste isostático glacial es la respuesta de la Tierra sólida a la sobrecarga de la litosfera por los mantos de hielo durante el último periodo glacial que terminó hace 12.000 años. La eliminación del hielo implica un levantamiento del terreno y la redistribución del material del manto en profundidad. Tiene un efecto directo sobre la anomalía de la gravedad medida por GRACE. Pueden utilizarse modelos de la respuesta de la Tierra a este cambio de carga para predecir el ajuste isostático adecuado para el presente (Peltier, 2004), o puede ser reconstruido usando un método inverso (Wu et al., 2010).

A pesar de mejoras recientes, siguen existiendo todavía incertidumbres notables en la determinación de cambios de masa a partir de medidas de GRACE, especialmente debido a la heterogeneidad y al pequeño tamaño de los glaciares en comparación con la resolución espacial de la gravimetría desde satélite, que viene determinada por la altitud del satélite y la distancia de los dos satélites gemelos (Wahr y Molenaar, 1998). Por ejemplo, se da una pérdida significativa de la señal de masa glaciar al océano. Este problema suele resolverse evitando las regiones costeras o usando la aproximación de modelización directa. Sin embargo, estas soluciones no son completamente satisfactorias, puesto que están basadas en hipótesis cuestionables, tales como la distribución uniforme de los cambios de masa en el océano. Otro ejemplo de incertidumbre es la dificultad de distinguir entre cambios de masa originados por pérdida de masa glaciar y por cambios en el almacenamiento de agua en el suelo o el subsuelo. El uso de patrones espaciales conocidos (cuencas glaciares o hidrológicas, *mascons*, etc.) o modelos hidrológicos puede permitir el extraer de la señal la contribución del agua almacenada en el suelo o el subsuelo. Sin embargo, la separación espacial es difícil en ocasiones, especialmente en regiones como el Himalaya o los Andes, en las que la señal o el ciclo anual de los cambios hidrológicos es amplia, y las estimaciones de

los modelos hidrológicos muestran grandes discrepancias. Finalmente, la necesidad de extraer la señal GIA de los cambios de masa basados en GRACE, también causa incertidumbres (van der Wal et al., 2015). La señal GIA no incluye efectos más recientes como el rebote isostático a partir de la Pequeña Edad de Hielo, que resulte esencial en algunas regiones glaciadas como Patagonia o Alaska (Jacob et al., 2012).

En la Tabla 2.2 se resumen las principales técnicas satelitales para la medida de cambios de volumen y masa.

Tabla 2.2. Métodos que pueden ser usados para determinar la elevación, el volumen y los cambios de masa glaciares a partir de datos de satélite. Modificado a partir de Marzeion et al. (2017).

Técnica	Sensor	Cambio medido	Resolución temporal	Desventajas	Exactitud
Altimetría repetida	ICESat, Cryosat2	Elevación	Subanual	Datos puntuales, extrapolación	0,5 m
Diferenciación de DEM	SRTM, GDEM	Volumen	Decenal	Huecos de datos, artefactos	1–2 m
	SPOT				< 1 m
	Alta resolución				< 0,5 m
Gravimetría	GRACE	Masa	Mensual	Baja resolución	Variable

2.5 Estimación de los errores del balance de masa

El análisis de los errores involucrados en las estimaciones de balances de masa y en los estudios comparativos habituales en este ámbito es un tema muy complejo. En primer lugar, tenemos los errores asociados a la propia técnica de medida. En la medida, además, habitualmente intervendrán distintas variables, cada una con su error asociado, y habrá que aplicar técnicas de propagación de errores (e.g., Bevington y Robinson, 2003). En segundo lugar, estas medidas a menudo corresponden a un punto (o a una zona, en el caso de las técnicas basadas en sensores remotos, con tamaño muy variable dependiendo del sensor) y será necesario interpolar/extrapolar los valores puntuales para obtener los valores extendidos al conjunto del glaciar. Pero, además en estudios comparativos o que combinen valores de balance de masa para distintos periodos, surgen problemas adicionales, referidos a menudo como heterogeneidades, que será necesario corregir mediante homogeneización de los valores (o series temporales) de balance de masa. Ejemplos típicos de estas heterogeneidades son los relativos al uso de medidas anuales tomadas con distinto sistema temporal (Anonymous, 1969; Holmlund et al., 2005) o series de balances de masa que correspondan a distintos periodos temporales, que pueden estar parcialmente solapados (e.g. Huss et al., 2009), o los derivados del uso combinado de resultados obtenidos con distintas técnicas de medida –o incluso los referidos al empleo de distintas técnicas de tratamiento de datos–, cuyos márgenes de error son distintos (e.g., Cox y March, 2004). Dada la complejidad y amplitud del tema, en esta sección nos centraremos en el análisis de error relativo a las técnicas empleadas en esta tesis, es decir, el método glaciológico y el método geodésico.

A continuación, presentamos, en primer lugar, un breve repaso de los primeros trabajos que abordaron de lleno el análisis del error en las medidas de balance de masa, seguido de un

estudio más sistemático de las distintas fuentes de error y su contribución al error total, para el que nos basaremos fundamentalmente en los trabajos de Huss et al. (2009) y Zemp et al. (2013)

Entre los primeros trabajos en esta temática, cabe citar el de Müller y Kappenberger (1991), que detectaron y corrigieron errores sistemáticos en los datos de balance de masa puntual en series temporales largas, o el de Funk et al. (1997), que compararon distintos métodos de cálculo del balance de masa a nivel de glaciar completo a partir de datos de estacas, concluyendo que la precisión del balance es de $\pm 0,6$ m w.e. y que hicieron notar que la precisión provista en muchos informes, a veces dada en mm w.e., ignora las limitaciones de los datos obtenidos en el campo. El trabajo de Jansson (1999) es probablemente el primero que aborda de forma sistemática el análisis de error en los datos de balance de masa (de glaciar completo) obtenido con el método glaciológico, analizando y cuantificando sus distintas fuentes de error. Jansson analizó, basándose en una aproximación de sistema de información geográfica, el efecto de parámetros tales como el modelo de conversión de densidades, el error sistemático en la toma de muestras de espesor de nieve (*snow probing*) o el cálculo del gradiente de ablación. Su conclusión principal fue que el balance de masa (del glaciar completo) calculado no es especialmente sensible a estos parámetros, de forma que se pueden obtener estimaciones razonables del mismo contando con una red de estacas bastante reducida, siempre y cuando estén bien distribuidas sobre la superficie del glaciar. Jansson estimó el error en el balance de masa de glaciar completo en $\pm 0,1$ m w.e., supuesto que se cumplan ciertos estándares en las medidas de campo realizadas y el procesado de sus datos. En un estudio posterior muy riguroso, Dyurgerov (2002) estimó la incertidumbre en el cálculo del balance de masa de un glaciar, utilizando el método glaciológico, como $\pm 0,2$ m w.e. Otra contribución de interés es la de Holmlund et al. (2005), que realizaron un reanálisis de una serie temporal de 58 años de balances de masa de Storglaciären (Suecia), poniendo de manifiesto la importancia de homogeneizar los registros de balances de masa. De hecho, su estudio reveló errores cercanos a 0,8 m w.e. durante las primeras décadas de la serie temporal, que disminuyen con el avance del tiempo según mejoran las técnicas de medida.

Entre los estudios posteriores centrados en la homogeneización de las series temporales de datos de balances de masa, tanto glaciológicos como geodésicos, podemos destacar los de Thibert et al. (2008), Huss et al. (2009) –al que luego nos referiremos con mayor profundidad–, Rolstad et al. (2009), Koblet et al. (2010), Fischer (2010, 2011), Zemp et al. (2010), Nuth y Kääb (2011) o Andreassen et al. (2012). Sin embargo, estos estudios no aportaron pautas precisas para la estandarización del proceso y una comparación directa de los resultados de estos estudios implica serias dificultades. Un Workshop organizado en 2012 en la Estación Científica de Tarfala (Norte de Suecia) por el World Glacier Monitoring Service en colaboración con la Universidad de Estocolmo, con título “Measurement and Uncertainty Assessment of Glacier Mass Balance”, vino a cubrir esta deficiencia. Los resultados de este Workshop quedaron recogidos en el artículo de Zemp et al. (2013), en el que basaremos el resto de la discusión que llevaremos a cabo en esta sección. Desdoblamos esta discusión en tres apartados, uno referido al método glaciológico, otro al método geodésico y una breve comparación de ambos. En el texto de Zemp et al. (2013) pueden encontrarse multitud de referencias que analizan cada uno de los aspectos resumidos en las secciones siguientes. Un texto alternativo al de Zemp et al. (2013) es el más conciso de Huss et al. (2009).

2.5.1 Errores implicados en el uso del método glaciológico

En el método glaciológico, hay tres fuentes principales de errores aleatorios y sistemáticos: las medidas de campo en puntos del glaciar, la media espacial de estos resultados sobre todo el glaciar, y los cambios de zona y elevación del glaciar.

Las medidas de campo están sujetas a errores en (i) la determinación de la altura (por ejemplo, debido a la precisión de la medición; inclinación, hundimiento y expulsión de las estacas de ablación; inclinación de los sondeos de nieve y dificultades para identificar la superficie del final del verano anterior en la capa de nieve, e.g., debido a lentejones de hielo); (ii) errores en las medidas de la densidad e hipótesis asociadas (con errores que se espera que sean mayores para la nieve y la neviza que para el hielo); (iii) hielo superpuesto, que es difícil de medir y en el cual la variabilidad espacial a menudo no está bien representada por la red de estacas; y (iv) la divergencia de flujo, que es irrelevante para el balance del glaciar a menos que el muestreo de las zonas de divergencia y convergencia esté desequilibrado.

Las fuentes de error relacionados con la media espacial de las medidas puntuales son: (v) la representatividad local de las medidas puntuales (es decir, la capacidad de la red de observación para capturar la variabilidad espacial del balance superficial; (vi) el método (por ejemplo, contorno, perfil, kriging) utilizado para la interpolación entre las observaciones en puntos del glaciar y para la extrapolación a regiones no medidas; y (vii) el submuestreo de áreas glaciares inaccesibles o difíciles con balances de masa en superficie potencialmente diferentes, como los debidos a grietas, cubiertas de escombros, pendientes pronunciadas o zonas de avalanchas.

Es común a todas las series de balance de masa (viii) el problema de los cambios temporales de la elevación y el área del glaciar: las coordenadas (cambiantes) y la elevación de los puntos de observación se pueden medir directamente, mientras que el área del glaciar determinada en el estudio geodésico más reciente se utiliza normalmente como constante en el cálculo de balances glaciológicos específicos de años sucesivos, hasta que se realice un nuevo estudio geodésico. Especialmente en el caso de grandes cambios relativos, se requiere un recálculo de los balances anuales realizados con respecto a una “superficie de referencia” usando áreas del glaciar (y bandas de elevación) actualizadas para cada año, para proporcionar balances “convencionales”.

2.5.2 Errores implicados en el uso del método geodésico

El método geodésico determina cambios de volumen mediante mapeo repetido y diferenciación de las elevaciones de la superficie del glaciar. La descripción que sigue se centra en el caso de la diferenciación de DEM extendida al conjunto de la superficie del glaciar y no considera errores de extrapolación. También asume que todas las altitudes están referidas al mismo datum y proyección.

Idealmente, las medidas geodésicas se realizan al final de la temporada de fusión, simultáneamente con respecto a las medidas por el método glaciológico, y preferiblemente repetidas aproximadamente cada década. Una diferencia temporal de una década acentúa la detección de señales climáticas y reduce el impacto de las fluctuaciones de corto periodo debidas a procesos meteorológicos estacionales e interanuales. Habitualmente, el balance geodésico se obtiene haciendo una suposición sobre la densidad del volumen ganado o perdido (Sapiano et al., 1998; Huss et al., 2009; Huss, 2013). Si los cambios en la elevación del lecho son despreciables, el método geodésico cubre todos los componentes del balance: superficie, interno y basal.

Las fuentes de error potenciales en los datos de elevación se pueden clasificar en errores de observación y errores de representación. Los errores de observación incluyen los errores que están relacionados con el proceso de medición y se originan desde la plataforma, el sensor y la interferencia de la atmósfera. Los errores de representación están relacionados con la representación analógica (e.g., un mapa) o digital (e.g., un DEM) de los resultados de la observación, incluyendo georreferenciación, proyección, corrección, y densidad de muestreo. En el cálculo de los cambios de volumen por el método geodésico, pueden originarse errores sistemáticos adicionales por cambiar las áreas de referencia (e.g., debido a fluctuaciones del frente o desplazamientos de las divisorias de hielo) y debido a la existencia de zonas o regiones glaciares no cubiertas por las campañas geodésicas. Por ello, es importante mantener las máscaras glaciares (y áreas) consistentes tanto a nivel interno como entre los análisis glaciológicos y geodésicos. La modelización física de los errores anteriores sólo es posible cuando se cuenta con información completa sobre los procesos de observación y representación, que a menudo no está disponible.

Alternativamente, se pueden utilizar enfoques estadísticos para evaluar los errores combinados de DEM utilizando la población de diferencias de DEM sobre terreno no glaciado (suponiendo que sea estable). En contraste con la modelización de errores físicos, este enfoque incorpora todas las fuentes de error conocidas y desconocidas, excepto los errores que son espacialmente consistentes en ambos DEM. Un sesgo importante en las diferencias de elevación se produce debido a la desalineación de los DEM que se sustraen. Esta desalineación se traduce en un sesgo en los cambios de elevación y está directamente relacionado con la distribución combinada de pendientes y relaciones de aspecto de un glaciar. Por lo tanto, se recomienda realizar el corrección 3-D de los DEM.

Además de los errores relacionados con el corrección de los DEM, existe una incertidumbre relacionada principalmente con la precisión combinada de los sistemas de adquisición de datos geodésicos utilizados. Para la aproximación estadística, la desviación estándar de las diferencias de elevación sobre un terreno estable indica la incertidumbre de las diferencias entre los DEM para píxeles individuales. El error estándar, definido como la desviación estándar dividida por la raíz cuadrada del número de elementos de información independientes en la muestra, indica la incertidumbre resultante de promediar espacialmente los datos, como, por ejemplo, cuando se estiman los cambios en todo el glaciar. Sin embargo, para el cálculo del error estándar, el número de elementos independientes no puede suponerse igual al número de elementos en la muestra (es decir, el número de píxeles), ya que a menudo existe autocorrelación espacial en los datos de elevación y ésta debe tenerse en cuenta.

Una consideración respecto al análisis de la incertidumbre estadística es si el terreno rocoso que rodea al glaciar es representativo de la superficie del glaciar. Esto depende de la técnica de adquisición de datos de elevación (por ejemplo, en fotogrametría, las superficies glaciares con bajo contraste visible pueden tener errores aleatorios mayores que los de las superficies altamente contrastadas del lecho rocoso), de la distribución de la pendiente de la topografía circundante versus la topografía glaciar, y/o de si las diferencias en los datos de elevación que se sustraen tienen diferentes resoluciones.

Un análisis completo de los errores en el cálculo del balance geodésico que llevaremos a cabo en el Capítulo 5 se presenta en su Apartado 5.3.2.2.

2.5.3 Diferencias genéricas entre los balances glaciológico y geodésico

Una comparación directa de balances glaciológicos y geodésicos requiere tener en cuenta las diferencias en las campañas de adquisición de datos (referidas al sistema de tiempo y las áreas de referencia utilizadas) y las diferencias genéricas entre los balances glaciológicos y

geodésicos (en particular, los balances internos y basales). Las correcciones relacionadas con las diferencias en las campañas de adquisición de datos necesitan tener en cuenta la ablación y la acumulación producida entre las campañas glaciológicas y geodésicas. Además, ambos métodos deben usar áreas de referencia comunes (con respecto a las divisorias de hielo y las definiciones de los límites del glaciar) para asegurar que se están comparando los resultados de un mismo sistema glaciar.

Capítulo 3

Contexto geográfico y materiales disponibles

En este capítulo describimos el contexto geográfico y geológico de la zona de estudio, así como el detalle de los datos de campo de los que disponemos para desarrollar esta tesis.

3.1 Contexto geográfico y geológico

3.1.1 Contexto geográfico

3.1.1.1 La región de la Península Antártica

La Península Antártica es una masa de tierra que se extiende en dirección sur-norte a lo largo de más de 1000 km entre los 63 y los 73°S. Esta península, en forma de cresta, abarca una superficie terrestre emergida de más de 520.000 km² (Summerhayes et al., 2009), que corresponde a la parte más septentrional del continente antártico. La altitud media de las cumbres de la Península Antártica es de ~1500 m s.n.m. (Summerhayes et al., 2009), con una anchura media de ~70 km entre los 63 y 69°S y de ~200 km entre los 69 y 73°S. A lo largo de esta cadena montañosa, rodean a la Península Antártica varias islas y archipiélagos. Cerca del 98% de la Península Antártica está cubierto de hielo (Bockheim, 2015), con un amplio manto de hielo que se extiende sobre su superficie y varias plataformas de hielo a lo largo de los márgenes oeste y este de la península. La mayoría de las islas periféricas están también cubiertas por glaciares y casquetes de hielo (Bliss et al., 2013). La masa total de hielo almacenada en la Península Antártica, al norte de los 74 °S, ha sido estimada en ~200.300 Gt (553 mm SLE), de los que un 8% corresponde a glaciares sobre islas (el 70% de esta cantidad corresponde, a su vez, a la isla Alejandro) (Carrivick et al., 2018). Existe una estimación más detallada, pero limitada a la región al norte de los 74 °S, de 24.978 ± 1810 Gt (69 ± 5 mm SLE) (Huss y Farinotti, 2014).

Los glaciares de la Península Antártica y su periferia han experimentado pérdidas de masa significativas en las últimas décadas, especialmente en su zona norte, principalmente como resultado de la aceleración y adelgazamiento de los glaciares de descarga, asociado en muchos casos a la desintegración de plataformas de hielo (Vaughan et al., 2013).

En esta región, los sistemas de bajas presiones se mueven hacia el este-sureste a través de la Península Antártica y traen vientos predominantes del oeste durante todo el año, que son más intensos en el extremo norte de la península. La cresta de la Península Antártica constituye una barrera orográfica para los vientos húmedos del oeste, que causan el efecto Föhn en el lado este (Grosvenor et al., 2014; Elvidge et al., 2015), induciendo un calentamiento sobre esta región, asociado al calentamiento adiabático del aire en descenso. Esta barrera orográfica también implica valores distintos de la humedad a ambos lados de la Península Antártica, con el lado este más seco que el lado oeste. Sin embargo, el lado este de la Península Antártica

también está fuertemente afectado por las masas de aire frío asociadas con la circulación oceánica hacia el norte en el mar de Weddell (Oliva et al., 2017a). Existe un patrón similar para la circulación del aire, para el cual son frecuentes los vientos fríos del sur (o chorros a bajo nivel; Stensrud, 1996) que fluyen a lo largo de la costa este de la Península Antártica. En general, el efecto de este segundo mecanismo es más fuerte que el del efecto Föhn, introduciéndose de este modo importantes asimetrías térmicas entre la zona occidental (más cálido y más húmeda) y la oriental (más fría y seca) de la Península Antártica (Oliva et al., 2017a). Sobre las pendientes más suaves de las montañas del sur de la Península Antártica, el clima en la proximidad de la superficie está dominado por los vientos catabáticos. Sobre las planas plataformas de hielo, donde el forzamiento de los vientos catabáticos es débil, se da la máxima variabilidad interanual de la temperatura (van Wessem et al., 2015). Patrones de presión a escala sinóptica típicos del área del Estrecho de Drake (Mar de Hoces) y la región de la Península Antártica pueden encontrarse descritos en González et al. (2018).

Según hemos descrito en el Apartado 1.3.2.1, la Península Antártica sufrió, entre 1951 y 2006, un calentamiento progresivo que alcanzó localmente valores de +0,53 °C/década (Turner et al., 2009), si bien recientemente se ha detectado una disminución del ritmo de calentamiento regional desde inicios del siglo XXI, que ha pasado a ser de enfriamiento durante los primeros quince años del siglo presente (Turner et al., 2016; Oliva et al., 2017a). Según vimos, esta disminución de las temperaturas se ha atribuido a una mayor frecuencia de vientos fríos del este y del sureste, resultantes de condiciones ciclónicas más abundantes en el norte del Mar de Weddell, asociadas al reforzamiento de la corriente en chorro de latitudes medias. Estos cambios en la circulación atmosférica también han causado la advección de hielo marino hacia la costa este de la Península Antártica, amplificando los efectos del enfriamiento.

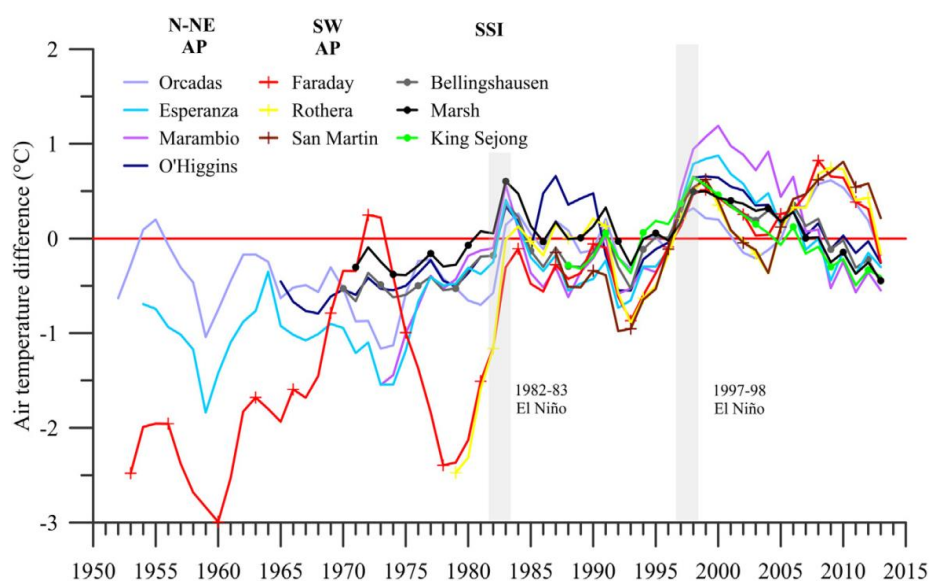


Figura 3.1. Evolución temporal de la temperatura media del periodo 1966-2015 para diferentes estaciones de las islas Shetland del Sur (medias móviles de 3 años). Fuente: Oliva et al. (2017a).

El análisis de Turner et al. (2016) está basado en el registro de temperaturas combinadas de 6 estaciones meteorológicas de la Península Antártica, que describe adecuadamente la evolución de la temperatura media regional pero no analiza la distribución espacial de este enfriamiento dentro de la región de la Península Antártica. Tampoco, como hemos indicado, utiliza el registro completo de temperaturas disponibles (en ciertas estaciones se dispone de registros de temperaturas desde 1950, pero ellos sólo usan los datos disponibles a partir de 1979). Oliva et al. (2017a) han completado y extendido el estudio de Turner et al. (2016), analizando la

distribución espacial de las tendencias de la temperatura usando los datos de 10 estaciones meteorológicas de la Península Antártica desde 1950 hasta 2015 (Fig. 3.1). Su estudio muestra que el enfriamiento reciente no ha sido homogéneo, siendo mucho más acusado en la zona norte de la Península Antártica y las islas Shetland del Sur. En estas últimas, que son la zona de interés en esta tesis doctoral, el cambio de temperatura entre el decenio previo y el actual ha sido de $-0,5^{\circ}\text{C}$ en verano y de $-1,1^{\circ}\text{C}$ en invierno (datos registradas en la estación de Bellingshausen, en la isla Rey Jorge, y obtenidos de la base de datos READER (BAS, 2018).

3.1.1.2 El Archipiélago de las Shetland del Sur

El Archipiélago de las Shetland del Sur se sitúa al norte de la Península Antártica. Este archipiélago se extiende a lo largo de 510 km de suroeste a noreste, de manera casi paralela al extremo norte de la Península Antártica, y lo componen 11 islas que exceden los 100 km² de área. La superficie total del archipiélago es de ~3740 km² (Orheim y Govorukha, 1983). Por su situación, latitud e influencia marítima, comparte las características climatológicas de la vertiente occidental de la Península Antártica.

Al norte de las islas Shetland del Sur se encuentra el Paso de Drake, con fama de ser una de las zonas marítimas con vientos más fuertes y mar más agitado del mundo. Al sur, las aguas más protegidas del Estrecho de Bransfield separan el archipiélago de la Península Antártica. La superficie del mar alrededor de las islas está libre de hielo desde octubre hasta junio, aproximadamente (González et al., 2018).

3.1.1.3 Isla Livingston

Isla Livingston ($62^{\circ} 28' - 62^{\circ} 45' \text{ S}$, $59^{\circ} 49' - 60^{\circ} 59' \text{ O}$) es la segunda isla más grande de las Shetland del Sur (~850 km²), tras la isla Rey Jorge (~1.250 km²). Tiene 75 km de longitud y 35 km de anchura máxima, y está cubierta por un casquete de hielo de unos 60 km de longitud y 30 km de anchura, que alcanza los 400 m de espesor (Macheret et al., 2009) y está cubierta por un casquete de hielo cuyas cuencas llevan el hielo hacia el litoral. El relieve, unidades y tipos glaciares de isla Livingston se describen en Martínez de Pisón et al. (1992). El este y sureste de la isla son montañosos y la principal cordillera la constituye el macizo del monte Friesland (los montes Tangra, en la toponimia búlgara), rematados por el monte Friesland, de 1770 m, el punto de mayor altitud de la isla. La estimación más reciente del área que cubre el mencionado casquete de hielo está basada en las fronteras del casquete en 2004 (datos no publicados de Jaume Calvet y David García Sellés) y es de 697 km² (Osmanoğlu et al., 2014). Según el Randolph Glacier Inventory (Pfeffer et al., 2014), el área glaciada de isla Livingston abarca el 23% del área total glaciada de las islas Shetland del Sur. Ninguna terminación marina del casquete de hielo de isla Livingston (ni de las Shetland del Sur) es flotante.

3.1.1.4 Península Hurd

En la parte sur de la isla Livingston está ubicada la península Hurd ($62^{\circ} 39' - 62^{\circ} 42' \text{ S}$, $60^{\circ} 19' - 60^{\circ} 25' \text{ O}$). La capa de hielo de la península Hurd cubre un área de ~13,5 km² y abarca un rango de altitudes desde el nivel del mar hasta 370 m s.n.m. (Navarro et al., 2013).

En península Hurd se encuentra la Base Antártica Española Juan Carlos I (BAE JCI) (Fig. 3.2d). La BAE JCI está ubicada en Bahía Sur, que está abierta al SW, y dentro de ella en Caleta Española, que a su vez se abre hacia el NNW, así que por la parte que da al mar se encuentra doblemente protegida del oleaje. Igualmente se encuentra resguardada del viento por la parte de tierra, ya que las pendientes que rodean la BAE alcanzan los 275 m del monte Reina Sofía, a menos de 1 km al SSE. Tras el Reina Sofía se extiende el glaciar Hurd, donde se halla una barrera de altitudes de más de 300 m que protegen a la BAE por el sur y sureste.

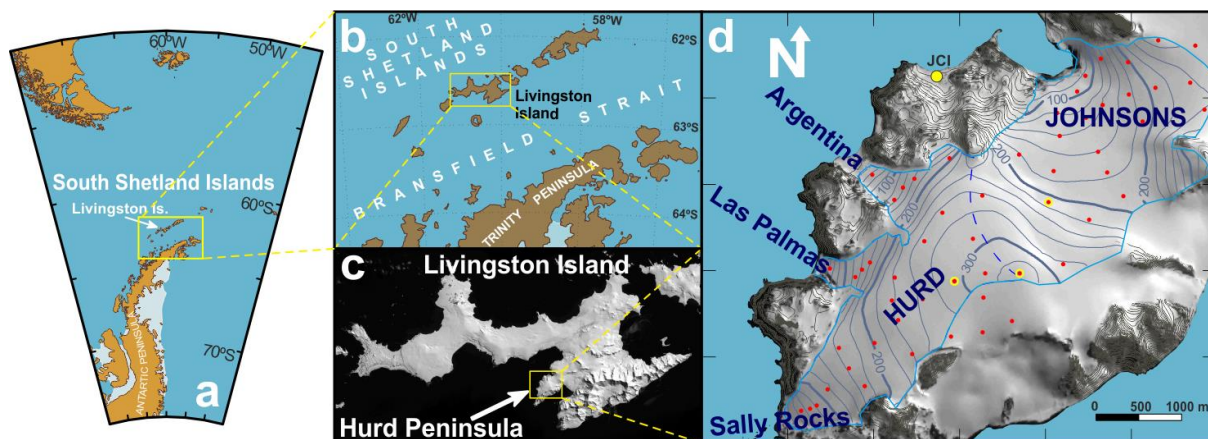


Figura 3.2. (a) Ubicación del Archipiélago de las Shetland del Sur. (b) Ubicación de isla Livingston en las islas Shetland del Sur. (c) Ubicación de península Hurd en isla Livingston. Imagen de Copernicus Sentinel de 2013. (d) Mapa de elevación de la superficie de los glaciares Hurd y Johnsons y ubicación de las estacas de medida de balance de masa en 2015-16 (puntos rojos), catas de nieve (puntos rojos con círculos amarillos) y la estación meteorológica automática en la estación Juan Carlos I (JCI, punto amarillo). La línea azul continua representa los límites del glaciar y la línea azul discontinua indica la ubicación de la divisoria de hielo que separa los glaciares Hurd y Johnsons. El área mostrada en el panel d corresponde a las coordenadas UTM (hoja 20E) 631000-637000 (este) y 3045000-3050000 (norte). La distancia entre marcas es de 1 km. Fuente: Modificada de Recio-Blitz et al. (2018).

La península Hurd está sujeta al clima marítimo característico de la zona oeste de la Península Antártica, con ciertas peculiaridades debidas a las condiciones locales. Así, pese al régimen de vientos del noroeste predominante en la zona oeste de la Península Antártica, la geometría y orografía de isla Livingston condicionan el régimen de vientos en península Hurd, que queda protegida de los vientos de noroeste, siendo sus vientos predominantes los del noreste, en su mayoría catabáticos, provenientes de las zonas más altas al noreste y al este de península Hurd, y los del suroeste, donde península Hurd se enfrenta al mar abierto.

La península Hurd está cubierta por un casquete de hielo que abarca un rango de altitudes de 0 a 370 m s.n.m. Este casquete, con configuración próxima a la de un campo de hielo, se divide en varias cuencas glaciares, dos de las cuales son los glaciares Hurd y Johnsons, en los que se centra esta tesis. El glaciar Johnsons, con terminación en mar, fluye esencialmente hacia el noroeste, terminando en un frente glaciar de 50 m de altura que se extiende 500-600 m a lo largo de la costa. El glaciar Hurd fluye principalmente hacia el suroeste y el oeste, y termina en tierra. Consta, a su vez, de tres glaciares de descarga, designados tradicionalmente como lóbulos o lenguas Argentina, Las Palmas y Sally Rocks. La divisoria de hielo que separa Hurd y Johnsons tiene altitudes entre 250 y 330 m s.n.m. El lóbulo Sally Rocks del glaciar Hurd tiene una pendiente media en superficie de aproximadamente 3° , mientras que sus lóbulos que fluyen hacia el oeste, Argentina y Las Palmas, tienen pendientes mucho más pronunciadas. Las pendientes típicas del glaciar Johnsons varían entre 10° en la vertiente norte y 6° en la parte sur (Fig. 3.2d) (Navarro et al., 2013).

El casquete de hielo que cubre península Hurd es una masa de hielo politérmica, con una capa superior de hielo frío, de varias decenas de metros de espesor, en la zona de ablación, sobre otra de hielo templado. La capa superficial de hielo frío se distribuye uniformemente en el glaciar Hurd y muestra una distribución más irregular en el glaciar Johnsons. En la zona de acumulación, por debajo de la capa de neviza el hielo es predominantemente templado (Navarro et al., 2009).

El espesor medio del hielo en 1999-2001 para el conjunto Hurd-Johnsons era de 93.6 ± 2.5 m (Benjumea et al., 2003; Navarro et al., 2005, 2009). Los valores máximos, ~ 200 m,

corresponden a la zona de acumulación del glaciar Hurd. El espesor máximo de hielo del glaciar Johnsons es de ~160 m.

El balance de masa en superficie, que discutiremos más adelante en esta tesis, es ligeramente inferior para el glaciar Hurd en comparación con el glaciar Johnsons debido a: 1) sus menores tasas de acumulación, favorecidas por la redistribución de la nieve por el viento, y 2) sus mayores tasas de ablación debido a la hipsometría del glaciar Hurd, que tiene una mayor proporción de área a menor elevación comparado con el glaciar Johnsons (Navarro et al., 2013).

La altitud de la línea de equilibrio (ELA) ha mostrado una gran variabilidad durante el período en estudio, y además ha disminuido de forma notable entre el estudio de Navarro et al. (2013), correspondiente al periodo 2002-2011, y esta tesis, en la que se cubre el periodo extendido 2002-2016. Durante 2002-2011, la ELA osciló entre 0 y 310 m para Hurd (con una media de 212 ± 91 m) y entre 105 y 235 m para Johnsons (con una media de 184 ± 41 m)¹, mientras que durante 2002-2016 osciló entre 0 y 310 m para Hurd (con una media de 170 ± 107 m) y entre 0 y 225 m para Johnsons (con una media de 139 ± 65 m). La razón de área de acumulación (AAR) ha aumentado consecuentemente. Así, Durante 2002-2011 osciló entre 20 y 100 para Hurd (con una media de 46 ± 28) y entre 37 y 93 para Johnsons (con una media de 61 ± 21), mientras que durante 2002-2016 osciló entre 20 y 100 m para Hurd (con una media de 58 ± 31) y entre 43 y 100 para Johnsons (con una media de 75 ± 19).

El lecho del glaciar Johnsons es bastante regular, con altitudes decrecientes hacia el frente, donde la elevación del lecho glaciar está ligeramente por debajo del nivel del mar (típicamente, -5 m). El lecho del glaciar Hurd, sin embargo, es más irregular, con una clara depresión en el área de hielo más grueso cerca de la cabecera del lóbulo Argentina y otra depresión, algo menos pronunciada, cerca de la cabecera del lóbulo Las Palmas (Navarro et al., 2013).

Las velocidades de la superficie del hielo del glaciar Johnsons aumentan corriente abajo de la divisoria de hielo, alcanzando valores de hasta 65 m a^{-1} en la parte más rápida del frente (Otero et al, 2010), mientras que las mayores velocidades de hielo para el glaciar Hurd son típicamente de $\sim 5 \text{ m a}^{-1}$ (Otero, 2008).

3.1.2 Contexto geológico

Describimos brevemente en esta sección el marco geológico y estructural de isla Livingston y península Hurd, siguiendo la síntesis de Molina (2014).

Las islas Shetland del Sur forman parte, geográfica y geológicamente, del continente Antártico. Esta región muestra una compleja historia tectónica en la que intervienen el extremo meridional de América del Sur, el Mar de Hoces (o estrecho de Drake), el estrecho de Bransfield, las Shetland del Sur y la Península Antártica. La tectónica regional está controlada por los movimientos relativos de dos grandes placas, la Suramericana y la Antártica. El límite entre ambas no es directo, sino que se establece a través de cuatro placas menores (Scotia, Drake, Sandwich del Sur y Shetland del Sur). La separación continental entre Suramérica y la Península Antártica, así como el desarrollo de las placas Scotia y Sandwich, se inició hace 30-35 Ma (Bohoyo et al., 2007).

¹ Los valores aquí reflejados difieren ligeramente de los presentados en Navarro et al. (2013) por una corrección en los datos correspondientes al año hidrológico 2010, posterior a la publicación del artículo y recogida en la base de datos del WGMS.

La placa Drake se originó por la creación de corteza oceánica en la Dorsal del Drake, y subduce a lo largo del margen noroeste del archipiélago de las Shetland del Sur. La placa de las Shetland del Sur, a su vez, se generó como resultado de la apertura del Rift del Bransfield. Este rift tiene orientación NE-SO y se desarrolló durante el Cenozoico tardío. El origen del estrecho del Bransfield está relacionado con la zona de subducción situada al noroeste de las Shetland del Sur, que fue el límite de convergencia de las placas Phoenix y Antártica durante los últimos 200 Ma (Dalziel, 1984; Barker et al., 1991).

Isla Livingston está dividida en varios bloques tectónicos separados por fallas relacionadas con la apertura del Rift del Bransfield durante el Neógeno (Santanach et al., 1992). Según Calvet y Santanach (1992), la isla presenta tres unidades de relieve: 1) la zona oeste, que tiene relieve suave y está recubierta por un casquete glaciar, excepto península Byers; 2) la zona sureste, muy montañosa, con altitud máxima en el monte Friesland (1770 m) y con importantes glaciares de valle, muchos de los cuales llegan al mar; y 3) la zona este, situada entre las dos anteriores, con topografía glaciar suave que alcanza 500 m de altitud, de la que sobresalen relieves rocosos aislados que afloran hasta 200 m por encima de la superficie del hielo.

En isla Livingston afloran rocas sedimentarias del Paleozoico superior-Mesozoico inferior, del Jurásico superior-Cretácico inferior, rocas volcánicas del Cretácico, rocas Plutónicas del Paleógeno y rocas volcánicas del Cuaternario (Pallàs, 1996). Más concretamente, según resumen Parés y Dinarès-Turell (1999), en isla Livingston pueden distinguirse cinco grupos principales de rocas:

- La formación Miers Bluff, que es una secuencia turbidítica atribuida al Triásico, con materiales invertidos y plegados.
- El Grupo Byers, constituido por materiales de tipo volcanogénico calcoalcalino, intercalados en materias sedimentarios marinos y continentales. La edad de estas rocas se sitúa entre el Jurásico superior y el Cretácico superior.
- Tonalitas, que intruyen en las rocas descritas anteriormente y tienen edad eocena, aflorando a lo largo de la costa sureste de la isla.
- Diques, con composición andesítica, que intruyen los metasedimentos de la formación Miers Bluff.
- Rocas volcánicas recientes, fundamentalmente coladas basálticas y rocas piroclásticas, que afloran en las partes central y septentrional de la isla.

La geomorfología de isla Livingston ha sido estudiado por diversos grupos investigadores españoles (e.g., López-Martínez et al, 1991, 1992, 1995, 2012, 2016; Oliva et al., 2018; Sàbat et al., 1992; Pallàs et al., 1995; Ruiz-Fernández y Oliva, 2016; Schmid et al., 2012; Serrano y López-Martínez, 2000).

3.2 Materiales disponibles

En los apartados que siguen presentamos los datos de campo disponibles para el desarrollo de esta Tesis, así como las metodologías utilizadas para su obtención. Estos datos, referidos a los glaciares Hurd y Johnsons, son datos de acumulación, ablación, densidad de la nieve, mapas digitales de la superficie, fronteras del glaciar y datos de velocidad del hielo en la superficie, así como datos meteorológicos en el glaciar o en sus inmediaciones. Información adicional a la presentada en este capítulo, especialmente la referida a las técnicas de campo, puede encontrarse en el Apéndice B-Manual de Campo.

3.2.1 Acumulación y ablación

Las estimaciones del balance de masa en superficie de los glaciares Hurd y Johnsons se nutren principalmente de los datos de acumulación y ablación obtenidos de las lecturas de las estacas de una red desplegada en estos glaciares a partir de la campaña 2000-2001 por nuestro grupo de investigación (Fig. 3.2d). En el caso del glaciar Johnsons, investigadores de la Universidad de Barcelona instalaron anteriormente un conjunto más reducido de estacas, que cubrían sólo determinadas zonas del glaciar, en las que efectuaron medidas de balance de masa en ubicaciones concretas durante 1995-1999 y que aparecen reportadas en Ximenis (2001). La reducida cobertura del glaciar no permitió calcular el balance de masa del glaciar completo. La red del glaciar Johnsons fue ampliada por nuestro grupo de investigación en la campaña 2000-2001 y extendida también, al final de esa campaña, al glaciar Hurd. Esta red consta actualmente de alrededor de 50-60 estacas de madera (pino melis, *pinus taeda*), de 3,67 m de longitud, que se miden al menos dos veces al año (al comienzo y al final de la temporada de fusión, casi coincidente con la apertura y cierre de la base JCI, abierta sólo durante el verano austral) y que muestrean de forma bastante homogénea tanto las zonas de acumulación como las de ablación de ambos glaciares. Se debe tener en cuenta que el lugar de muestreo se desplaza continuamente debido al movimiento del glaciar bajo el efecto de la gravedad. Por lo tanto, la ubicación de los sitios de medida debe registrarse mediante un reconocimiento óptico o medidas GNSS tantas veces como sea necesario. Las lecturas de estacas se complementan con medidas de inclinación y orientación, para corregir las lecturas de las estacas.

Para el cálculo de la acumulación, además de las lecturas de las estacas se realizan también medidas del espesor local de la capa de nieve, efectuadas con sonda de nieve. Las medidas del espesor de nieve en la zona de ablación, al final del invierno, son fáciles de realizar, pues basta medir el espesor de nieve con la sonda hasta donde se encuentra con la capa de hielo (aun así, hay que tener precaución para no confundir la capa de hielo con un posible rehielo interno en la capa de nieve). Sin embargo, en la zona de acumulación requiere cuidado y destreza, pues lo que se pretende medir es el espesor de nieve depositada tras la ligera capa rehielo que suele formarse en la superficie del glaciar al final del verano anterior. Si este rehielo fuera de escaso espesor y perforásemos con la sonda con excesiva fuerza, podríamos atravesar esta capa de rehielo y obtener una medida mayor que la real.

Antes del inicio de cada campaña de campo, es importante realizar una estimación de la localización prevista para cada una de las estacas (ésta se realiza a partir de las velocidades medias de años anteriores). Para las ocasiones en las que las estacas están cubiertas por la nieve, nos valdremos del sistema RECCO* para una búsqueda eficiente de las mismas. La combinación de los dos métodos nos asegura una alta probabilidad de éxito en la búsqueda de la estaca. Sin embargo, aún pueden darse ocasiones en las que alguna estaca no aparezca por diversos motivos (puede haber caído en una grieta, estar enterrada bajo varios metros de nieve, etc.). En estos casos se abandonará la búsqueda de la estaca y, por lo tanto, se replantará una nueva estaca. También se replantan las estacas, habitualmente en la zona de acumulación, que están próximas a quedar sepultadas por la nieve. En la zona de ablación del glaciar, también en ocasiones es necesario volver a taladrar agujeros en el hielo para replantar las estacas perdidas o a punto de perderse por fusión en la superficie del glaciar (Fig. 3.3). Por lo general, se perfora cerca del agujero anterior, pero también es posible ampliar este agujero si el hoyo existente es muy superficial y no está degradado. Ante tal situación es importante registrar la altura de ambas estacas (la antigua y la nueva) sobre la superficie glaciar, inmediatamente antes e inmediatamente después del cambio. También es importante no olvidar trasladar el reflector RECCO a la nueva estaca. Es importante que sólo una estaca

quede con reflector RECCO, sobre todo en zona de acumulación, ya que sería un problema si una estaca que quedara definitivamente sepultada llevara reflector RECCO. Este procedimiento de sustitución de estacas a punto de perderse (sea por acumulación o por fusión), o ya perdidas, es lo que se denomina “mantenimiento de la red de estacas”.



Figura 3.3. Medición de estaca en zona de ablación.

Existen varios métodos para perforar agujeros con objeto de instalar estacas. En el caso más simple, el típico de la zona de acumulación, donde la superficie es de nieve o neviza, a menudo basta empujar manualmente las estacas en la superficie. Sin embargo, si la superficie es de hielo, como ocurre en la zona de ablación, es necesario taladrar previamente un orificio para acomodar la estaca. Dichos agujeros deben ser de un diámetro un poco más grande que el de la estaca que se utilizará, ya que una estaca de madera se expande cuando está mojada y se doblará con la edad. Los orificios pueden ser perforados con un talador mecánico (el más típico en la sonda Kovaks) o con una sonda de vapor (Gillet, 1975; Heucke, 1999).

3.2.2 Densidad de la nieve

Para complementar las medidas de acumulación y ablación, y estimar el balance de masa en superficie de los glaciares en estudio, desde la campaña 2004-2005 medimos la densidad de la nieve a diferentes profundidades en catas de nieve (en general, a mayor profundidad, mayor densidad del material y más delgadas serán las capas). La densidad de la nieve es generalmente fácil de medir en el campo. El investigador sólo necesita tomar muestras de un volumen conocido de nieve (m^3) y medir su masa (kg). Su cociente nos dará la densidad ($kg\ m^{-3}$). Una muestra estándar de densidad de nieve comprende un cilindro de acero inoxidable o una caja rectangular cortada por la mitad a través de una diagonal y una tapa o pala muy ajustada que se deslice sobre la superficie abierta del cilindro o de la caja para sellarla (Hubbard y Glasser, 2005) (Fig.3.4).

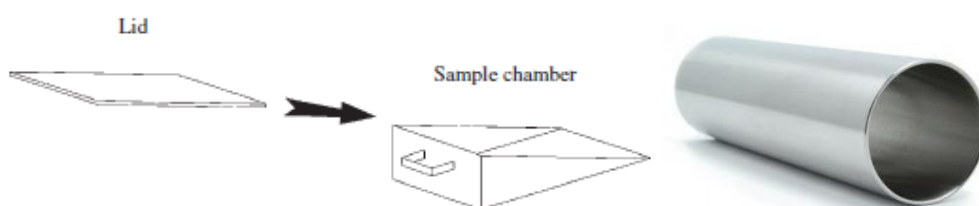


Figura 3.4. Ilustración de una caja para inserción horizontal (izquierda) y cilindro de acero para inserción vertical en la pared de una cata de nieve (derecha).

En nuestro caso, utilizamos la técnica del cilindro de acero con un volumen de entre 500-1000 cm³ y con una altura de 20 cm en el caso del cilindro de 1000 cm³. Este cilindro es insertado verticalmente en una superficie limpia y plana de nieve, describiendo una columna (vertical) continua, en intervalos de profundidad de 20 cm aproximadamente, hasta que ésta termine al ras con la superficie del rehielo del final del verano anterior. La pala se desliza para sellar el cilindro lleno de nieve mientras todavía está emplazado en la columna de nieve (Fig. 3.5c), sin comprimir la nieve, con deformación mínima y garantizando un borde limpio.

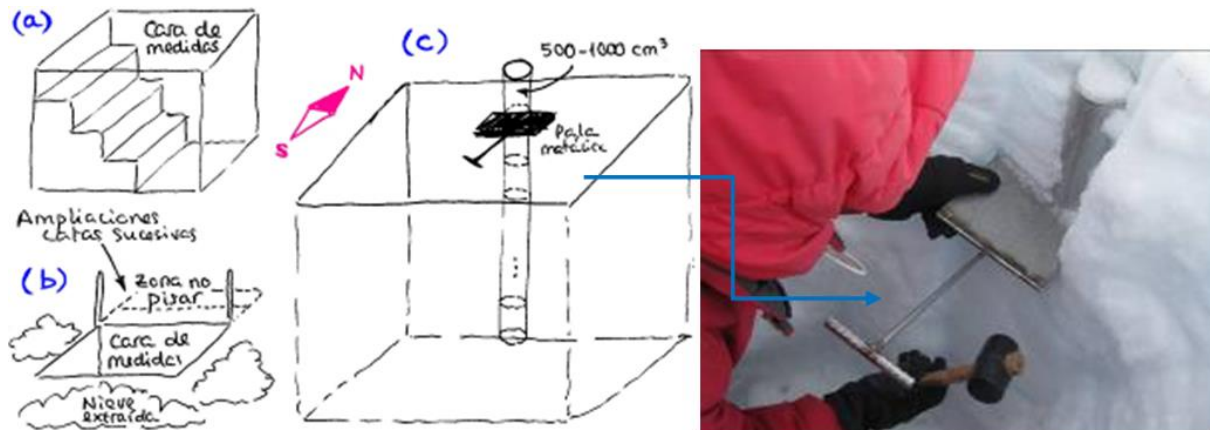


Figura 3.5. Esquema de las mediciones en las catas de nieve con cilindro de acero. En el panel c y en la imagen de la derecha observamos la pala metálica utilizada para sellar el cilindro lleno de nieve.

Las muestras realizadas con el cilindro no deben tomarse horizontalmente sino en tramos verticales uno debajo del otro, dado que el objetivo principal en el contexto de las investigaciones de balance de masa es determinar la masa total (medida en equivalente en agua) acumulada a lo largo de todo el invierno en la columna de nieve desde la superficie hasta la capa de rehielo del final del verano anterior.

Estas mediciones proporcionan densidades medias cada 20 cm de profundidad (la precisión estimada de cada medición de densidad individual es de 10 kg m⁻³). De este modo obtenemos curvas de densidad en función de la profundidad. Estas mediciones se realizan al menos dos veces al año, al comienzo y al final de cada periodo de fusión, que se corresponde aproximadamente con el inicio y el final de cada campaña de campo. De esta forma, obtenemos curvas de densidad en función de la profundidad para el paquete de nieve de fin de invierno y de fin de verano del año en cuestión, que se utilizan para cálculos de balance de masa de superficie.

Actualmente se realizan las catas de nieve en cinco ubicaciones en las zonas de acumulación de los glaciares Hurd y Johnsons. El tamaño de cada cata de nieve y su forma depende de la profundidad esperada. Debe cavarse una zanja que abarque todo el estrato de nieve depositada desde el final del verano anterior. El tamaño de la zanja debe ser suficiente para permitir hacer mediciones desde el interior de la zanja. Además, para realizar las medidas de la densidad, se debe planear una pared continua desde la parte superior hasta la parte inferior de la cata. Tal y como se ha mencionado, la superficie inferior puede identificarse por la capa de hielo que suele formarse en la superficie de la nieve al final de cada campaña estival. No obstante, para facilitar su identificación, desde la campaña 2005-2006 se coloca, al realizar la última cata de la campaña, una plancha de madera sobre la superficie de la nieve (Fig. 3.6), sujeta a la nieve mediante una estaca corta (de aproximadamente un metro pero que llegue al hielo del final de la campaña estival), que es de esperar que no aflore lo suficiente como para encontrarla al

inicio de la campaña siguiente, por lo que habrá que instalar un reflector RECCO en la estaca, orientado hacia el norte para que las palas no topen con él al excavar la zanja. La estaca se colocará a través de un agujero perforado en la tabla, que debería tener la suficiente holgura como para permitir que la tabla se deslice a lo largo de la estaca en caso de producirse fusión de nieve, pero no tanta como para que el fuerte viento pudiera hacer volar la tabla. Utilizamos estacas de 35 mm de diámetro, por lo que un agujero de 45 mm en la plancha de madera parece adecuado.



Figura 3.6. Plancha de madera sobre la superficie de la nieve, sujeta a la nieve mediante una estaca corta.

En la siguiente campaña cavaremos la cata al menos hasta que aparezca la plancha. Sin embargo, si en el nivel de la plancha no aparece claramente una capa de hielo, debemos continuar cavando hasta que aparezca ésta a mayor profundidad, por si la plancha no se hubiera deslizado hacia abajo pese a producirse fusión con posterioridad al fin de la campaña anterior.

En definitiva, el nivel hasta el que se debe realizar cada cata es el que haya sido identificado como el correspondiente al final del verano anterior. La posición de la superficie superior del rehielo del final del verano anterior constituirá el “cero” respecto al cual se medirán las alturas de las muestras.

No es necesario que toda la zanja alcance la profundidad de la capa de rehielo del final del verano anterior; puede hacerse escalonada (Fig. 3.5a). Debe excavar de forma que la pared sobre la que se va a muestrear quede orientada al Sur (para que reciba menos insolación que altere las muestras; nótese que estamos en el hemisferio Sur). No hay que pisar ni tirar nieve en el lado del que quedará la zona de muestreo, es decir, al norte de la zanja (Fig. 3.5b).

En la primera tanda de medidas de la campaña (al comienzo de la temporada de verano o de fusión), localizaremos cada cata mediante la estaca de cata correspondiente (que marca la posición de la plancha de madera instalada el año anterior) y cavaremos la zanja de modo que la plancha de madera quede dentro de la zanja, en su parte izquierda, mirando al norte (por convenio). Estas catas son normalmente del orden de 2 m de profundidad en nuestra zona de estudio, debido a la precipitación de nieve típica acumulada a lo largo invierno.

Las catas de nieve realizadas al final de la temporada de verano (en la segunda tanda de catas) se realizan avanzando la cara de medida hacia el norte (aproximadamente 1 m) desde la posición utilizada en la tanda anterior, para que la nieve muestreada no esté alterada por la medida de cata anterior. Así, la zanja debe abarcar desde la plancha de madera (que habremos dejado enterrada) hasta una nueva cara de medida en la zona no pisada más al norte. Debido a la progresiva ablación propia de una campaña de verano, la zanja de la segunda tanda de catas será menos profunda que la primera.

En cada cata también medimos la profundidad y el grosor de las capas de rehielo y registramos las características principales de la nieve (tamaño aproximado del cristal de hielo, humedad). Las capas de rehielo se producen por recongelación, a una cierta profundidad en la capa de nieve/neviza, del agua de fusión que se produce en superficie y se infiltra en la capa de nieve/neviza. Esta alternancia de capas de nieve y rehuelos define una estratigrafía característica, que puede identificarse por variaciones extensas lateralmente en la estructura de la nieve. Los contrastes entre estas capas y la nieve supra y subyacente pueden ser sutiles o altamente distintivos, dependiendo principalmente de la variabilidad climática estacional. Estos contrastes pueden ser identificados con georradar de alta frecuencia (Kohler et al., 1997). En muchos casos, la descripción estratigráfica de las capas de nieve obtenida en las catas puede ser muy útil al analizar los datos obtenidos con georradar, pues permite calibrar estas últimas.

Una vez efectuadas las medidas en cada tanda, debemos tapar la zanja, de forma que quede bien cubierta al menos la cara sobre la que se tomaron las muestras; el viento se encargará del resto. Tras tapar la zanja, medimos (GNSS) su posición para localizarla con mayor facilidad en la siguiente tanda de medidas. La misma zanja podrá ser reutilizada para sucesivas catas en la misma campaña, aunque “avanzando” esa cara de la zanja en la dirección norte, que deberá estar libre de pisadas y nieve amontonada, con objeto de tomar muestras inalteradas.

3.2.3 Datos meteorológicos

Para comprender mejor la evolución del balance de masa en superficie, y también para permitir desarrollar modelos de ablación en la superficie de los glaciares (e.g. Jonsell et al., 2012), es fundamental analizar las variables meteorológicas de la zona de estudio. Lo ideal sería disponer de una estación meteorológica automática (EMA; AWS con sus siglas en inglés) en el propio glaciar. De hecho, se instaló una en el glaciar Johnsons el 16/12/2006, en la posición de coordenadas $62^{\circ} 40.266' N$, $60^{\circ} 21.672' O$, a ~ 178 m s.n.m., con los sensores indicados en la Tabla 3.1. Sin embargo, los registros obtenidos son discontinuos. Los correspondientes al verano, en el que la estación recibe mantenimiento, son bastante continuos y fiables. Durante el invierno, sin embargo, se producen interrupciones en los registros, en ocasiones prolongadas, debido a interrupciones en el suministro de la alimentación eléctrica. Por otro lado, la mayor parte de los sensores (a excepción del sensor de altura de nieve) deben permanecer a una altura constante sobre la superficie. Esto se consigue durante el verano porque la estructura de la EMA consta de cuatro patas apoyadas directamente sobre la superficie de la nieve/hielo, de forma que al fundirse éste en la superficie la EMA baja en la misma proporción y la altura de los sensores sobre la superficie se mantiene aproximadamente constante (Fig. 3.7). Sin embargo, durante el invierno, al producirse nevadas, disminuye progresivamente la altura de los sensores sobre la superficie, llegando incluso a quedar sepultada la EMA y sus sensores, por lo que las medidas carecen de utilidad para nuestros propósitos.

Aunque la EMA del glaciar Johnsons se instaló en lo que, en el momento de la instalación, era claramente zona de ablación del glaciar (que es lo que se pretendía), pocos años después, con el enfriamiento regional reciente, esta zona se convirtió, de hecho, en zona de acumulación. Por esta razón, se decidió su traslado a una nueva ubicación, en este caso en la zona de ablación del glaciar Hurd, para disponer así de medidas similares en este otro glaciar. El traslado se efectuó el 24/01/2015, quedando la estación operativa en su nueva ubicación ($62^{\circ} 41' 48,16513'' S$, $60^{\circ} 24' 44,06184'' O$, a ~ 93 m s.n.m.) el 27/01/2015. Sin embargo, posteriormente (primera fase de la campaña 2016-2017) hubo que trasladarla a una nueva ubicación ($62^{\circ} 39' 59,324'' S$, $60^{\circ} 24' 27,169'' O$) del mismo glaciar porque la seleccionada

inicialmente resultó ser bastante inestable. La EMA ha permanecido en esta ubicación hasta el presente.



Figura 3.7. Estación meteorológica automática del glaciar Johnsons, con indicación de sus sensores.

Tabla 3.1. Variables meteorológicas medidas en la EMA del glaciar Johnsons (después trasladada al glaciar Hurd), con indicación de sensor y precisión.

Variable	Sensor	Precisión
Temperatura	Vaisala HMP45C	$\pm 0.3^{\circ}\text{C}$ a 0°C
Humedad relativa	Vaisala HMP45C	$\pm 2\%$ a 0°C
Veloc. y direcc. viento	Young 05103-45	$\pm 0.3 \text{ m s}^{-1}$, $\pm 3^{\circ}$
Radiación (4 compon.)	Kipp&Zonen CNR1	$\pm 10\%$ total diario
Altura superficie nieve	Campbell SR50	$\pm 0.01 \text{ m}$

Por las razones arriba expuestas, en los capítulos sucesivos hemos usado los registros meteorológicos de la EMA de la BAE Juan Carlos I (JCI), que son prácticamente continuos a lo largo del año para las variables de mayor interés para esta tesis². Esta EMA, gestionada por la Agencia Española de Meteorología (AEMET) está situada a 62.66°S 60.39°O (Fig. 3.2d) y dispone de los sensores indicados en la Tabla 3.2. Se dispone de registros meteorológicos desde 1988, pero no se cuenta con registros continuos y con escasas interrupciones a lo largo de todo el año hasta 2005. En Jonsell et al. (2012) puede encontrarse un análisis de la correlación entre los registros de la EMA de la BAE JCI y la del glaciar Johnsons.

² No obstante, los registros de la EMA del glaciar, especialmente los del verano (incluyendo la radiación), son esenciales para ciertos estudios, como el de modelización de la fusión en la superficie del glaciar llevado a cabo por Jonsell et al. (2012) con registros de la EMA del glaciar Johnsons entre el 16/12/2006 y el 15/03/2010.

Tabla 3.2. Variables meteorológicas medidas en la EMA de la BAE Juan Carlos I, con indicación de sensor, rango y precisión.

Variable	Sensor	Rango	Precisión
Temperatura	Vaisala HMP45C	-40°C a +60°C	±0.2°C a ±0.4°C
Humedad relativa	Vaisala HMP45C	0% a 100%	±2% a ±3%
Temperatura suelo	Campbell T107	-35°C a +50°C	±0.2°C
Presión	Young 61202V	600 hPa a 1100 hPa	±0.3 hPa a ±1 hPa
Velocidad del viento	Young 05103	0 ms ⁻¹ a 100 ms ⁻¹	±0.3 ms ⁻¹
Dirección del viento	Young 05103	0° a 360°	±3°
Radiación	Kipp&Zonen CM11	0 Wm ⁻² a 4000 Wm ⁻²	±25 Wm ⁻²
Insolación	Kipp&Zonen CSD1	0 V a 1 V	±0.1 V
Precipitación	RM Young 52203	n/a	±2% a ±3%

En el capítulo siguiente haremos uso de los registros de temperatura de la EMA de la BAE JCI, pero también utilizaremos datos de temperatura medidos en la estación de Bellingshausen, ubicada en la vecina isla Rey Jorge. Estos últimos datos se tomaron de la base de datos Reader (BAS, 2018). En el capítulo siguiente necesitaremos también calcular la suma de grados-día positivos (*positive degree day*, PDD; véase Cogley et al. (2011)) en el glaciar a lo largo de todo el año. Puesto que no disponemos de registros de temperatura fiables en el glaciar durante el invierno, haremos un cálculo aproximado a partir de los datos medidos en la EMA de la BAE JCI. Como ésta está situada cerca del nivel del mar, redujimos los valores de temperatura registrados en JCI en una cantidad igual al producto del gradiente vertical de temperaturas (*lapse rate*) estimado por Jonsell et al. (2012) y una “altitud hipsométrica media” de nuestros glaciares. Tomamos para ella la altitud a la cual las áreas del glaciar por encima y por debajo de esa cota son iguales.

La temperatura media anual registrada en la EMA de la BAE JCI, durante el período 1994-2014, ha sido de -1.2°C, con medias de verano (diciembre-enero-febrero) e invierno (junio-julio-agosto) de 1.9 y -4.7 ° C, respectivamente (Bañón y Vasallo, 2015).

La principal característica del ciclo diario de estas temperaturas es su escasa amplitud, con diferencias de pocos grados entre la máxima y la mínima, debido a la abundante nubosidad. Esto se acentúa en verano por la influencia moderadora del mar libre de hielo. En verano, incluso el paso de un frente no supone un cambio excesivamente brusco de las temperaturas, que suelen ser bastante constantes durante toda la estación. Las temperaturas mínimas extremas tienen lugar en invierno y con advecciones de aire antártico frío y seco, que suelen llegar procedentes del tercer cuadrante o de componente sur a las Shetland. En verano, las temperaturas bajo cero suelen venir del SW, E y NE, seguramente debido a advecciones frías producidas por bajas presiones móviles (Bañón y Vasallo, 2015).

El hecho de que, por latitud e influencia marítima, nos encontremos en la zona más cálida de la Antártida, permite que en verano buena parte de la precipitación se produzca en estado líquido, ya que las temperaturas medias estivales superan los 0°C. El que las temperaturas rondan los 0° permite que otras formas de precipitación, como la aguanieve o la nieve granulada también estén presentes. Desgraciadamente, hasta ahora sólo se ha registrado la precipitación total, por lo que no tenemos forma de distinguir entre la precipitación sólida y la líquida. En las inmediaciones de la BAE JCI, así como en nuestra zona de estudio, las

precipitaciones suelen ser de intensidad débil y la convección es escasa. Intensidades de precipitación de unos 30 mm en dos horas o de 50 mm en seis horas son casos excepcionales, e incluso son infrecuentes acumulaciones de 30 mm en 24 horas (Recio-Blitz et al., 2018; Bañón y Vasallo, 2015).

La EMA de la BAE JCI muestra direcciones predominantes del viento desde el norte-noreste, seguido de sur-suroeste, con vientos más fuertes desde el este-noreste. La velocidad media del viento es de 4 m s^{-1} , aunque ráfagas por encima de 28 m s^{-1} son frecuentes y se han alcanzado valores máximos de hasta 44 m s^{-1} . La humedad relativa registrada en la EMA es muy alta, con valores medios superiores al 80% en la BAE JCI y del 90% en los glaciares Hurd y Johnsons (Bañón y Vasallo, 2015).

3.2.4 Modelos digitales de la superficie glaciar

Los métodos que hemos utilizado para la representación del terreno proporcionan representaciones geométricas formadas por nubes de puntos distribuidos regular o irregularmente siguiendo unas pautas (Oksanen, 2006). Un modelo digital de elevación (DEM, usando sus siglas en inglés) es una estructura de datos que representa digitalmente una distribución espacial. El mapa digital viene definido por un conjunto o nube de puntos N , constituido por n datos, y un método para obtener el valor de la elevación en cualquier otro punto que no forme parte de N (Li et al., 2005). La nube de puntos es

$$N = \{(x_1, y_1, z_1), (x_2, y_2, z_2), \dots, (x_n, y_n, z_n)\},$$

donde (x_i, y_i) , con $i \in \{1, \dots, n\}$ son las coordenadas planimétricas de los puntos en una determinada proyección cartográfica y z_i el valor de la cota sobre el terreno (ortométrica o elipsoidal). Cuando z_i es la altura del terreno considerando cualquier elemento que se encuentre sobre él, pasa a llamarse modelo digital de superficie también conocido como MDS o DSM (*Digital Surface Model*). Cuando z_i es la altura del terreno sin considerar los elementos que existen sobre él (construcciones humanas, árboles, cultivos, etc.) se denomina modelo digital del terreno, también conocido por sus siglas MDT o DTM (*Digital Terrain Model*). En el caso de los glaciares, esta distinción es irrelevante, ya que los glaciares carecen de vegetación o construcciones permanentes sobre ellos, por lo que usaremos en general el término modelo digital de elevación o su acrónimo DEM.

En el caso de estudio, la reconstrucción de la superficie de los glaciares Hurd y Johnsons a partir de las elevaciones en ciertos puntos es necesaria para hacer los cálculos de balance de masa y cálculos de cambio de volumen de los glaciares. Cuantos más puntos muestreemos, más precisos seamos en el muestreo y mejor seleccionemos dichos puntos, mejor calidad tendrá nuestro modelo. Una vez que conocemos la elevación z_i de los puntos (x_i, y_i) de la nube N , podemos calcular en un punto cualquiera P de coordenadas planimétricas conocidas (x_p, y_p) , el valor de su elevación, z_p .

Para la construcción de dichos modelos, hemos utilizado métodos de interpolación o de ajuste de superficies o una red de triángulos irregulares (*triangulated irregular network*, TIN). Un método de interpolación que hemos utilizado es kriging, que interpola haciendo un promedio ponderado de los valores observados en puntos de los alrededores. Se trata de un método geoestadístico que tiene en consideración la correlación espacial entre puntos y calcula los pesos óptimos minimizando la desviación media cuadrática entre las predicciones y las observaciones (Cressie y Wikle 2011). El kriging resulta de especial utilidad cuando las observaciones están mal distribuidas.

3.2.4.1 Algunas técnicas de obtención de datos geoespaciales

Existen numerosas técnicas de obtención de datos geoespaciales para la obtención de DSM y DEM, entre las cuales hemos utilizado los Sistemas globales de navegación por satélite, métodos de intersección directa en topografía clásica y fotogrametría a partir de imágenes aéreas (o terrestres).

Sistemas globales de navegación por satélite

Los sistemas globales de navegación por satélite o GNSS (*Global Navigation Satellite System*) permiten determinar de forma autónoma y global las coordenadas de cualquier punto P , en un determinado sistema de referencia.

El sistema GNSS consta de un segmento espacial, formado por todos los satélites que constituyen el sistema; de un segmento de control, formado por una serie de estaciones fijas en tierra, que intercambian información constante con los satélites, corrigiendo sus órbitas y sincronizando los relojes atómicos que están presentes en el sistema; y de un segmento de usuario, que está formado por los equipos receptores que reciben las señales de los satélites y son capaces de calcular la posición.

Los receptores GNSS son capaces de calcular en tiempo real la distancia que los separa de los satélites de navegación. Dicha distancia puede ser determinada de formas diferentes, con más o menos precisión. Esto da lugar a la existencia de diferentes tipos de receptores y diferentes soluciones de navegación para conocer las coordenadas de puntos (Huerta et al., 2005). En nuestro caso, hemos usado técnicas que usan dos receptores (uno estacionado en un lugar de coordenadas conocidas y otro estacionado en el lugar en el que se pretenden obtener las coordenadas), que son más precisas que las que usan un receptor autónomo, ya que los errores atmosféricos que se producen se cancelan, siempre que los receptores se encuentren próximos entre sí. Estas técnicas se denominan de posicionamiento relativo o técnicas diferenciales (también se conoce como GPS diferencial o DGPS, aunque sería más correcto denominarlo GNSS diferencial) (Rodríguez-Cielos, 2014).

Método de intersección directa en topografía clásica

El método de intersección directa permite calcular las coordenadas desconocidas (x_p, y_p, z_p) de un punto P en un determinado sistema de coordenadas, a partir de observaciones angulares. Son necesarias observaciones desde n puntos E_i (también denominados estaciones), con $i \in \{1, \dots, n\}$, de coordenadas conocidas (x_i, y_i, z_i) en ese mismo sistema de coordenadas (al menos 3 estaciones) (Rodríguez-Cielos, 2014).

Llevamos a cabo este método (i) estacionando el aparato (teodolito o estación total) en cada uno de los puntos E_i de coordenadas conocidas (estaciones). Después, (ii) realizamos en cada estación observaciones angulares (horizontal y vertical) al resto de puntos de coordenadas conocidas (resto de estaciones) y al punto P , y, por último, (iii) planteamos las ecuaciones de observación y resolvemos el sistema usando un ajuste por mínimos cuadrados.

Fotogrametría

La fotogrametría es la ciencia que nos permite determinar las propiedades geométricas de los objetos y sus situaciones espaciales a partir de imágenes fotográficas (Paul et al., 1974).

La primera información que se obtiene de una fotografía es sobre la geometría bidimensional del objeto. Si trabajamos con dos fotografías de un mismo objeto obtenidas desde puntos de vista diferentes, en la zona en la que ambas captan el objeto existe información estereoscópica o tridimensional, y se puede obtener la coordenada z .

El esquema de funcionamiento de una cámara en fotogrametría sería el siguiente. Cualquier rayo de luz que se refleja en el terreno, sigue una trayectoria que pasa por el objetivo de la cámara y llega al sensor, definido por sus dimensiones. El sensor está situado en un plano, denominado plano focal. La distancia entre el plano focal y el centro óptico del objetivo o centro de proyección se denomina distancia focal y se suele expresar en milímetros. La distancia comprendida entre el centro de proyección hasta el terreno se denomina altura de vuelo.

La óptica del objetivo de la cámara no es perfecta, por lo que cualquier rayo al pasar por él sufre una desviación, que se conoce como distorsión. Las desviaciones que sufren los rayos al pasar por el objetivo se pueden separar en dos componentes principales (una tangencial y otra radial). La dirección de incidencia que menor distorsión sufre en su trayectoria define sobre el sensor un punto denominado punto principal de simetría (PPS), que juega el papel de centro de simetría de la distorsión radial. La distorsión radial tiene importancia en la restitución fotogramétrica y, por tanto, es necesario corregir la posición de los puntos para que ocupen su ubicación real en el fotograma sin desviación (Rodríguez-Cielos, 2014). La restitución fotogramétrica consiste en extraer información contenida en las fotografías para generar el mapa topográfico, permitiendo la vectorización de la información captada mediante la digitalización sobre la ortofoto generada. Como producto final se obtiene un fichero con las coordenadas y las condiciones de todos los elementos extraídos.

3.2.4.2 Datos disponibles

El grupo de investigación al que pertenece la autora de la tesis cuenta con los siguientes DEM y material fotográfico de la zona de estudio (Rodríguez-Cielos, 2014):

- Modelo digital de la superficie del glaciar de 1957, obtenido mediante técnicas fotogramétricas, a partir de seis fotografías aéreas tomadas por el British Antarctic Survey (BAS), a una altitud de vuelo de 4.200 m con una cámara Eagle IX MK I y con una longitud focal de 153,19 mm. Para la georreferenciación, se han usado cuatro puntos de control planimétrico y nueve puntos de control altimétrico obtenidos del mapa 1:25000 del Servicio Geográfico del Ejército (SGE) y del modelo digital del terreno del año 2013. Los errores cometidos en el modelo vienen dados por los residuos calculados en los procesos de orientación absoluta llevados a cabo durante la restitución fotogramétrica, que son de 1 m para la planimetría y 3,5 m para la altimetría. El modelo digital de superficie se obtiene con una resolución (*Ground Sampling Distance*, GSD) de 1 m. Se disponía de un DEM anterior obtenido por restitución fotogramétrica de las mismas imágenes, pero digitalizadas a partir de copias impresas en papel y presumiblemente sujetas, por lo tanto, a mayores distorsiones y errores (Molina et al., 2007).
- 11 fotogramas obtenidos a través de un vuelo en 1990 de la United Kingdom Hydrographic Office (UKHO), durante el mes de enero de 1990 (por los datos disponibles en los fotogramas, no queda clara la fecha, aunque podría ser 03/01/1990), usando un helicóptero con base en el buque HMS Endurance, a una altura de vuelo de 10000 pies, con una cámara RMK A 15/23 y con una focal nominal de 153 mm.
- Ortofoto a escala 1:100000 de isla Livingston realizada por investigadores de la Universidad de Barcelona (UB), a partir de los datos proporcionados por el sensor Thematic Mapper (TM) del satélite LANDSAT 5 y a partir de las imágenes del Satellite Pour l'Observation de la Terre (SPOT) entre los años 1991 y 1993.
- Fotografías de península Hurd capturadas por el satélite Quickbird el 03/02/2007 y del 29/01/2010. La altitud orbital de Quickbird es de 450 km. La resolución espacial de las

imágenes pancromáticas disponibles viene dada por su GSD de 0,61 metros en el nódido (el satélite también proporciona imágenes multiespectrales de menor resolución).

- Fotografía de la parte sur de península Hurd (que cubre los lóbulos Las Palmas y Sally Rocks) capturadas por el satélite Geosyde-1 el 16/10/2010. La altitud orbital de Geosyde-1 es de 681 km. La resolución espacial de las imágenes pancromáticas disponibles viene dada por su GSD de 0,41 metros en el nódido (el satélite también proporciona imágenes multiespectrales de menor resolución).
- Modelo digital de la superficie del glaciar Johnsons de 1998, obtenido a partir de levantamientos del glaciar, realizados por estación total y fotogrametría, llevados a cabo por investigadores de la UB. Los datos del frente obtenidos por restitución fotogramétrica, fueron obtenidos en la campaña 1998-1999, con un error planimétrico de 65 cm, coincidente con su error altimétrico. Los datos del frente obtenidos por estación total, fueron obtenidos en la campaña 1999–2000, con una precisión inferior a 1 cm, cubriendo las áreas inaccesibles del glaciar Johnsons con fotogrametría de corto alcance, con una precisión de aproximadamente 50 cm. Estos datos se actualizaron a diciembre de 2000 por investigadores de la UB para tener un modelo digital de la superficie del glaciar Johnsons en la misma fecha que el del glaciar Hurd. Se estima que estos datos actualizados a diciembre de 2000 tienen un error de medida de 0,85 m.
- Modelo digital de la superficie del glaciar Hurd de diciembre de 2000, a partir de un levantamiento realizado a pie con GNSS diferencial. El error máximo cometido viene dado por la precisión del GNSS: 0,07 m para la planimetría y 0,10 m para la altimetría, aunque se considera que un DEM no puede tener un error de medida menor que la imprecisión dada por las irregularidades del terreno, por lo que estimamos el error de medida en 0,25 m.
- Modelo digital de la superficie de los glaciares Hurd y Johnsons de diciembre de 2007, con el levantamiento realizado con GNSS diferencial, andando en las zonas de difícil acceso y en moto de nieve en las zonas de fácil acceso. Los errores máximos esperados son de 0,10 m en planimetría y de 0,14 m en altimetría. Este modelo digital está incompleto, ya que carece de información en ciertas zonas de difícil acceso, como el frente, fuertemente agrietado, del glaciar Johnsons.
- Modelo digital de la superficie de los glaciares Hurd y Johnsons de febrero de 2013, con el levantamiento realizado con GNSS diferencial, andando en las zonas de difícil acceso y en moto de nieve en las zonas de fácil acceso, y completado con fotogrametría terrestre para la zona del frente del glaciar Johnsons. El error máximo cometido viene dado por los puntos obtenidos por restitución fotogramétrica, que resulta ser de 0,65 m en altimetría y planimetría, aunque para los puntos obtenidos con GNSS los errores máximos esperados son de 0,10 m en planimetría y de 0,14 m en altimetría.
- Modelo digital del terreno colindante a los glaciares Hurd y Johnsons de febrero de 2013, con el levantamiento de la zona libre de nieve o hielo realizado, a pie, con GNSS diferencial. El error máximo cometido viene dado por la precisión del GNSS, 0,07 m para la planimetría y 0,10 m para la altimetría.
- Modelo digital de la superficie de los glaciares Hurd y Johnsons de 04/08/2014 construido a partir de imágenes TanDEM-X y TerraSAR-X, con una resolución horizontal de 12 m y un error en altimetría estimado en 6,33 m (por comparación con datos de altimetría laser ICESat). La escena corresponde a la órbita ascendente nº 39585, y fue tomada con ángulo de incidencia ~38.5° y altura de ambigüedad ~166 m.

Alguno de estos DEM será descrito con mayor extensión en el Capítulo 5, pues allí haremos uso de ellos con distintos propósitos (cálculo de superficies intermedias entre dos conocidas, cálculo de balances de masa geodésicos, determinación de divisorias de hielo).

3.2.4.3 Error en el DEM

El error producido en el cálculo de un DEM proviene de dos fuentes. La primera es el error de medida que tienen los datos en los que nos basamos para producir el DEM y la segunda es el error de interpolación que se produce al interpolar la elevación en un punto cualquiera del dominio. En el caso de la generación de DEM en glaciología, además, tenemos el error que se puede producir en la determinación del contorno del glaciar.

En nuestros estudios evaluamos las discrepancias (diferencias entre valores obtenidos) y no errores propiamente dichos (diferencia entre los valores real y obtenido), si bien en la práctica éstas se utilizan como una estimación del error. Existen varias formas de estimar los errores que se producen en la generación de un DEM, entre las que destacamos tres:

1) Si para evaluar el error de una superficie definida mediante un DEM se dispone de otra superficie obtenida con un método de mayor precisión, se pueden comparar ambas superficies (restándolas) para construir un mapa de diferencias o un histograma con todas las diferencias producidas por intervalos. De esta forma podemos determinar si existe algún error sistemático en la nueva superficie calculada y también se puede estudiar la distribución de errores aleatorios.

2) Como casi nunca se dispone de una superficie mejor con la que comparar el modelo, determinaremos el error cometido usando otros métodos. Un método puede ser el siguiente. Dada la nube N formada por i puntos, extraemos un subconjunto M de j puntos de N ($j < i$). Estos puntos extraídos deben ser de relleno y no formar parte de líneas de ruptura. De esta forma, construimos la superficie usando un total de $i - j$ puntos y obteniendo las cotas para los puntos de M en la superficie que acabamos de calcular. El resultado se compara con la cota observada para los j puntos de M , obteniéndose una distribución que nos permite estimar el error cometido en la obtención del DEM (Podobnikar, 2009).

3) Existe otro método, descrito en Lapazaran et al. (2016), que evalúa de una forma sistemática el error de interpolación que se comete en la determinación de un DEM. Este método se basa en centrar en cada punto dato círculos de blanqueo, en los que eliminamos todos los datos que estén dentro del círculo y, cada vez, realizamos la interpolación con los puntos que quedan en el punto donde hemos centrado el círculo de blanqueo correspondiente. Entonces, comparamos el valor medido en ese punto con el obtenido por interpolación con cada radio de blanqueo. Repitiendo este proceso para todos los puntos dato obtenemos una nube de diferencias entre valor interpolado y dato en función de la distancia desde el punto donde interpolamos a un punto dato. Por último, hacemos un ajuste de esta nube de puntos con una curva y obtenemos una estimación del error de interpolación en cada punto del dominio en función de la distancia a un punto dato. Si este error lo combinamos con la transmisión a cualquier punto del dominio del error de medida que poseen los datos podemos tener una estimación del error en el DEM. Para más información, véase Lapazaran et al. (2016).

3.2.5 Frontera glaciar

Los estudios glaciológicos requieren un conocimiento preciso de la geometría del glaciar, incluidos los límites o frontera del glaciar, y su evolución en caso de que el modelo aplicado sea dependiente del tiempo, para poder ajustar las estimaciones de balance de masa y conocer

mejor el comportamiento y la dinámica de cada glaciar. La frontera de un glaciar está formada por los frentes que quedan definidos por la línea de intersección con el terreno o con el mar en la zona terminal del glaciar, las divisorias que los separan de otras cuencas glaciares y los límites laterales, definidos por la línea de intersección con el terreno circundante.

Durante la segunda mitad del siglo XX, se ha observado un retroceso significativo de los frentes de hielo que terminan en las tierras emergidas de la península Hurd (Molina et al., 2007). Entre los escasos estudios relacionados, está el desarrollado por Calvet et al. (1999) sobre el cambio de posición de los frentes del casquete de hielo de isla Livingston, basado en imágenes SPOT 1996, que cubren el retroceso durante el periodo 1957-1996, aunque con escasa resolución. Con posterioridad se publicó el Randolph Glacier Inventory (RGI, Pfeffer et al., 2014), que proporciona fronteras para todos los glaciares del globo. Sin embargo, para los glaciares periféricos antárticos, el RGI se basó en el inventario de Bliss et al. (2013), que en el caso de península Hurd (e isla Livingston en general) utilizó básicamente imágenes de 1957, de forma que sus fronteras, en particular las referentes a los frentes glaciares, están obsoletas.

En anteriores trabajos, nuestro grupo de investigación había utilizado unas fronteras y frentes fijos (correspondientes al año 2000) para llevar a cabo las estimaciones de balance de masa de los glaciares de península Hurd (Fig. 3.2d). Pero, para el reanálisis del SMB desarrollado en el Capítulo 5 de esta tesis, hemos utilizado los frentes que se describen a continuación, además de unas fronteras que han sido recalculadas con nuevos datos. Para obtener la evolución temporal de los frentes, al final de cada campaña, que se corresponde aproximadamente con el final del periodo de fusión (aunque este último suele ser posterior en casi un mes al final de la campaña), los investigadores de nuestro grupo han tratado de efectuar en cada campaña la medida de la posición del frente del glaciar Johnsons y de los frentes glaciares de los lóbulos Argentina, Las Palmas, y Sally Rocks del glaciar Hurd.

3.2.5.1 Datos disponibles de medida de los frentes

En glaciares terminados en tierra, las medidas de los frentes se realizan generalmente con GNSS, pero la metodología de medida (en particular, respecto a la ubicación del receptor) ha variado de un año a otro, lo que hace que la precisión obtenida para los mismos varíe. Aunque los datos de mayor interés son las coordenadas X e Y, el GNSS nos proporciona además la coordenada Z, que también puede ser útil. Este tipo de medidas se realizan desplazándose a pie a lo largo del frente, con el GNSS, ya que el frente del glaciar es de fácil acceso.

A través del sistema GNSS, el grupo de investigación ha medido la posición de los frentes en los años hidrológicos 2000-2001, 2004-2005, 2005-2006, 2007-2008, 2008-2009, 2009-2010, 2010-2011, 2011-2012 de los tres lóbulos del glaciar Hurd, en 2016-2017 sólo del lóbulo Argentina y en 2017-2018 nuevamente de los tres frentes.

Los años restantes, la posición del frente glaciar no ha podido ser medida a través del sistema GNSS, o lo ha sido con un error grande, por no quedar al descubierto al final de la campaña el hielo glaciar en la zona de los frentes. Además, cuando la accesibilidad a los frentes glaciares es difícil o imposible (grietas y desprendimientos), como sucede en el glaciar Johnsons (con terminación en mar), debemos valernos de otras técnicas que resultan útiles, seguras, económicas y rápidas, como imágenes de satélite, fotografías aéreas, teodolito o estación total, láser escáner, o fotogrametría terrestre. El uso de estas tecnologías nos ha permitido disponer de los siguientes datos:

- Los levantamientos del frente del glaciar Johnsons, realizados en la campaña 1998-1999, efectuados con estación total, con un error planimétrico de 17 cm, y un error altimétrico de 52 cm.

- El perfil central de los lóbulos BAE, Argentina y Las Palmas del glaciar Hurd, realizado a finales de la década de los 80 y en la década de los 90, obtenidos con teodolito y GNSS, que no han sido publicados.
- El frente del glaciar Johnsons en los años hidrológicos 2006-2007 y 2009-2010 y el del lóbulo Las Palmas del glaciar Hurd en el año hidrológico 2006-2007, obtenidos por restitución de fotografía aérea. La fotografía del año 2007 fue capturada por el sistema Quickbird el 03/02/2007 y cubre toda la zona de estudio (falta algún afloramiento rocoso poco significativo del noroeste). La fotografía del año 2010 fue capturada por el sistema Quickbird el 29/01/2010 y cubre toda la zona de trabajo. La fotografía aérea Geoeye, capturada el 16/10/2010, cubre parcialmente la zona de trabajo, quedando excluida la zona del frente del glaciar Johnsons.
- Los tres frentes del glaciar Hurd en agosto de 2014, obtenidos a partir de imágenes de satélite TanDEM-X del 04/08/20154.
- El frente del glaciar Johnsons en febrero-marzo de 2001, 2013 y 2017, obtenido mediante restitución fotogramétrica terrestre.
- El frente del glaciar Johnsons, determinado a través de una imagen Sentinel-2 del 13/11/2016 y otra imagen Landsat-8 del 17/12/2017.

El uso concreto de estos datos para determinar las fronteras del glaciar en cada año hidrológico, para su uso en el reanálisis de datos de balance de masa en superficie, se describe en el Capítulo 5.

3.2.5.2 Evolución de los frentes

Como Johnsons es un glaciar que termina en mar, los cambios de posición de su frente están gobernados principalmente por su dinámica interna, con un peso importante de la geometría del lecho glaciar en la zona cercana al frente, que condiciona los mecanismos de retroalimentación que implican el equilibrio de fuerzas, el flujo de hielo y el *calving*, que a su vez están influenciados por el clima. Analizando los datos descritos en el apartado anterior, se observa cómo el frente del glaciar Johnsons avanzó 74 m en su zona central entre 1957 y 1990. Entre 1990 y 2007 el frente se retiró 171 m, para permanecer estable hasta 2010 y luego volver a avanzar 31 m en su zona central entre 2010 y 2013. A pesar de este último movimiento de la parte central, la parte sur del frente se retiró 57 m durante el mismo período. También en la parte norte, el frente del glaciar se retiró 97 m entre 1957 y 2013 (Rodríguez-Cielos, 2014; Rodríguez-Cielos et al., 2016). Entre 2013 y 2016 el frente se ha mantenido estable, y lo mismo ha sucedido entre 2016 y 2017. En definitiva, el frente del glaciar Johnsons ha manifestado, durante el período 1957-2017, varios episodios de avance y retroceso (Fig. 3.8). Con toda seguridad se habrán producido episodios de avance y retroceso adicionales durante los periodos intermedios entre aquéllos para los que se dispone de observaciones.

El área más oscura que se aprecia en la Figura 3.8 en la zona suroeste de la parte terminal del glaciar, corresponde a una acumulación, debido a plegamientos y fallas en esta parte del glaciar, de cenizas volcánicas (tefra) que provienen de las erupciones en la vecina isla Decepción (Ximenis et al., 2000).

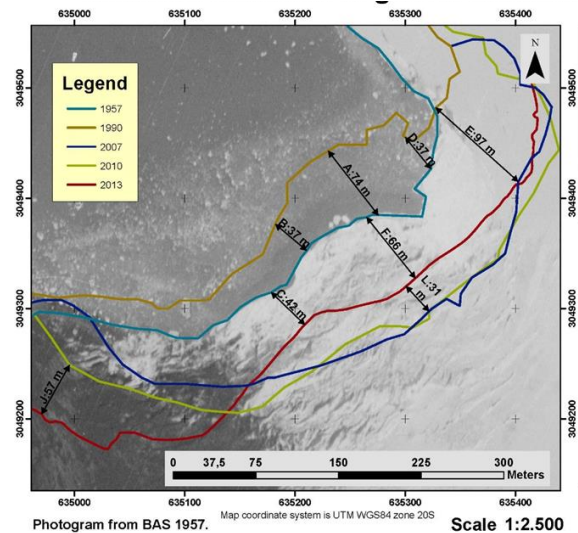


Figura 3.8. Cambios de posición del frente del glaciar Johnsons durante varios años en el período de 1957-2013. Fuente: Rodríguez-Cielos (2014).

Hurd es un glaciar que termina en tierra, lo que implica que los cambios de posición frontal son principalmente impulsados por variaciones en el clima, junto con la respuesta dinámica a las variaciones climáticas, los cambios asociados a las variaciones en el régimen de acumulación-ablación o la variación en la lubricación basal debido a cambios en la cantidad de agua de fusión que llega al lecho del glaciar. Describimos a continuación la evolución de los frentes Sally Rocks, Argentina y Las Palmas del glaciar Hurd.

El frente de Sally Rocks se retiró 116 m en su área central entre 1957 y 1990. Esto fue seguido de un retroceso adicional de 60 m entre 1990 y 2000, y con retrocesos adicionales de 47 m durante 2000-2006 y de 36 m durante 2006-2009. A partir de 2009, la posición del frente se ha mantenido prácticamente estable hasta 2017 (Fig. 3.9). Estos cambios son consistentes con la tendencia de la temperatura en las islas Shetland del Sur, donde la década 1996-2005 ha sido la más cálida desde 1966, mientras que la década 2006-2015 ha sido más fría que la anterior (0.5 °C en el verano y 1.0 °C en invierno; Oliva et al., 2017a), y también con el registro de balance de masa, que muestra un cambio de tendencia a un balance predominantemente positivo a partir de 2007/2008 (Navarro et al., 2013).

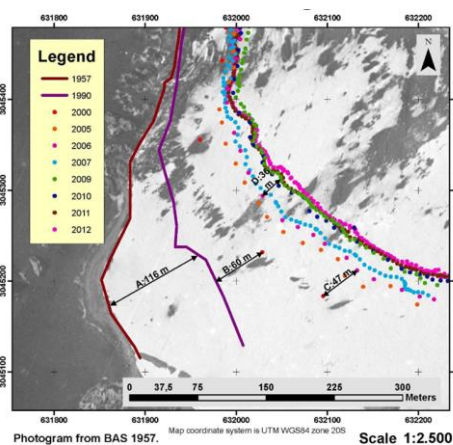


Figura 3.9. Cambios de posición del frente Sally Rocks del glaciar Hurd. Fuente: Rodríguez-Cielos (2014).

Las manchas negras sobre la superficie del glaciar que se aprecian en la Figura 3.9 son principalmente capas de tefra, provenientes también de las erupciones volcánicas en la isla Decepción, que a menudo se mezclan con sedimentos subglaciales llevados a la superficie del glaciar a través de fracturas asociadas a fallas de empuje en el frente del glaciar, resultado del régimen de compresión. Este régimen de compresión es principalmente una consecuencia del hecho de que el frente del glaciar se congela en el lecho (Molina et al., 2007; Navarro et al., 2009; Molina, 2014). Esta mezcla de ceniza volcánica y sedimentos subglaciales a menudo se acumula en la superficie en forma de pináculos.

El frente del lóbulo Las Palmas retrocedió 11 m en su zona central entre 1957 y 1990. Entre 1990 y 2000, el frente se retiró otros 24 m. Esto fue seguido por un retroceso adicional de 17 m durante 2000-2005, otros 14 m durante 2005-2007, y finalmente otros 10 m durante 2007-2009, para después permanecer estable hasta 2017 (Fig. 3.10). El retroceso durante el período 1957-1990 fue significativamente menor que el del frente Sally Rocks. Esto probablemente se deba a que, en 1957, el frente Las Palmas terminaba en el mar y, por lo tanto, tendría un espesor mayor en su zona terminal que Sally Rocks.

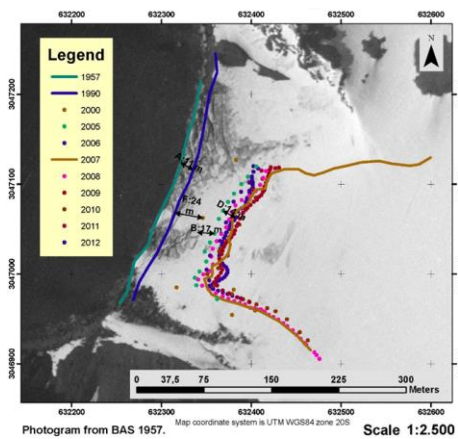


Figura 3.10. Cambios de posición del frente Las Palmas del glaciar Hurd. Fuente: Rodríguez-Cielos (2014).

El frente del lóbulo Argentina parece haber avanzado 5 m en su zona central entre 1957 y 1990. Entre 1990 y 2000 este frente se retiró 70 m, para después retirarse otros 15 m durante 2000-2005, otros 6 m durante 2005-2008 y otros 14 m más hasta 2009, para después permanecer estable hasta 2017 (Fig. 3.11). Los aparentes pequeños avances entre 1957 y 1990 no son consistentes con la tendencia general de retroceso mostrada por los frentes Sally Rocks y Las Palmas durante se periodo. De hecho, podría deberse a una incorrecta interpretación de la posición del frente en 1990, debido a restos de capa de nieve en la zona terminal.

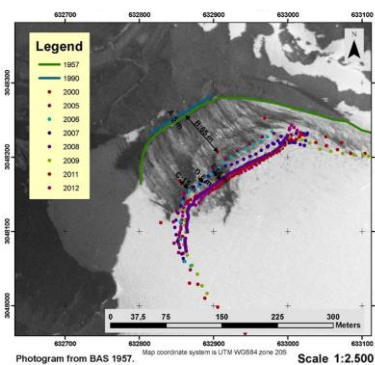


Figura 3.11. Cambios de posición del frente Argentina del glaciar Hurd. Fuente: Rodríguez-Cielos (2014).

Resumiendo, los frentes del glaciar Hurd han experimentado durante el período 1957-2009 una tendencia general de retroceso, permaneciendo casi estacionarios durante el periodo 2009-2017. Las variaciones observadas son consistentes con la evolución de las temperaturas a escala regional. En particular, con una década 1996-2005 extremadamente cálida, seguida por una década 2006-2015 significativamente más fría.

3.2.5.3 Frontera glaciar

Para poder conocer con precisión la geometría del glaciar, es necesario contar con información completa de sus fronteras. Pretendemos en esta tesis (Cap. 5) realizar un reanálisis del balance de masa en superficie de los glaciares Hurd y Johnsons, usando una geometría del glaciar (superficie y fronteras) lo más aproximada posible a la de toma de datos (en cada año) de acumulación-ablación. Entre las fronteras del glaciar, algunas varían (o pueden variar) bastante (los frentes glaciares), otras muy poco (las fronteras con los afloramientos rocosos circundantes) y otras se consideran “fijas” por definición, aunque realmente no lo sean estrictamente (las divisorias de hielo que separan las cuencas glaciares). Como resultaría imposible realizar anualmente (frecuencia de los cálculos de balance de masa) medidas del conjunto completo de las fronteras del glaciar, en nuestro grupo hemos definido recientemente la parte considerada como prácticamente fija (englobando las muy poco variables y las fijas), en la que se sustituyen, para cada año de cálculo de balance de masa, las fronteras variables por las correspondientes al año en cuestión. Estas fronteras se han creado a partir de:

- 1) Las medidas in situ del contorno glaciar, en las zonas de contacto entre glaciar y roca, realizadas por Francisco Navarro y Jorge Enrique en la campaña 2000-2001, retocadas/actualizadas con la información sobre las zonas de roca medidas por Ricardo Rodríguez en la campaña 2012-2013 e interpretados con apoyo de la imagen TanDEM-X de 2014 procesada por Pablo Sánchez. Sección 5.2.1.
- 2) La información de divisorias entre Hurd y Johnsons, y entre cada uno de ellos y sus glaciares colindantes, calculada por Pablo Sánchez en abril de 2018 usando programas de definición de cuencas sobre la base del DEM creado por él mismo a partir de las imágenes TanDEM-X y TerraSAR-X de 04/08/2014 (véase mayor información sobre este DEM, y los programas de delimitación de cuencas, en la Sección 5.2.1). Adicionalmente, se han tenido en cuenta (aunque sólo parcialmente) las divisorias determinadas en ciertas zonas mediante medidas in situ de cambio de pendiente realizadas por Ricardo Rodríguez en la campaña 2012-13 (algunas, en particular las de la divisoria entre Johnsons y Hurd, no eran consistentes ni con el DEM de 2000, ni con el DEM de TanDEM-X de 2014, ni con las direcciones de movimiento de las estacas de la zona de divisoria).
- 4) En las zonas de frentes glaciares, se han usado los siguientes datos:
 - Frente del Glaciar Johnsons: el medido en 2013 por Ricardo Rodríguez, CNDA-ESP_SIMRAD_FRONT_JOHNSON_2013.
 - Frente del Lóbulo Argentina: basado en el frente medido en 2012: CNDA-ESP_SIMRAD_FRONT_ARGENTINA_2011_2012.
 - Frente del Lóbulo Las Palmas: las partes norte y frontal (oeste), basado en el frente medido en 2011: CNDA-ESP_SIMRAD_FRONT_LAS_PALMAS_2010_2011 (bastante similar y pero con mayor cobertura que el de 2011-12) y la parte sur (en la zona del talud, considerando la parte baja del talud) usando los frentes medidos en 2007-08, 2008-09, 2009-10 y 2011-12; todos ellos son prácticamente coincidentes, pero los de 2008-09 y 2011-12 sólo cubren una pequeña parte del talud; en 2011-12 -

no utilizado- la medida se hizo desde la parte alta del talud). Los ficheros asociados son los CNDA-ESP_SIMRAD_FRONT_LAS_PALMAS_xxxx_yyyy respectivos.

- Frente de lóbulo Sally Rocks: para la parte SW de la lengua, los frentes de 2010-11 y 2011-12, prácticamente coincidentes; para la parte NW, donde está el talud, la posición de la parte baja del talud en 2008-09 (es el año más reciente en el que se midió de forma más completa la parte baja del talud; en otros años se midió la parte alta del talud y sólo una pequeña fracción -o nada- de su parte baja), enlazada con la medida en 2011-2012 (limitada a la zona frontal, sin cubrir la zona de talud). Los ficheros asociados son los CNDA-ESP_SIMRAD_FRONT_SALLY_xxxx_yyyy respectivos.

El conjunto arriba descrito constituye una representación aproximada de la situación alrededor de 2013 (2012 para los frentes de Argentina, Las Palmas y Sally Rocks), sobre el que, como hemos indicado, se actualizarán las zonas de frentes usando los del año correspondiente.

3.2.6 Velocidades del glaciar

Las medidas in situ de la velocidad de un glaciar son una fuente importante de información. Pese a ello, existe un escaso registro de observaciones in situ en las islas Shetland del Sur (Ren Jiaven et al., 1995; Ximenis et al., 1999; Blindow et al., 2010; Rückamp et al., 2010, 2011). Sin embargo, en los glaciares de la península Hurd disponemos de un registro continuo de velocidades medias anuales y de verano/invierno desde el año 2000 (desde la campaña 1994-1995, en el caso del glaciar Johnsons), con la particularidad de que este registro de velocidades cubre dos tipos de glaciares típicos en esta región, los que terminan en tierra (caso del glaciar Hurd) y los que terminan en mar (caso del glaciar Johnsons), que tienen comportamientos dinámicos muy distintos. El registro de velocidades sobre dichos glaciares ha sido llevado a cabo fundamentalmente por nuestro grupo de investigación (en Johnsons, desde 1994-1995 hasta 1999-2000, por investigadores de la UB, y desde entonces hasta la actualidad, en Johnsons y Hurd, por nuestro grupo de investigación).

Las velocidades en superficie de los glaciares Hurd y Johnsons se han obtenido en base a medidas repetidas con GNSS sobre la misma red de 50-60 estacas utilizadas para medidas de balance de masa, ya descrita anteriormente (Sección 3.2.1 y Figura 3.2), y que proporciona una cobertura espacial densa y bastante homogénea de las cuencas de ambos glaciares, así como de sus zonas de acumulación y de ablación. El hecho de que las posiciones de las estacas de la red se midan dos veces al año (al principio y al final de cada verano austral) nos permite calcular no sólo las velocidades medias anuales sino también las velocidades medias de verano e invierno. En el registro de velocidades sólo hay dos pequeñas irregularidades: en la campaña 2001-2002 sólo hubo medidas durante la primera fase de la campaña, y la campaña 2013-2014 fue una campaña corta restringida al periodo que, en otros casos (de campaña larga), se habría considerado como segunda fase.

Durante estos años, algunas de las estacas se han perdido (por ejemplo, por el desprendimiento de icebergs desde el frente del glaciar Johnsons, porque han caído debido a una fusión intensa, o porque han sido enterradas por fuertes nevadas) y han tenido que ser reemplazadas. Debido a esto, hay diferencias en el conjunto de estacas de las que se dispone cada año.

El estudio más completo sobre las velocidades medidas in situ en los glaciares Hurd y Johnsons es el de Machío et al. (2017), centrado en el periodo 2000-2013. Realizan estos autores el ajuste de un polinomio cuadrático para cada una de las coordenadas que definen la posición de cada estaca como función del tiempo (de esta forma se puede modelar un

movimiento uniformemente acelerado distinto para cada estaca). Este ajuste nos permite determinar, de forma aproximada, las velocidades de cada estaca en cualquier instante, aunque no se disponga de medidas.

Las velocidades máximas en el glaciar Hurd se alcanzan en su zona central, y son de aproximadamente de 5 m a^{-1} (Molina, 2014; Machío et al., 2017), disminuyendo hacia las zonas terminales, donde el hielo tiende a congelarse y quedar adherido al lecho glaciar (Molina et al., 2007; Navarro et al., 2009). Las velocidades típicas cerca del frente del glaciar Johnsons alcanzan los 50 m a^{-1} (Otero et al., 2010; Machío et al., 2017). Como el glaciar Johnsons es un glaciar que termina en mar, su posición frontal puede cambiar en un corto espacio de tiempo, impulsada principalmente por su dinámica interna y varios mecanismos de retroalimentación asociados. Como muestrear las velocidades colocando estacas cerca del frente de *calving* es prácticamente imposible, pero se requieren estas velocidades para calcular el flujo de *calving* (que es en nuestro caso el contribuyente casi único a la ablación frontal), determinamos estas velocidades a partir de modelos numéricos. Estos modelos permiten estimar la velocidad promediada verticalmente en toda la columna, de superficie a lecho, en el frente glaciar (Otero et al., 2010; Navarro et al., 2013; véase también la Sección 5.4).

3.3 Selección de métodos y técnicas de estudio

A lo largo de este capítulo se ha analizado el contexto geográfico en el que se localiza la zona de estudio, así como la información previa y los datos de campo de los que se dispone para desarrollar la presente tesis. Los datos disponibles son de acumulación, ablación, densidad de la nieve, datos meteorológicos, mapas digitales de la superficie y fronteras de los glaciares Hurd y Johnsons.

En función de los datos de los que disponemos, de los métodos existentes presentados en el Capítulo 2 y de las características y peculiaridades de los glaciares de estudio, basamos los estudios de balance de masa planteados en los capítulos siguientes en el método glaciológico para la estimación del balance de masa en superficie para cada año hidrológico (con distinción entre balances de verano e invierno). El método geodésico será el utilizado para la estimación del balance de masa total medio a lo largo de una serie de años, que en nuestro caso será de 12 años, dados los DEM de mejor calidad disponibles (el de diciembre de 2000 y el de febrero de 2013). El cálculo adicional de la tasa de *calving* del glaciar Johnsons permitirá además calcular el balance de masa total de este glaciar sumando el balance de masa en superficie y la ablación frontal, que para el glaciar Johnsons queda reducida al término de *calving*, puesto que la fusión submarina en el frente puede considerarse despreciable. En el caso del glaciar Hurd, como termina en tierra el balance de masa en superficie y el geodésico deberían coincidir, entendiéndose esta coincidencia entre el valor medio de los balances calculados anualmente mediante el método glaciológico y la tasa anual del balance geodésico a lo largo del periodo analizado.

El cálculo del balance de masa por el método glaciológico ha sido descrito en la Sección 2.2.1.1, mientras que el geodésico lo ha sido en la Sección 2.3.1. La forma concreta de cálculo de estos balances de masa para nuestro caso de estudio de los glaciares Hurd y Johnsons, usando el conjunto de datos descritos en la sección 3.2 de este capítulo, se desarrolla en las secciones 4.1.4 y 5.3, respectivamente. La técnica de cálculo de la tasa de *calving*, a su vez, se describe en la Sección 5.5.1.

Capítulo 4

La densidad de la nieve y su influencia en el cálculo del balance de masa en superficie

4.1 Motivación

Según hemos analizado en el Capítulo 2, existe una gran variedad de métodos para el cálculo del balance de masa de los glaciares. Entre ellos, el método gravimétrico es el único que estima directamente los cambios de masa. Todos los restantes métodos (por ejemplo, el glaciológico y el geodésico/altimétrico) determinan inicialmente cambios de volumen, que después se transforman a cambios de masa usando valores de la densidad de la nieve, neviza y hielo. Entre los métodos de medida del balance de masa en superficie (SMB), el método glaciológico, descrito detalladamente en el Capítulo 2, proporciona por separado balances de masa tanto de invierno como de verano, cuya suma da el balance de masa anual. Disponer de esta separación del SMB anual es importante para comprender las razones de los cambios observados. Por ejemplo, si una disminución observada en el balance de masa anual se debe a una disminución en la acumulación o al aumento de la fusión, o a ambos procesos a la vez, o si un aumento de la acumulación compensa parcialmente un aumento de la masa de hielo/nieve fundida. En el método glaciológico, la densidad de la nieve, medida en catas de nieve, desempeña un papel esencial. Se utiliza para calcular el balance de invierno a partir de las lecturas de estacas, sondeos de nieve y catas de nieve. También se usa, junto con la densidad del hielo, para calcular el balance de verano a partir de las lecturas de las estacas. En el caso del método geodésico (por ejemplo, mediante altimetría ICESat repetida), se requiere el conocimiento de los cambios potenciales de densidad entre las campañas en las que se mide la altimetría de la superficie del glaciar, para ser capaces de realizar la conversión de cambios de volumen a cambios de masa. Nótese que la altitud de la superficie de un glaciar podría cambiar sin necesidad de haberse producido cambios de masa, simplemente porque la capa de neviza se haya compactado (por ejemplo, como consecuencia de un calentamiento regional). De ahí la importancia de la estimación de la densidad y espesor de la capa de neviza. No obstante, muy a menudo no se dispone de los datos de campo necesarios y se asume la Ley de Sorge (Bader, 1954). Ésta considera que no hay cambios temporales del espesor ni de la densidad de la capa de neviza, por lo que todos los cambios de volumen corresponden a hielo glaciar. En tal caso, la densidad de la nieve/neviza no juega un papel relevante, pues sólo se utiliza la densidad del hielo.

En el cálculo del SMB, el método glaciológico no sólo se utiliza para glaciares individuales, sino que la extrapolación de estudios de SMB locales para estimar balances regionales ha sido una práctica común en el pasado y todavía se usa en regiones donde las estimaciones mediante otras técnicas como la gravimétrica o la geodésica a nivel regional no son posibles, por no disponerse de los datos adecuados (Gardner et al., 2013). El método glaciológico es especialmente adecuado para pequeños glaciares, y es importante destacar que las proyecciones mediante modelos indican que, en la próxima década, el 28% de la contribución

al aumento del nivel del mar provendrá de glaciares menores de 10 km² (Huss y Hock, 2015). Además, en el World Glacier Monitoring Service (WGMS, <http://wgms.ch/>) se dispone de una amplia colección de series temporales de observaciones de SMB obtenidas con el método glaciológico para muchos glaciares del mundo, en muchos casos a lo largo de varias décadas.

Bajo un escenario de calentamiento climático global, se puede esperar que la densidad de la nieve aumente, debido a una mayor fusión en la superficie glaciar, con percolación subsiguiente del agua de fusión y posterior recongelación dentro del manto de nieve. Sin embargo, según hemos descrito en el apartado 1.3.2.1, la región de la península Antártica ha experimentado, desde el comienzo del siglo XXI, un período de enfriamiento sostenido de aproximadamente 15 años. En consecuencia, puede esperarse que la densidad del manto de nieve disminuya bajo estas condiciones de enfriamiento. Resulta entonces de interés determinar, en primer lugar, si este período relativamente breve de enfriamiento sostenido ha sido suficiente para producir un descenso en la densidad del manto de nieve que cubre los glaciares regionales y, en segundo, para verificar si este descenso esperado en la densidad es suficiente para producir, por sí misma, un efecto apreciable sobre el SMB calculado. Éstas son las dos preguntas principales que se abordan en este capítulo y su artículo asociado Recio-Blitz et al. (2018). La segunda cuestión tiene un interés práctico, ya que, si un descenso en la densidad no implica un descenso significativo correspondiente en el SMB calculado, entonces podríamos evitar realizar mediciones repetidas de densidad que consumen mucho tiempo en cada campaña de campo.

Nos centraremos en los cambios en el SMB calculado debido únicamente a los cambios de densidad. Está claro que los cambios climáticos regionales tienen un impacto sobre el SMB, tanto a través de los cambios de precipitación en forma de nieve como en la fusión de la nieve y el hielo. De hecho, como ya se ha mencionado, el enfriamiento regional reciente del norte de la península Antártica ha implicado un cambio reciente a valores de SMB predominantemente positivos, lo que se ha atribuido tanto al aumento de la acumulación de la nieve como al descenso de la fusión (Navarro et al., 2013). Los glaciares en esta región han demostrado ser extremadamente sensibles a los cambios de temperatura. Los modelos de fusión desarrollados por Jonsell et al. (2012) mostraron que un aumento de la temperatura de 0.5 °C implicaba un aumento de la fusión en un 56%. Esta alta sensibilidad a los cambios de temperatura se ha atribuido al hecho de que las temperaturas medias de verano de estos glaciares están muy cerca del punto de fusión (0°C), por lo que un pequeño cambio en la temperatura es suficiente para implicar un cambio significativo en las condiciones de fusión.

Los experimentos diseñados para responder las dos preguntas planteadas anteriormente se han llevado a cabo utilizando datos de los glaciares Hurd y Johnsons, descritos en el Capítulo 2, para los cuales disponemos de datos glaciológicos y meteorológicos adecuados. Estos experimentos se estructuran como sigue. En primer lugar, analizamos la evolución temporal de la densidad de la nieve, la temperatura, los días de temperatura positiva (*positive degree-day*, PDD) y la precipitación; a continuación, analizamos la correlación entre ellos y finalmente exploramos la posible influencia de los cambios de densidad observados en el SMB calculado. Aunque el cálculo de este último para el balance de invierno es trivial, en el caso del balance de verano no sabemos de antemano qué parte de la fusión total resultará de la fusión de la nieve y cuánto de la fusión del hielo. Además, usar una densidad menor en el cálculo del balance de invierno implicará un valor de éste menos positivo, mientras que el uso de una densidad menor en el cálculo del balance de verano generará un balance de verano menos negativo, por lo que ambos efectos podrían compensarse entre sí. Esto justifica el análisis detallado realizado en este capítulo.

4.2 Métodos

Los principales datos utilizados en este estudio son datos de acumulación y ablación procedentes de lecturas de estacas y medidas con sonda de nieve, densidad de la nieve medida en catas de nieve y registros de temperatura y precipitación de una estación meteorológica automática (EMA). Todo este conjunto de datos ha sido descrito extensamente en el Capítulo 3.

4.2.1 Evolución temporal de la densidad de la nieve

En lo que sigue, con invierno nos referiremos al invierno extendido que comprende el otoño, el invierno y la primavera, es decir, el período del año que excluye al verano. Las densidades medidas al final del invierno son densidades acumulativas representativas de las condiciones del glaciar integradas a lo largo del invierno, mientras que las medidas al final del verano son representativas de las condiciones del glaciar integradas a lo largo de todo el año (no sólo el verano). En consecuencia, las densidades del final del invierno deben compararse con las temperaturas medias del invierno o los PDD del invierno, pero las densidades del final de verano deben compararse con las temperaturas medias anuales o los PDD anuales. Lo que se puede comparar con las temperaturas medias de verano o los PDD de verano son los cambios de densidad desde el final del verano hasta el final del invierno.

Con los datos disponibles, llevamos a cabo un análisis de la evolución temporal de la densidad media de la nieve, promediada en invierno y anualmente, para detectar posibles tendencias en un período de 12 años (2004-2016). Con este objetivo, primero calculamos la densidad promediada verticalmente, para cada cata de nieve medida al final del invierno de un año determinado, y luego calculamos la media de estos valores de densidad para el año considerado. Obtuvimos de este modo una serie temporal de densidades medias al final del invierno, $\rho_w(t)$. Procedimos de manera similar con las catas medidas al final del verano de cada año, obteniendo una serie temporal de densidades medias al final del verano, $\rho_s(t)$ (aunque nos referimos a ellos como "verano", son valores que representan todo el año). Los valores promediados en el tiempo (durante el período 2004-2016) de $\rho_w(t)$ y $\rho_s(t)$ se denotarán por $\bar{\rho}_w$ y $\bar{\rho}_s$, respectivamente. Tomamos el error estándar de la media, $e = \sigma/\sqrt{N-1}$, donde σ es la desviación estándar de la variable medida y N el número de medidas, como el error de las densidades medias anuales. Esta es la cantidad que se muestra como barra de error en nuestros gráficos de densidad frente al tiempo. Este promediado de las densidades fue seguido por sendos ajustes mediante regresiones lineales mínimo cuadráticas de las series temporales de densidades medias al final del invierno y al final del verano, que llamaremos $\hat{\rho}_w(t)$ y $\hat{\rho}_s(t)$, respectivamente. Denotamos con $\hat{\rho}_w^{\text{init}}$ y $\hat{\rho}_s^{\text{init}}$ los valores de densidad para $t = 0$ obtenidos de las regresiones lineales $\hat{\rho}_w(t)$ y $\hat{\rho}_s(t)$, respectivamente. Para cada ajuste lineal, calculamos el coeficiente de determinación R^2 y la raíz del error cuadrático medio (RMSE) del ajuste. También calculamos el p-valor del ajuste lineal, para determinar si podemos rechazar con seguridad la hipótesis nula de que no existe una tendencia. En este estudio, siguiendo la práctica común, consideramos que las tendencias lineales son estadísticamente significativas si $p < 0,05$. Además, consideraremos que la tendencia es débilmente significativa si $0,05 \leq p < 0,1$, muy poco significativa si $0,1 \leq p < 0,15$ y no significativa si $p \geq 0,15$.

4.2.2 Evolución temporal de la temperatura y de los PDD

Los datos de temperatura de 2005 a 2016 se procesaron utilizando la metodología descrita en González et al. (2018). En resumen, se promediaron lecturas diarias tomadas cada 10 minutos, rechazando aquellos días con menos del 80% de las mediciones disponibles. Posteriormente, se completaron las lagunas en los datos y se homogeneizaron las series diarias aplicando una herramienta software desarrollada por Guijarro (2017), utilizando datos de la EMA de la base Gabriel de Castilla (GdC, 62,98° S 60,68° O), en la vecina isla Decepción, y los cuatro puntos más cercanos de la malla del reanálisis ERA Interim. Se ha observado que los datos de la base JCI son sensibles a las condiciones sinópticas en la península Antártica (González et al., 2018).

Basándonos en los datos de temperatura diaria que tenemos procesados, calculamos las medias en el invierno extendido (otoño, invierno y primavera), en el verano y las anuales, para analizar su evolución temporal, obteniendo sus tendencias de las pendientes de los respectivos ajustes lineales. Aparte, también analizamos toda la serie temporal de temperaturas diarias, que abarca 11 años, para detectar posibles tendencias. En este caso, ajustamos los datos de temperatura a una función que combina una tendencia lineal y una oscilación sinusoidal con periodicidad anual que determina la estacionalidad, de la siguiente manera:

$$T = mt + n + A \sin\left(\frac{2\pi}{365,2425}t + \varphi\right), \quad (4.1)$$

donde T es la temperatura en °C, t es el tiempo expresado en días desde una fecha inicial de referencia, m y n son la pendiente y la ordenada en el origen de la regresión lineal, y A y φ son la amplitud y la fase de la onda sinusoidal. El denominador 365,2425 incluye la fracción correspondiente a los años bisiestos.

Finalmente, analizamos la consistencia de nuestras temperaturas medias (invierno, verano y anual) con las calculadas usando datos de la Base vecina Bellingshausen en la isla Rey Jorge, recuperada de la base de datos READER (BAS, 2018). También comprobamos la consistencia de nuestras tendencias con las calculadas por Oliva et al. (2017a) usando datos de la Base Bellingshausen.

A partir de los datos de temperatura media diaria, también calculamos el número de días con temperatura superior a 0 °C y los PDD, distinguiendo entre los valores de invierno extendido y de verano, y analizamos su evolución temporal. Se espera que los PDD sean más relevantes que las temperaturas, en términos de fusión de superficie y de cambios de densidad de la nieve asociados a la recongelación.

4.2.3 Densidad versus temperatura y PDD

Tras analizar por separado las evoluciones temporales de la densidad, de los PDD y de la temperatura, examinamos las correlaciones temporales de la densidad de la nieve con la temperatura y con los PDD (invierno, verano, anual), durante el período de estudio de 12 años.

4.2.4 Balance de masa

Para calcular el SMB utilizamos el método glaciológico (Cogley et al., 2011). Tomando los datos de acumulación y ablación recopilados en la red de estacas, los datos de espesor de nieve obtenidos con sonda de nieve y los datos de densidad medidos en las catas de nieve, calculamos valores de SMB puntual para inviernos, veranos y años completos. Para calcular el balance de invierno en un punto, b_w (en metros de agua equivalente, m w.e.), usamos la curva de densidad frente a profundidad $\rho_w^k(H)$ del manto de nieve de final de invierno, junto con el espesor de la nieve. Por otro lado, para calcular el balance de verano en un punto, b_s , partimos de las medidas de estacas al final del verano y usamos la curva $\rho_s^k(H)$ para el manto de nieve de final de verano, junto con la densidad de hielo, que suponemos de 900 kg m^{-3} . Con esto calculamos el balance anual en un punto, b_a , como $b_a = b_w + b_s$ (donde b_s es una cantidad negativa, que representa pérdidas de masa). Observamos que el cierre de la base JCI puede ocurrir antes del final real de la temporada de fusión, debido a que esta base opera solo durante el verano austral. Por esta razón, se aplica una corrección al b_s para tener en cuenta la fusión que se produce tras el cierre de la base. Para un año de balance determinado, esta corrección de fusión se cuantifica como la diferencia entre el espesor del manto de nieve entre la última medida de la campaña actual (cercano, pero ni igual, al final del verano actual) y la primera medida al inicio de la siguiente campaña (próxima al final del invierno extendido entre ambas campañas). Los SMB puntuales se interpolan sobre la superficie del glaciar en una cuadrícula de 25 m de resolución usando una rutina de kriging. A continuación, estos valores puntuales en los nodos de la cuadrícula son integrados en toda el área del glaciar, sumando la contribución de todas las celdas de la cuadrícula. Esto da lugar al SMB de todo el glaciar, invernal (B_w), estival (B_s) y anual (B_a), para el conjunto Hurd-Johnsons para cada año dentro de nuestro período de estudio. Para mayor detalle, véase Navarro et al. (2013). La precisión estimada en los SMB de invierno y verano es de $\pm 0,15 \text{ m w.e.}$, y de $\pm 0,2 \text{ m w.e.}$ para los anuales (Dyurgerov, 2002).

4.2.5 Efectos de las variaciones de densidad sobre el balance de masa superficial calculado

Nuestro objetivo aquí es verificar si los cambios en la densidad de la nieve que se espera que ocurran en un escenario de enfriamiento (como se ha observado recientemente en la región de la península Antártica), tienen un efecto significativo en los balances de masa calculados para todo el glaciar. Con este propósito, para definir los perfiles de densidad versus profundidad para las condiciones de invierno y verano, $\hat{\rho}_w^{init}(H)$ y $\hat{\rho}_s^{init}(H)$, usamos valores típicos de las condiciones iniciales más cálidas, existentes al inicio de nuestro período de estudio (antes de que comenzara el reciente enfriamiento regional). Si calculamos del SMB de cada año durante el período de estudio utilizando estos perfiles de densidad en lugar de los reales del año, $\rho_w^k(H)$ y $\rho_s^k(H)$, podremos verificar si los cambios esperados en la densidad de la nieve en condiciones más frías tienen un efecto apreciable sobre el SMB calculado. Además, hemos hecho un segundo experimento usando densidades constantes $\bar{\rho}_w^{init}$ y $\bar{\rho}_s^{init}$, en lugar de $\hat{\rho}_w^{init}(H)$ y $\hat{\rho}_s^{init}(H)$, cada año durante el período de estudio. Los valores $\bar{\rho}_w^{init}$ y $\bar{\rho}_s^{init}$ son simplemente los promedios en profundidad de $\hat{\rho}_w^{init}(H)$ y $\hat{\rho}_s^{init}(H)$. El objetivo de este experimento ha sido verificar si el uso de valores promedios de la densidad (promediados en profundidad) en lugar de usar perfiles de densidad con la profundidad, implica algún cambio significativo en el primer experimento.

Vamos a explicar ahora cómo definimos los perfiles de densidad versus profundidad $\hat{\rho}_w^{init}(H)$ y $\hat{\rho}_s^{init}(H)$. Nuestra intención es construir curvas de densidad versus profundidad, que por simplicidad consideraremos líneas rectas, con pendientes típicas de las condiciones del final

del invierno y final del verano. Además, deseamos que los promedios en profundidad de estas curvas sean valores representativos de las condiciones más cálidas típicas del inicio de nuestro período de estudio. En consecuencia, primero calculamos las regresiones lineales $\hat{\rho}_w(H)$ y $\hat{\rho}_s(H)$ de los conjuntos de datos $\rho_w(H)$ y $\rho_s(H)$, que incluyen, respectivamente, todos los datos de densidad de invierno y de verano (para todos los años y todas las catas), como muestra la Figura 4.1.

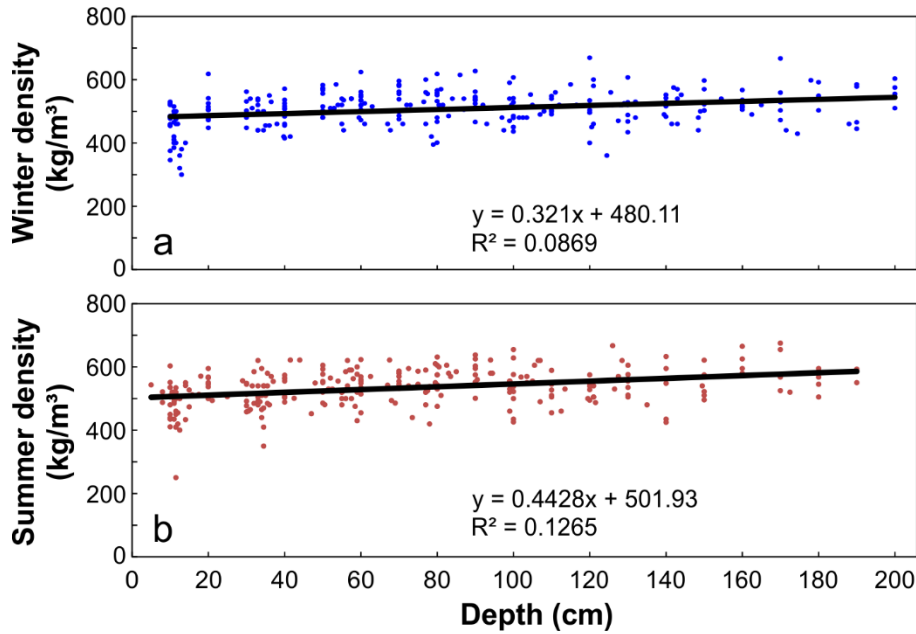


Fig. 4.1. Medidas de densidad versus profundidad para invierno (A) y verano (B), usando datos de todos los años, y las regresiones lineales correspondientes $\hat{\rho}_w(H)$ y $\hat{\rho}_s(H)$.

Estas rectas representan las densidades medias de invierno y verano para todo el período de estudio. Los p-valores para los ajustes lineales son extremadamente bajos ($p < 10^{-6}$ para el ajuste al final del invierno, y $p < 10^{-7}$ para el ajuste al final del verano), lo que indica un ajuste estadísticamente significativo, a pesar de que los valores de R^2 correspondientes son muy bajos ($R^2 = 0,0869$ y $R^2 = 0,126$, respectivamente). Aunque pueda sorprender, esto no es inusual. Los coeficientes estiman las tendencias (y el p-valor su significación estadística), mientras que R^2 representa la dispersión alrededor de la línea de regresión, e incluso cuando R^2 es bajo, los p-valores bajos aún indican una relación real entre los predictores significativos y la variable de respuesta. Pero debemos ser conscientes de que, debido a los bajos valores de R^2 , no se pueden esperar predicciones precisas. Para hacer que estos ajustes lineales sean representativos de las condiciones iniciales más cálidas, desplazamos verticalmente estas líneas rectas para que sus profundidades medias coincidan con las densidades medias de invierno y verano correspondientes al inicio del período de estudio. Para conseguirlo, sumamos a los ajustes lineales $\hat{\rho}_w(H)$ y $\hat{\rho}_s(H)$ las cantidades

$$\Delta\rho_w = \hat{\rho}_w^{init} - \bar{\rho}_w, \quad (4.2a)$$

$$\Delta\rho_s = \hat{\rho}_s^{init} - \bar{\rho}_s, \quad (4.2b)$$

donde $\hat{\rho}_w^{init}$, $\hat{\rho}_s^{init}$, $\bar{\rho}_w$ y $\bar{\rho}_s$ se han definido en la subsección "Evolución temporal de la densidad de la nieve". Las funciones resultantes son

$$\hat{\rho}_w^{init}(H) = \hat{\rho}_w(H) + \Delta\rho_w = m_w H + \rho_w^0 + (\hat{\rho}_w^{init} - \bar{\rho}_w), \quad (4.3a)$$

$$\hat{\rho}_s^{init}(H) = \hat{\rho}_s(H) + \Delta\rho_s = m_s H + \rho_s^0 + (\hat{\rho}_s^{init} - \bar{\rho}_s), \quad (4.3b)$$

donde m_w , m_s y ρ_w^0 , ρ_s^0 son las pendientes y las intersecciones, respectivamente, de los ajustes lineales $\hat{\rho}_w(H)$ y $\hat{\rho}_s(H)$ ($m_w = 0,00321 \text{ kg m}^{-3} \text{ m}^{-1}$, $m_s = 0,004428 \text{ kg m}^{-3} \text{ m}^{-1}$, $\rho_w^0 = 480 \text{ kg m}^{-3}$, $\rho_s^0 = 502 \text{ kg m}^{-3}$ en nuestro caso de estudio). Las intersecciones ρ_w^0 y ρ_s^0 representan las densidades de la nieve de la superficie glaciario al final de los períodos de invierno y verano, respectivamente.

4.3 Resultados y discusión

4.3.1 Evolución temporal de la densidad, temperatura y PDD

Los promedios, durante el período de estudio de 12 años, de las densidades medias del final del invierno y del final del verano, son $\bar{\rho}_w = 510 \pm 14 \text{ kg m}^{-3}$ y $\bar{\rho}_s = 523 \pm 18 \text{ kg m}^{-3}$; los errores indicados son las desviaciones estándar; los errores estándar de la media respectivos son 4 y 5 kg m^{-3} . Los valores $\hat{\rho}_w^{init}$ y $\hat{\rho}_s^{init}$ para los ajustes lineales son 519 y 534 kg m^{-3} , respectivamente, dando lugar a $\Delta\rho_w = 9 \text{ kg m}^{-3}$ y $\Delta\rho_s = 11 \text{ kg m}^{-3}$.

En la Figura 4.2 se representa la evolución temporal de las densidades medias del final del invierno y final de verano. Muestran tendencias de $-1,76$ y $-1,87 \text{ kg m}^{-3} \text{ a}^{-1}$, que implican descensos en la densidad del manto de nieve de -21 (invierno) y -22 (verano, que representa la anual) kg m^{-3} durante el período 2004-2016. Los R^2 de las regresiones mínimo cuadráticas son 0,2297 (invierno) y 0,1567 (verano), los RMSE son 12 (invierno) y 16 (verano) kg m^{-3} y los p-valores son 0,16 (invierno) y 0,23 (verano). Aunque los ajustes son bastante pobres y las tendencias son muy poco significativas (invierno) y no significativas (verano), las tendencias de invierno y verano son consistentes entre sí y los ajustes mejoran ligeramente (el R^2 de 0,32 y 0,34 para el invierno y el verano, respectivamente) si se ponderan por el inverso de las varianzas. También observamos que el ajuste lineal por mínimos cuadrados a la diferencia $\rho_s(t) - \rho_w(t)$ (que representa el cambio de densidad producido durante el verano) tiene un coeficiente de determinación ligeramente mejor ($R^2 = 0,32$) y es algo más significativo ($p = 0,11$) que los ajustes lineales de las series temporales separadas $\rho_w(t)$ y $\rho_s(t)$.

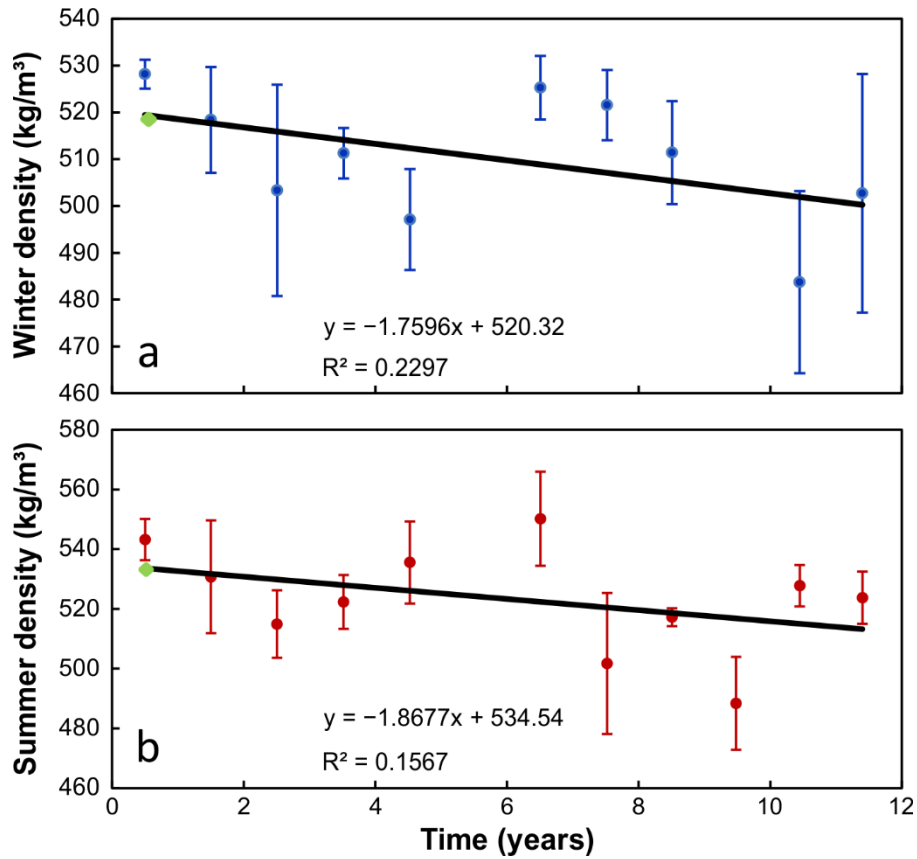


Fig. 4.2. Evolución temporal de la densidad media de la nieve (A al final del invierno y (B) al final del verano, para el período 2004-2016 (tiempo en años desde el comienzo del año hidrológico 2005, es decir, desde el 1 de abril de 2004), con tendencias lineales obtenidas de las correspondientes regresiones mínimo cuadráticas. La barra de error para cada dato es el error estándar de la densidad media del año. El dato de la densidad para el año hidrológico 2010 se ha excluido como atípico, porque los valores individuales que componen la media para este año son inconsistentes, lo que sugiere errores durante el trabajo de campo. El dato para invierno del año hidrológico 2014 no está disponible porque en ese año hubo un único conjunto de medidas de densidad, al final de la estación de verano. Los rombos verdes corresponden con $\hat{\rho}_w^{init}$ y $\hat{\rho}_s^{init}$.

Con respecto al comportamiento de las temperaturas durante el mismo período, observamos en la Figura 4.3 la evolución temporal de las temperaturas medias de invierno, verano y anuales, que muestran tendencias lineales de $0,031$, $-0,086$ y $-0,068$ $^{\circ}\text{C a}^{-1}$. El coeficiente de determinación R^2 del ajuste para el invierno es muy pobre, de $0,0197$, y su p-valor es grande, de $0,68$, lo que indica que esta tendencia no es significativa. Los valores correspondientes de verano ($R^2 = 0,5555$ y $p = 0,08$) son mucho mejores, mientras que los valores anuales son de calidad intermedia pero aún mala, con una tendencia lineal no significativa, ya que están muy influenciados por los valores de invierno ($R^2 = 0,1185$ y $p = 0,30$). Esta tendencia anual implicaría un enfriamiento sostenido de aproximadamente $0,8$ $^{\circ}\text{C}$ en 12 años. Aunque los coeficientes de determinación son pobres, estas tendencias son consistentes con las inferidas a partir de las temperaturas diarias, y también con las tendencias regionales analizadas por otros autores (Navarro et al., 2013; Oliva et al., 2017a), como se discutirá más adelante.

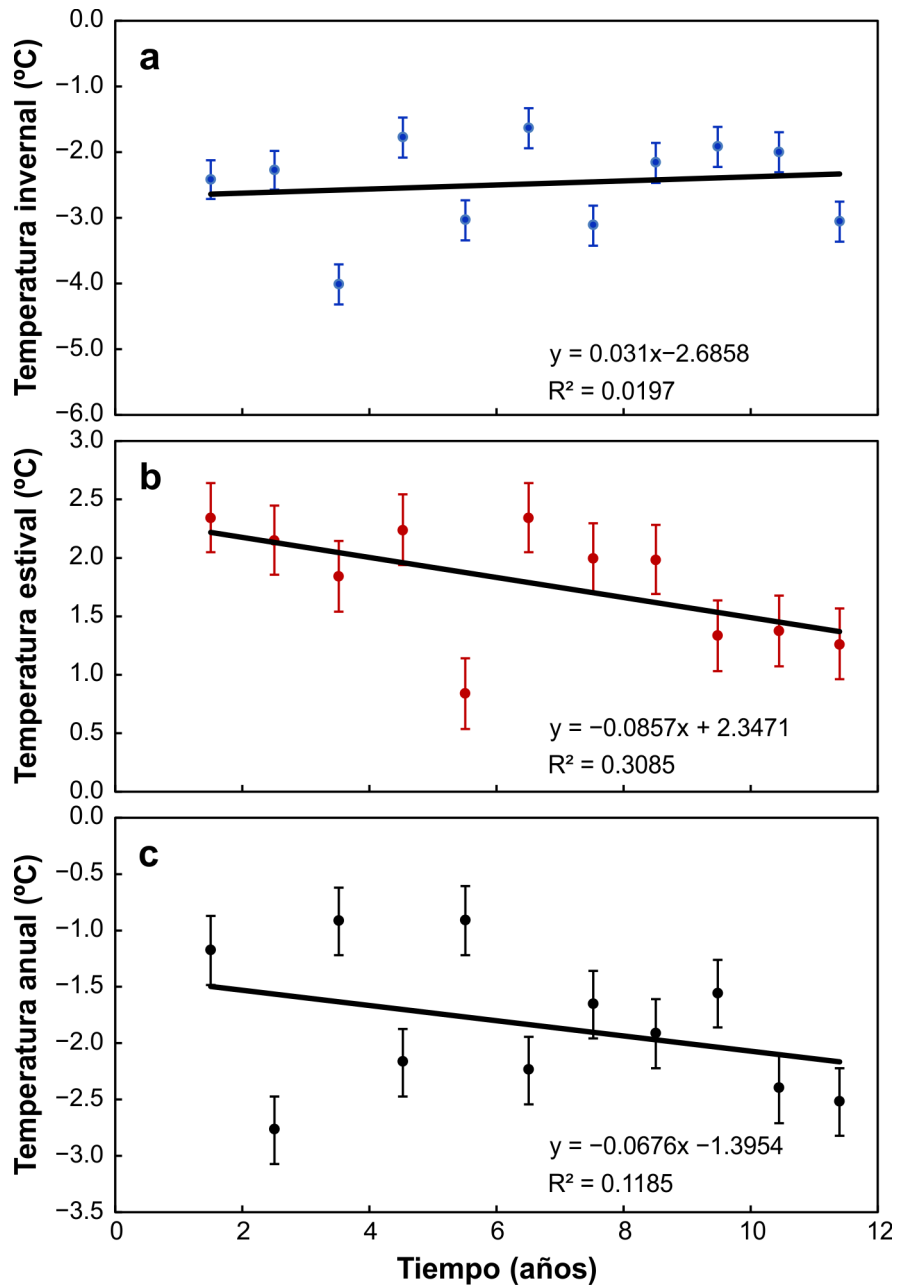


Fig. 4.3. Temperaturas medias (A) de invierno, (B) de verano y (C) anual para el período 2004-2016. Las barras de error que se muestran representan el error instrumental (± 0.3 °C).

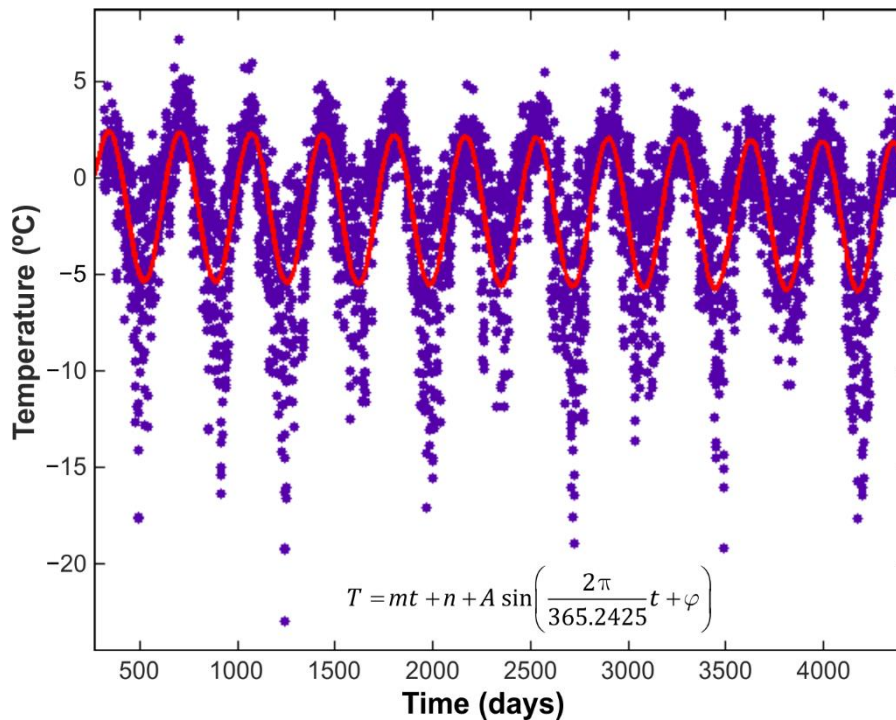


Fig. 4.4. Series temporales de temperaturas diarias en JCI (puntos morados) y su ajuste a la función dada por la ecuación (4.1) (línea roja).

En la Figura 4.4 se muestran las series temporales de las temperaturas diarias registradas en JCI y su ajuste por mínimos cuadrados de la función dada por la ecuación (4.1). Hay una tendencia decreciente lineal de $-0,0001375 \text{ } ^\circ\text{C d}^{-1}$, acotada en el intervalo $(-0,0002118, -0,0000633) \text{ } ^\circ\text{C d}^{-1}$ con nivel de confianza del 95%. Esto equivale a una tendencia anual de $-0,050 \text{ } ^\circ\text{C a}^{-1}$, similar a la tendencia anual de las temperaturas medias anuales que se muestran en la Figura 4.3c ($-0,068 \text{ } ^\circ\text{C a}^{-1}$). El ajuste por mínimos cuadrados de la ecuación (4.1) tiene un coeficiente de determinación de 0,4876 y un RMSE de $2,834 \text{ } ^\circ\text{C}$. El valor tan alto de este último se debe a la gran variabilidad interanual de las temperaturas invernales que se pueden observar en la Figura 4.4, mientras que las temperaturas de verano son mucho más regulares. Además, las temperaturas extremas de verano son mucho más cercanas a la oscilación anual que las invernales. La amplitud resultante del ajuste es $A = -3,88 \text{ } ^\circ\text{C}$, acotada en el intervalo $(-4,00, -3,76) \text{ } ^\circ\text{C}$ con nivel de confianza del 95%.

Esta tendencia decreciente de la temperatura también es consistente con las tendencias regionales recientes. Resulta de gran interés esta comparación con las tendencias regionales, ya que los glaciares Hurd y Johnsons pueden ser representativos de muchos pequeños glaciares, terminados en tierra y en mar, respectivamente, en las islas Shetland del Sur. El análisis de Oliva et al. (2017a) muestra, para el registro de temperatura de la base Bellingshausen en la vecina isla Rey Jorge, una tendencia estimada de $0,065 \text{ } ^\circ\text{C a}^{-1}$ durante el período 2006-2015, bastante similar a nuestro cálculo $-0,068 \text{ } ^\circ\text{C a}^{-1}$ para un período casi coincidente. Observamos que existe una estrecha correlación entre los registros de temperatura de las bases JCI y Bellingshausen, ilustradas en la Figura 4.5 para las temperaturas medias de verano durante el período 2005-2015, ya observada en trabajos previos (por ejemplo, en Navarro et al., 2013). El coeficiente de correlación de Pearson para las temperaturas medias de verano en ambas bases es 0,895. Este reciente enfriamiento que observamos en las bases JCI y Bellingshausen se destaca en Oliva et al. (2017a) como

característica común para la zona septentrional de la península Antártica y para las islas Shetland del Sur.

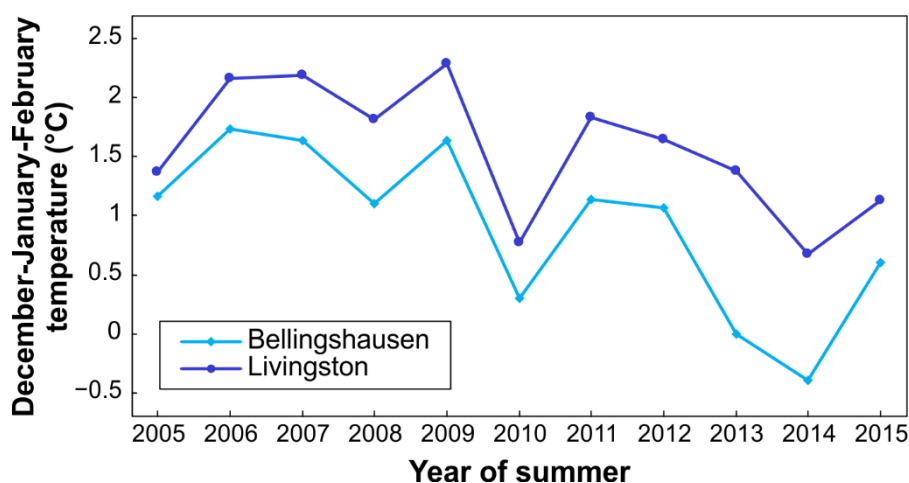


Fig. 4.5. Series temporales de las temperaturas medias de verano (diciembre-enero-febrero) medidas en la base Bellingshausen y en la base JCI (isla Livingston), que ilustran su evolución sincrónica. 2005 representa el verano, de diciembre de 2004 a febrero de 2005.

Los PDD de invierno, verano y anuales muestran evoluciones temporales similares a las de las temperaturas correspondientes. Mientras los PDD de invierno muestran una tendencia estadísticamente no significativa ($R^2 = 0,0188$ y $p = 0,69$) de $-0,8\text{ °C a}^{-1}$, la de los PDD de verano es de $-7,8\text{ °C a}^{-1}$, con un ajuste excelente y siendo estadísticamente significativa ($R^2 = 0,7046$ y $p < 0,01$). La tendencia anual es de $-8,6\text{ °C a}^{-1}$, con un $R^2 = 0,5917$ y $p < 0,01$. El número total de días con temperaturas superiores a cero (invierno, verano y año) sigue patrones similares. El número medio de días con temperaturas positivas, durante el período de 11 años del que se dispone de temperaturas, es de 92, mientras que para el invierno extendido es de 40 y para el verano es de 52.

Hay un sincronismo en la evolución temporal de la densidad de la nieve estival (Figura 4.2b), las temperaturas medias estival y anual (figuras 4.3b y 4.3c) y los PDD (Figura 4.6), lo que apunta a correlaciones entre dichas variables, como cabría esperar por consideraciones físicas. Valores más bajos de temperatura de superficie o menores PDD implican menor cantidad de fusión y congelación dentro del manto de nieve, lo que provoca densidades más bajas. Curiosamente, la densidad de invierno tiene una tendencia decreciente similar a la de la densidad del verano, a pesar de que ni las temperaturas invernales ni los PDD muestran cambios significativos. Esto sugiere que tal vez otros mecanismos, diferentes de la fusión de la superficie y su posterior recongelación dentro del manto de nieve, sean responsables del descenso observado en la densidad durante el invierno. Dado que los registros de balance de masa no indican un descenso, sino más bien un aumento en la acumulación de nieve, la única explicación probable del descenso de la densidad durante el invierno sería un descenso en la precipitación líquida de invierno. El efecto de la precipitación líquida de invierno sobre la densidad se ha observado ya en algunos glaciares del hemisferio norte, como Hansbreen, en Svalbard (Grabiec et al., 2006). Estos autores observaron una correlación entre las densidades de nieve registradas al comienzo del verano y la precipitación líquida durante el otoño-invierno-primavera. Desgraciadamente, como ya se ha discutido en la Sección 3.2.3, en el caso de la isla Livingston no se dispone de registros de la precipitación líquida por separado, ni tampoco se puede obtener una aproximación fiable de ésta a partir de la temperatura del aire. Además, el descenso de la precipitación líquida en invierno sería consistente con un

descenso de la temperatura del aire durante el invierno, que, como se ha mencionado, no se observa en nuestros registros de temperatura. En consecuencia, no podemos proporcionar una evidencia sólida que apoye la hipótesis de que el descenso observado en la densidad de la nieve al final del invierno pueda atribuirse a una disminución en la precipitación líquida en invierno.

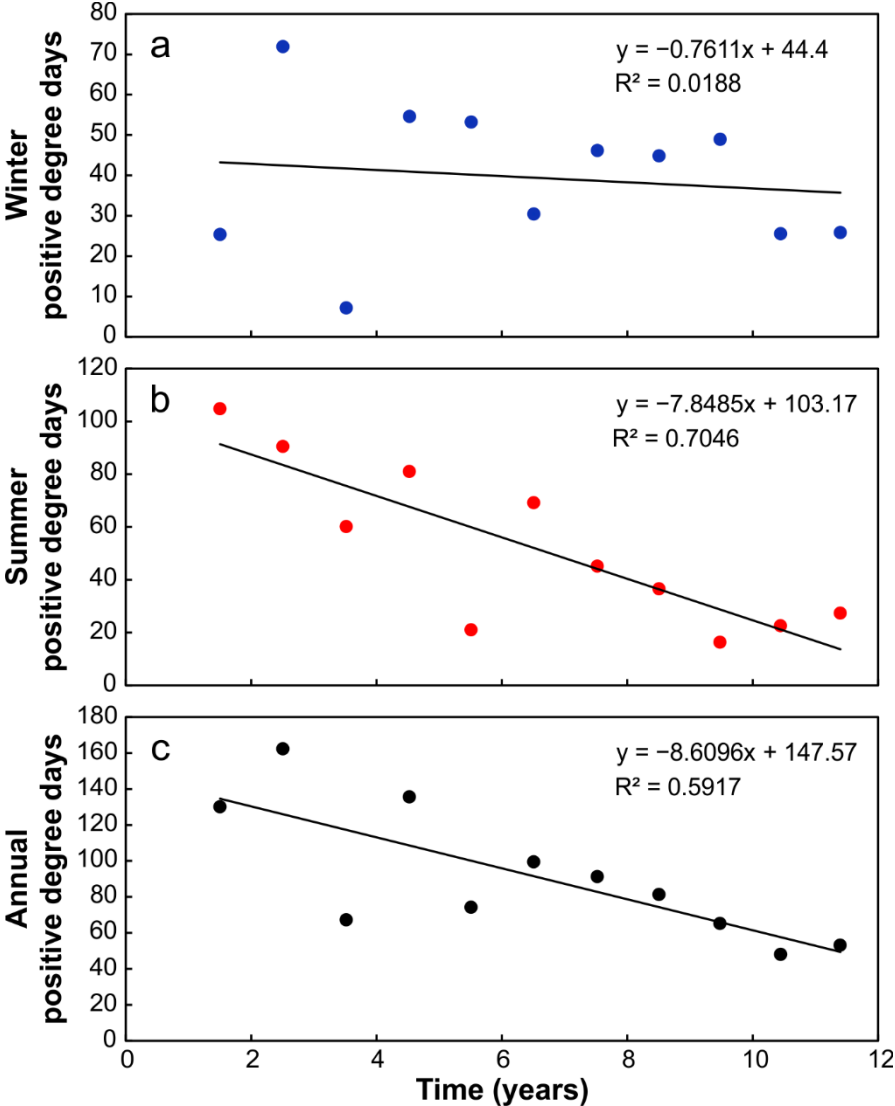


Fig. 4.6. PDD de invierno (A, verano (B) y anual (C), para el período 2004-2016.

Desde un punto de vista teórico, deberíamos esperar que las densidades al final del invierno se correlacionen con las temperaturas o los PDD invernales, y que las densidades al final del verano se correlacionen con las temperaturas medias anuales o con los PDD de todo el año. Sin embargo, en ambos casos las correlaciones son pobres (coeficientes de correlación < 0,2 para invierno y < 0,3 para los valores anuales). Solo la correlación entre las densidades de verano y las temperaturas o los PDD de verano es algo mayor (ambas cercanas a 0,5), probablemente porque la mayor parte de la fusión de nieve, la percolación y la recongelación tienen lugar durante el verano.

4.3.2 Efecto de las variaciones de la densidad en el cálculo del balance de masa

Hasta ahora hemos mostrado que la densidad de la nieve ha descendido durante nuestro período de estudio y que este descenso en la densidad está correlacionado con el reciente enfriamiento estival en la región, lo que implica una disminución en el proceso de fusión de nieve, percolación y posterior recongelación dentro del manto de nieve del glaciar. Sin embargo, como se discutió en la sección de motivación (4.1), no sabemos a priori si estos cambios de densidad pueden tener un efecto detectable en el cálculo del balance de masa superficial, porque la magnitud de los cambios podría ser escasa y, además, sus efectos sobre los balances de masa de invierno y de verano podrían en parte compensarse entre sí. Para determinarlo, diseñamos el procedimiento descrito en la Sección 4.2.5. Los resultados de aplicar dicho procedimiento a nuestros datos de acumulación y ablación para cada estación y cada año durante el período de estudio se muestran en la Tabla 4.2 y la Figura 4.7. Incluyen, por un lado, los balances de invierno, verano y anuales calculados usando, para cada año, las curvas de densidad de la nieve en función de la profundidad para el invierno y el verano de ese año ($\rho_w^k(H)$ y $\rho_s^k(H)$, respectivamente). También se muestran los resultados que se obtienen utilizando, para cada año, las regresiones lineales de la densidad en función de las profundidades, obtenidas para invierno y para verano, representativas de las condiciones más cálidas, que caracterizan el inicio de nuestro período de estudio (ecuaciones (4.3a) y (4.3b)). Por último, se presentan los resultados para una densidad similar pero constante, sin variación con la profundidad (los valores medios de las rectas dadas por las ecuaciones (4.3a) y (4.3b)). La tabla también incluye los cambios en el SMB calculado (invierno, verano y anual) en nuestra simulación de las condiciones más cálidas con respecto a los valores reales de densidad de la nieve (téngase en cuenta, sin embargo, que en la tabla proporcionamos los valores de $-\Delta B$, por lo que sus números simulan el cambio en el SMB en una transición de condiciones relativamente cálidas a más frías). Los datos en la Tabla 4.2 y la Figura 4.7 muestran claramente que el descenso de la densidad observada no tiene un efecto notable en el SMB calculado, especialmente en el SMB anual. Los cambios en los balances de invierno, verano y anuales (ΔB_w , ΔB_s y ΔB_a , respectivamente) están en casi todos los casos por debajo de la precisión estimada de los valores de SMB, que generalmente se asume que se encuentran dentro de 0,1-0,3 m w.e. (Jansson, 1999; Huss et al., 2009; Zemp et al., 2013). También se puede observar que las diferencias en los resultados entre los dos escenarios simulados (densidad típica de las condiciones iniciales más cálidas, en función de la profundidad o constantes en profundidad) son irrelevantes. Las diferencias en ΔB entre ambos casos apenas se pueden distinguir.

De los resultados de ΔB calculado, solo los de 2009-10 (no mostrados en la tabla) tuvieron valores algo relevantes ($\Delta B_a = -0,24$ m w.e. para $\rho(H)$ y $-0,23$ m w.e. para la ρ constante), pero decidimos excluir estos resultados porque los valores de densidad para esa campaña eran altamente anómalos. La desviación estándar de las densidades de ese año fue de 60 kg m^{-3} , más del doble que la media de las desviaciones estándar para los años restantes (25 kg m^{-3}). El año de balance 2009-10 fue realmente frío, con bajas temperaturas incluso durante el verano, por lo que son creíbles los bajos valores de densidad obtenidos. Sin embargo, la alta desviación estándar y el comportamiento inconsistente de los valores de densidad de las diferentes catas nos obligaron a descartar los datos de este año. De los años restantes, solo 2015-2016 muestra una ΔB mayor que 0,1 m w.e., aún dentro del rango de error habitual de 0,1-0,3 m w.e. Este también fue un año con invierno y verano fríos (aunque no tan frío como en 2009-10) y con baja fusión, pero en este caso los datos de densidad fueron más uniformes (comparados con los de 2009-10) y la desviación estándar aceptable (31 kg m^{-3}).

densidad de la nieve en verano tenga como consecuencia un balance de verano menos negativo (es decir, más positivo), estos cambios podrían compensarse entre sí. La mayoría de los datos anuales que se muestran en la Tabla 4.2 y la Figura 4.7 siguen esta tendencia, es decir, los valores de $-\Delta B_w$ son predominantemente negativos, mientras que los valores de $-\Delta B_s$ son en su mayoría positivos, equilibrándose en parte entre sí (una excepción notable es el año 2015-16, con $-\Delta B_s = -0,11$, probablemente debido a la alta densidad media para ese año, a pesar de ser un año frío). Sin embargo, debemos reconocer que las variaciones en el SMB producidas por los cambios observados en la densidad son pequeñas, incluso para los cambios de balance invernal y estival, quedando siempre dentro del rango de errores habituales para los SMB (excepto 2015-16, si consideramos el límite inferior del error en el SMB como 0,1 m w.e.). También verificamos cuál sería el cambio de densidad requerido para observar un impacto relevante en el SMB. Los resultados de estos experimentos muestran que el cambio de densidad debería ser de al menos 100 kg m^{-3} , lo que requeriría más de 50 años, si asumimos la tendencia actual en la densidad.

Esta insensibilidad del SMB calculado frente a los cambios de la densidad observados podría parecer decepcionante, pero tiene también su lectura positiva, ya que esto relaja la necesidad de realizar mediciones de densidad de nieve repetidas, precisas y costosas (en tiempo). Si, como resultado de mediciones de densidad precisas basadas en algunas campañas, tenemos disponible algún valor de densidad característico de nuestra zona de estudio, podemos usar este valor para el SMB de campañas posteriores sin tener que repetir mediciones de densidad detalladas para cada año de balance, porque se espera que las diferencias en los valores de los SMB calculados sean muy pequeñas y por debajo del valor normal del error del SMB. Además, podemos usar esta densidad en función de la profundidad o con su valor medio (promediado en profundidad), ya que la diferencia será irrelevante. Con respecto a esta observación, cabe destacar que nuestro estudio se realizó utilizando datos de glaciares que estaban experimentando un episodio de enfriamiento sostenido (>10 años) de aproximadamente $0,8 \text{ }^\circ\text{C}$ en 12 años, y por lo tanto nuestras conclusiones no deben extrapolarse directamente al caso de un escenario de calentamiento. Para hacernos una idea, probamos también un escenario, invirtiendo el producido en isla Livingston. Para generar un escenario de calentamiento tomamos como condiciones de densidad inicial las observadas al final de nuestro período de observación, terminando con las observadas al inicio, consiguiendo una tendencia invertida respecto a la actual. Luego utilizamos una densidad típica de las condiciones más frías, para volver a calcular el SMB para cada año individual y, una vez más, obtuvimos pequeños cambios en el SMB, por debajo del rango de error habitual de los cálculos de SMB (no incluimos los resultados porque no difieren mucho de los que se muestran en la Tabla 4.2). Sin embargo, bajo un escenario de calentamiento más severo, los cambios en la fusión, percolación y congelación dentro del manto de nieve podrían implicar cambios de densidad más marcados que podrían conllevar conclusiones diferentes. Además, un escenario de calentamiento intenso también podría suponer cambios en el régimen de precipitación (por ejemplo, lluvia más abundante) que probablemente tendría un impacto adicional en los cambios en la densidad del manto de nieve.

Capítulo 5

Balance de masa reciente de los glaciares Johnsons y Hurd

Este capítulo, junto con el anterior, constituyen la esencia de esta tesis doctoral. En el presente capítulo abordaremos el reanálisis del balance de masa de los glaciares Hurd y Johnsons calculado, usando el método glaciológico, por Navarro et al. (2013) para los años hidrológicos 2002-2011, y extenderemos la serie de balances de masa hasta el año hidrológico 2016. Adicionalmente, calcularemos el balance de masa geodésico para el periodo 2000-2013, que compararemos con la media de los balances glaciológicos de los años correspondientes. Compararemos también nuestro balance geodésico para 2000-2013 con el calculado por Molina et al. (2007) para el periodo 1957-2000, con objeto de analizar su evolución entre ambos periodos. Completaremos el análisis del balance de masa estimando, de forma aproximada, la ablación frontal del glaciar Johnsons, revisitando el flujo de *calving* estimado por Navarro et al. (2013) y recalculándolo de una forma alternativa. Esto nos permitirá conocer el balance de masa total de los glaciares Johnsons y Hurd. Concluiremos el capítulo con el análisis de la evolución del balance de masa reciente de estos glaciares en el contexto de la evolución climática regional.

5.1 Serie histórica de balance de masa climático 2002-2011

Recordemos, en primer lugar, que, puesto que consideramos despreciable el balance de masa interno, el balance de masa climático coincide con el balance de masa en superficie y ambos términos pueden utilizarse indistintamente. Iniciamos el capítulo con la revisión de la serie histórica de balances de masa en superficie calculados por Navarro et al. (2013). Estos autores calcularon, usando el método glaciológico (descrito de forma general en la Sección 2.2.1.1 y para nuestro caso concreto en la Sección 4.2.4), los balances de masa en superficie de los glaciares Hurd y Johnsons para los años hidrológicos 2002-2011. Los cálculos se basaron en las observaciones en la red de estacas de estos glaciares descrita en la Sección 3.2.1 y que se muestra en la Figura 3.2d. Sus resultados aparecen representados en la Figura 5.1. Para ambos glaciares, se observa que los balances de masa anuales son habitualmente negativos al principio del periodo analizado y pasan a ser predominantemente positivos hacia el final del periodo de estudio. También para ambos glaciares se observa una mayor variabilidad del balance de verano frente al de invierno, aunque el balance de invierno, poco variable durante los primeros años, aumenta claramente su variabilidad en los últimos años del periodo. Los años de balance anual positivo están asociados tanto a años con escasa fusión como a años con acumulación superior a la media del periodo.

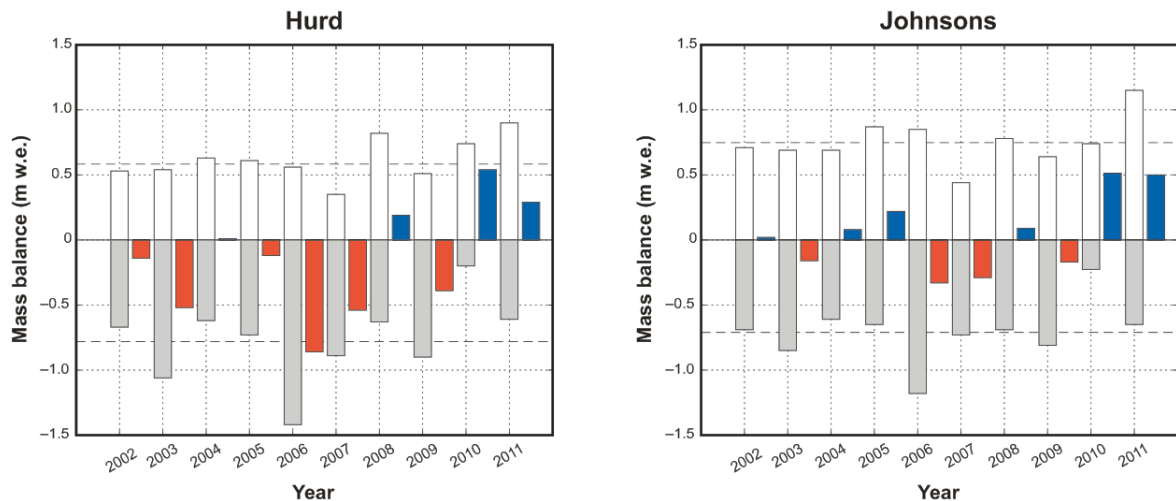


Fig. 5.1. Balances de masa en superficie de los glaciares Hurd (izquierda) y Johnsons (derecha) calculados por Navarro et al. (2013) para los años hidrológicos 2002-2011, usando el método glaciológico. Para cada año, la barra blanca representa el balance de invierno, B_w , la barra gris el balance de verano, B_s , y la barra azul o roja a su derecha el balance anual, B_a , resultante, representado en azul si es positivo y en rojo si es negativo. Las líneas a trazos representan los valores medios, a lo largo del periodo 2002-2011, de los balances de invierno (línea a trazos superior) y de verano (línea a trazos inferior). Fuente: Navarro et al. (2013).

Puesto que estos glaciares, durante el periodo en estudio, tuvieron cambios de geometría del glaciar (altitud de la superficie y posición de los frentes) moderados, Navarro et al. (2013) basaron sus cálculos de balance de masa, para toda la serie considerada, en una misma geometría del glaciar, la definida por el DEM del año 2000, y con una posición de los frentes glaciares también fija (nuevamente, la correspondiente al año 2000). No obstante, esta situación de cambios de geometría moderados no tiene porqué mantenerse en el futuro. Incluso, aunque sean moderados los cambios anuales, pasado un cierto número de años los cambios acumulativos pueden llegar a ser significativos. Además, se descubrió que algunas de las divisorias que definen la frontera entre estas cuencas glaciares y otras colindantes no estaban definidas con suficiente precisión, pudiendo dar lugar a pequeñas diferencias en las estimaciones de balance de masa en superficie. Por estas razones, se decidió acometer una definición de las divisorias de hielo más precisa y un reanálisis de los datos de balance climático para estas nuevas divisorias, pero considerando además la variación interanual de las posiciones de los frentes glaciares y utilizando para cada año un DEM que se ajustara a la geometría del mismo. Estas mejoras se describen en las secciones que siguen.

5.2 Revisión de datos de la serie histórica y extensión al periodo 2002-2016

Según se ha justificado en la sección anterior, se pretende recalcular los balances de masa de los glaciares Johnsons y Hurd estimados previamente por Navarro et al. (2013) para 2002-2011, utilizando, para cada año, un DEM y unas fronteras del glaciar específicos de ese año. Se extenderá además la serie para cubrir el conjunto de años hidrológicos 2002-2016. En las tres primeras subsecciones se describirá cada una de las mejoras implementadas y, en la siguiente, los resultados obtenidos para el balance de masa climático para esta nueva configuración de los glaciares.

5.2.1 Divisorias de hielo actualizadas

Las divisorias de hielo utilizadas por Navarro et al. (2013) (Fig. 5.2a) estaban basadas en la delimitación manual a partir de las curvas de nivel del DEM de la superficie de los glaciares del año 2000. Para conseguir una mejor resolución en la definición de divisorias, se realizaron en la campaña antártica 2012-2013 medidas de la superficie del glaciar con GNSS diferencial en las zonas a ambos lados de la divisoria, con objeto de determinar, a partir de ellas, la zona de cambio de pendiente, que correspondería a la divisoria. Las medidas se centraron en la divisoria que separa la zona noreste del glaciar Johnsons de la cuenca glaciar al noreste del mismo, las zonas que separan los glaciares Johnsons y Hurd de las cuencas glaciares al sureste que drenan hacia bahía Falsa y la divisoria de hielo entre los glaciares Johnsons y Hurd. Esta última quedó definida con mucho menor precisión, debido a las suaves pendientes en buena parte de la zona de divisoria. De hecho, análisis posteriores hicieron descartar esta divisoria, ya que su posición era inconsistente con las velocidades del glaciar observadas en esa zona. Las divisorias mencionadas fueron las utilizadas en Rodríguez-Cielos (2014) y en Rodríguez-Cielos et al. (2016).

En esta tesis, hemos utilizado otras divisorias recientemente definidas en nuestro grupo de investigación en base al DEM construido, fundamentalmente, a partir de las imágenes TanDEM-X de 2014 elaborado por el investigador de nuestro grupo Pablo Sánchez Gámez, por lo que a continuación describimos este DEM con cierto detalle.

5.2.1.1 DEM TanDEM-X de península Hurd de 04/08/2014

El DEM está generado a partir de imágenes TanDEM-X y TerraSAR-X¹. TanDEM-X cuenta con un conjunto de antenas activas en fase (*active phased array*)² que trabaja en la banda X. La escena utilizada fue adquirida el 04/08/2014 en la órbita ascendente número 39585, con un ángulo de incidencia $\sim 38.5^\circ$ y una altura de ambigüedad de ~ 166 m.

Se preparó un DEM de referencia del área a partir del GDEM de ASTER³. Este DEM se usó para geocodificar, generando una tabla de consulta que permite la conversión entre geometría del mapa y geometría del SAR y viceversa. Esto permite generar una fase interferométrica simulada y un interferograma diferencial. El siguiente paso fue el desenvolvimiento (*unwrapping*) de fase, cuyos errores asociados deben ser controlados cuidadosamente. Para eliminar las inclinaciones, las fases desenvueltas se convirtieron a alturas absolutas usando el DEM de referencia disponible. La hipótesis base es que las desviaciones respecto al DEM de referencia deberían ser cero y carentes de tendencia lineal.

El DEM generado tiene una resolución horizontal de 12 m y un error cuadrático medio (RMSE) menor que 1,4 m cuando se contrasta con medidas GPS (Wessel et al., 2018) sobre terreno libre de hielo/nieve. Cuando se usa sobre terreno glaciado su comportamiento es peor, con una desviación media en altura de $-2,83$ m y una exactitud en altura con error

¹ TanDEM-X (TerraSAR-X add-on for Digital Elevation Measurement) es un satélite radar, gemelo del satélite TerraSAR-X. Se usa también el nombre TanDEM-X para referirse a la misión que comprende los satélites gemelos en formación cerrada, con una distancia controlada entre 250 y 500 m. En adelante, lo usaremos en este sentido.

² Un conjunto de antenas en fase es un conjunto de antenas, controlado electrónicamente, que crea un haz de ondas que pueden ser emitidos en cualquier dirección sin necesidad de mover las antenas. Activo significa que cada elemento de antena recibe, además de desplazamiento en fase, amplificación de la señal (tanto en emisión como en recepción).

³ Global Digital Elevation Model (GDEM) del Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER).

lineal (90% de confianza) de 6,37 m cuando se compara con medidas de ICESat (Rizzoli et al., 2017). En nuestro caso concreto de isla Livingston, este último error fue de 6,33 m.

5.2.1.2 Definición de las divisorias

La información de divisorias entre Hurd y Johnsons, y entre cada uno de ellos y sus glaciares colindantes, se calculó a partir del DEM de TanDEM-X de 04/08/2014 arriba descrito, usando los programas de delimitación de cuencas hidrológicas:

- Catchment area (Terrain Analysis-Hydrology), de SAGAGIS,
- r.flow, de GRASS GIS,

Adicionalmente, se tuvieron en cuenta (aunque sólo parcialmente) las divisorias determinadas en ciertas zonas mediante medidas in situ de cambio de pendiente realizadas por Ricardo Rodríguez en la campaña 2012-2013 (algunas, en particular las de la divisoria entre Johnsons y Hurd, no eran consistentes ni con el DEM de TanDEM-X 2014, ni con el DEM de 2000, ni con las direcciones de movimiento de las estacas de la zona de divisoria).

En la Figura 5.2a pueden verse las divisorias de hielo entre Johnsons y Hurd y otros glaciares colindantes, y el detalle de la divisoria entre Johnsons y Hurd se muestra en la Figura 5.2b.

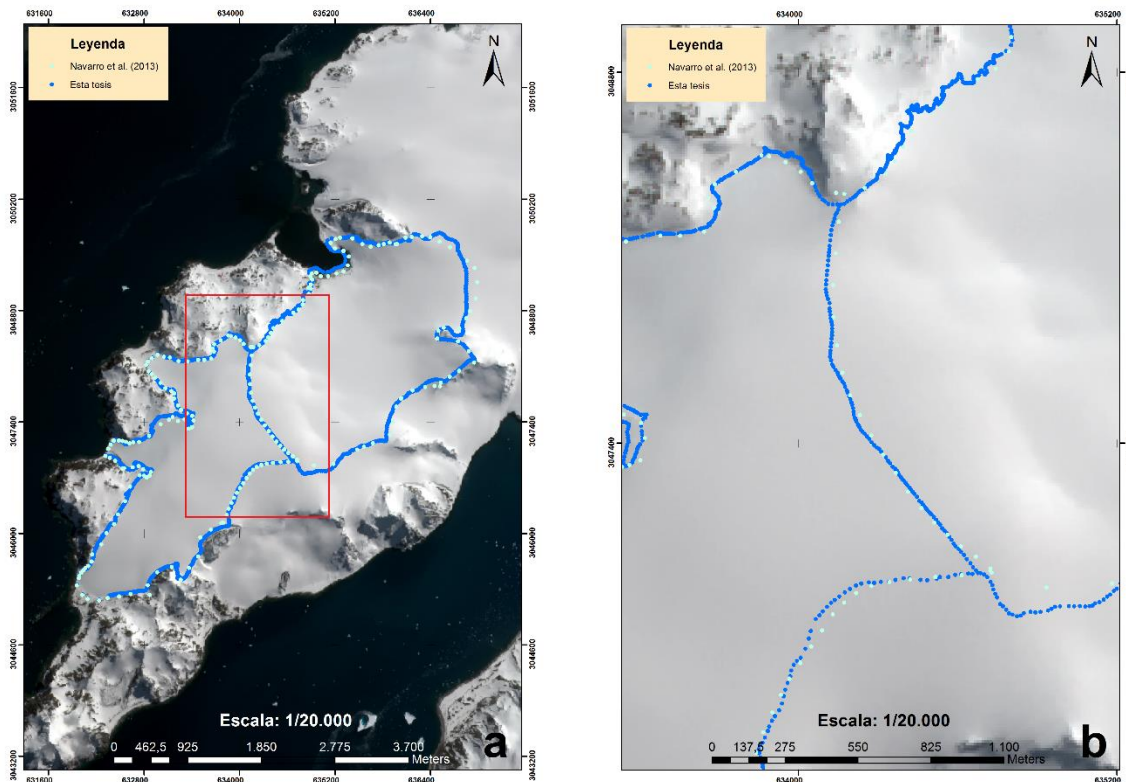


Fig. 5.2. a) Fronteras de los glaciares Hurd y Johnsons usadas en el estudio de Navarro et al. (2013) (puntos azul claro) y en esta tesis (puntos azul oscuro) para el cálculo del balance de masa climático (en el caso de esta tesis, los frentes mostrados son los utilizados en el cálculo del balance de masa 2001-2002). La mayor diferencia se aprecia en la zona noreste del glaciar Johnsons, en la divisoria que lo separa del resto de los glaciares al noreste de península Hurd). b) Detalle de la divisoria de hielo entre los glaciares Johnsons y Hurd (rectángulo en panel a).

5.2.2 Posición variable de los frentes glaciares

La posición de las fronteras del glaciar en las zonas de contacto con las paredes de las montañas circundantes y las divisorias de hielo que separan nuestros glaciares de otros colindantes (descritas en la sección anterior) la consideramos aproximadamente estacionaria. A ella le añadimos las posiciones variables de los frentes (frente de *calving* del glaciar Johnsons y frentes con terminación en tierra de los lóbulos Argentina, Las Palmas y Sally Rocks del glaciar Hurd). Para éstas, no se dispone de posiciones medidas en todos los años. Las disponibles han sido descritas en el apartado 3.2.5.1. Para aquellos años en los que no se disponía de ellas, las posiciones de los frentes las hemos interpolado linealmente entre las correspondientes a las medidas anterior y posterior.

5.2.2.1 Frentes con terminación en mar (Johnsons)

En este caso, según hemos descrito en el apartado 3.2.5.1, se disponía de posiciones obtenidas por restitución fotogramétrica terrestre al final de las campañas 2000-2001, 2012-2013 y 2016-2017, y a través de restitución de fotografías aéreas de fechas 03/02/2007 y 29/01/2010. Estas posiciones medidas se muestran en la Figura 5.3a. Las posiciones de los años intermedios fueron interpoladas.

5.2.2.2 Frentes con terminación en tierra (Argentina, Las Palmas, Sally Rocks)

En este caso, según se ha descrito en el apartado 3.2.5.1, se disponía de posiciones medidas con GNSS diferencial al final de las campañas estivales antárticas (normalmente, finales de febrero o principios de marzo) 2000-2001, 2004-2005, 2005-2006, 2007-2008, 2008-2009, 2009-2010, 2010-2011, 2011-2012, 2016-2017 (para esta última campaña, sólo para el lóbulo Argentina del glaciar Hurd) y 2017-2018. Estas posiciones medidas se muestran en las figuras 5.3b, 5.3c y 5.3d. Las posiciones de los años intermedios fueron interpoladas. Las posiciones medidas en 2017-2018 se incluyen porque, aunque no hemos calculado el balance de masa para ese año, se han utilizado para interpolar las posiciones de los frentes de Las Palmas y Sally Rocks entre 2011-2012 y 2017-2018.

5.2.3 Mapas digitales de la superficie glaciar actualizados

Estamos interesados en disponer de un DEM para cada año de cálculo del balance de masas de superficie por el método glaciológico. Sin embargo, sólo disponemos de mapas de suficiente calidad para diciembre de 2000 y febrero de 2013. Para disponer de un DEM aproximado para los años intermedios, hemos desarrollado en nuestro grupo de investigación un procedimiento de obtención de las superficies intermedias por interpolación a partir de dos superficies dadas por sendos DEM (en nuestro caso, los de 2000 y 2013). Este procedimiento es parte del trabajo de tesis doctoral de Darlington Mensah y utiliza a su vez datos de balance de masas proporcionados por la autora de la presente tesis doctoral.

Este procedimiento estima la altitud en cualquier punto de la superficie del glaciar en cualquier momento entre las fechas de dos topografías existentes, utilizando datos estacionales de balance de masa en superficie entre las fechas de esas dos topografías. A partir de la interpolación espacial de la altitud de la superficie en las fechas inicial y final, el método reconstruye la altitud de la superficie en cualquier momento en ese periodo, en dos pasos: primero, estima el cambio de altitud debido al balance de masa en superficie y, después, estima el cambio de altitud debido a dinámica glaciar. En nuestro caso, aplicamos este procedimiento para estimar los DEM de fin de marzo de cada año entre 2000 y 2013. Para estimar los DEM de marzo de 2014, 2015 y 2016, utilizamos un procedimiento análogo,

pero extrapolando linealmente los cambios dinámicos, lo cual genera un error mayor, que además crece según nos alejamos de la fecha del último DEM disponible (febrero de 2013).

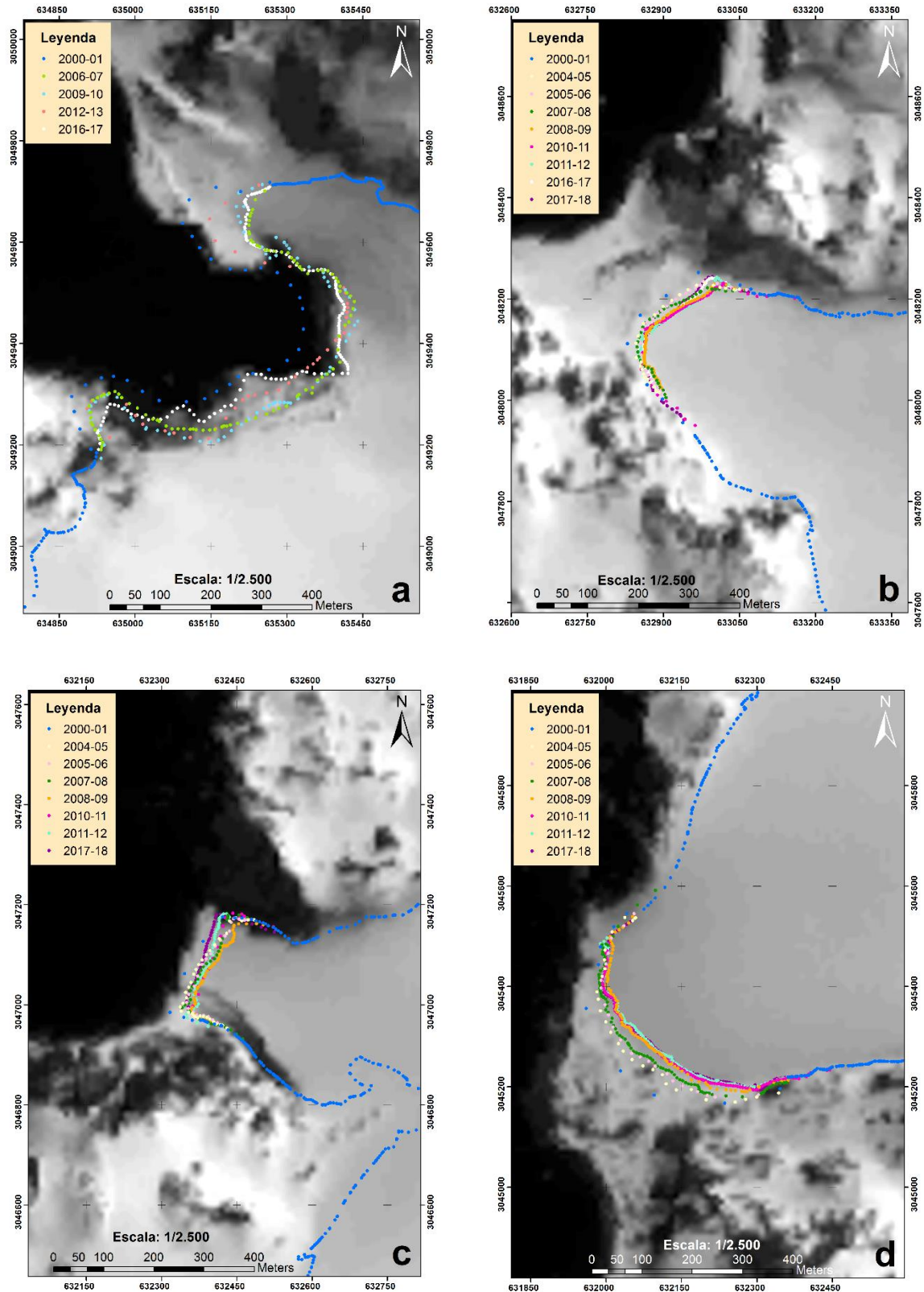


Fig. 5.3. Posición de los frentes del glaciar Johnsons (a), y los lóbulos Argentina (b), Las Palmas (c) y Sally Rocks (d) del glaciar Hurd en distintos años. La imagen de fondo es la escena TanDEM-X de 04/08/2014.

El uso de datos de balance de masa en superficie para construir un DEM que, a su vez, se va a utilizar para realizar cálculos de balance de masa, puede interpretarse como un procedimiento sesgado. Efectivamente lo está en cierto modo, pero es claramente preferible a utilizar un DEM fijo y obsoleto. El uso del DEM intermedio siempre supondrá una mejora a los resultados. Por otra parte, el procedimiento de obtención del DEM intermedio puede aplicarse de forma iterativa, mejorando así la aproximación en las iteraciones sucesivas. Con el balance de masa calculado con el DEM inicial (supuesto fijo), se calcula el DEM del momento intermedio entre los DEM inicial y final. Para este DEM intermedio, recalculamos el balance de masa, que a su vez utilizamos para recalcular el DEM intermedio, y así sucesivamente.

5.2.4 Resultados y discusión: valores revisados de los balances de masa climáticos

Para cada año hidrológico entre 2002 y 2016 (para Hurd) hemos calculado, usando las divisorias descritas en la sección 5.2.1 y, para cada año, la frontera y superficie del glaciar específicas de ese año, descritas en los secciones 5.2.2 y 5.2.3 (respectivamente), los balances de masa climáticos de invierno, de verano y anual (B_w , B_s , B_a), la altitud de la línea de equilibrio (ELA) y la razón de área de acumulación (AAR). El cálculo del balance de masa lo hemos efectuado usando el método glaciológico (descrito de forma general en el Apartado 2.2.1.1 y, para nuestro caso concreto, en la Sección 4.2.4). Los resultados se muestran en las tablas 5.1 y 5.2. Junto a ellos se muestran, para referencia, los obtenidos usando una geometría del glaciar fija (correspondiente al inicio del periodo) y las diferencias entre los cálculos previos y los nuevos. Los cálculos previos para los años hidrológicos del 2002 al 2011 corresponden a Navarro et al. (2013) y los restantes han sido calculados en esta tesis usando la misma geometría fija para todos los años usada por Navarro et al. (2013).

Considerando la elevada densidad de estacas de la red de Hurd-Johnsons y su cobertura bastante uniforme y completa de la superficie de los glaciares, así como las correcciones (e.g. por inclinación) efectuadas a las lecturas de estacas y la realización de medidas de densidad de la capa de nieve tanto al inicio como al final de cada temporada de fusión, tomamos como errores para B_w y B_s un valor del orden de 0,1 m w.e., de donde resulta un error del orden de 0,14 m w.e. para B_a , como resultado de la raíz de la suma cuadrática de los errores en B_w y B_s . Análogamente, resultan errores del orden de 0,14 m w.e. para ΔB_w y ΔB_s , y de 0,2 m w.e. para ΔB_a . El error en la ELA viene definido por la amplitud del rango de altitudes utilizado para determinarla (5 m) y como error relativo para la AAR tomamos el porcentaje que, sobre el área total del glaciar, representa la media de las áreas correspondientes a las bandas de altitud de 20 m que corresponden a la ELA media de cada glaciar (174 m para Hurd y 139 m para Johnsons) y sus bandas superior e inferior. Resultan así errores relativos del 7% para Hurd y el 6% para Johnsons, que redondeamos por exceso al 10% en ambos casos.

La hipsometría (distribución del área en función de la altitud) de ambos glaciares se muestra en la Figura 5.4, donde se muestra también un ejemplo de curva de balance anual en función de la altitud en la que se ilustra el procedimiento de determinación de la ELA. Un ejemplo de mapa de distribución espacial de los balances (puntuales) b_w , b_s y b_a se muestra en la Figura 5.5. Figuras similares a éstas, para cada uno de los glaciares y años, se muestran en el Apéndice C, junto con figuras de los gradientes de ablación (ablación b_s en cada estaca como función de la altitud y su ajuste por mínimos cuadrados a una recta) y de los balances b_w , b_s y b_a como funciones de la altitud.

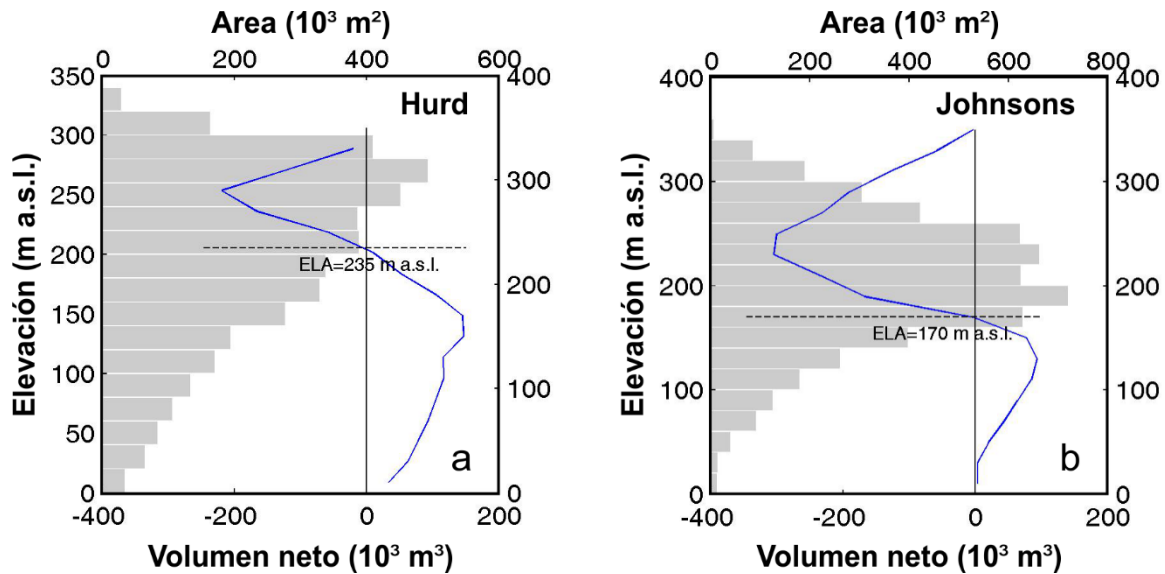


Fig. 5.4. Hipsometría (histograma) y muestra de curva de balance climático anual (2004-2005) versus elevación (línea azul) de los glaciares Hurd (a) y Johnsons (b). La línea vertical negra muestra al balance anual cero, por lo que su corte con la curva de balance vs. elevación da la altitud de la línea de equilibrio (ELA, línea a trazos horizontal negra).

Respecto a los resultados de balances de masa, ELA y AAR mostrados en las tablas 5.1 y 5.2, nos centramos en primer lugar en analizar los cambios implicados por el uso del nuevo procedimiento, que tiene en cuenta la geometría del glaciar específico de cada año, frente al anterior, que consideraba una geometría de glaciar fija para todos los años. Es decir, nos centraremos en los datos reflejados en la tercera columna de cada variable. Tras ello, y con el apoyo de figuras y tablas posteriores, analizaremos los resultados obtenidos para la serie completa usando el nuevo procedimiento con geometría variable (es decir, nos centraremos en la segunda columna de cada variable), fijándonos en lo que estos datos aportan de cara a la caracterización del comportamiento de estos glaciares.

En primer lugar, y éste es el resultado fundamental a destacar, vemos que el uso del nuevo procedimiento, aunque supone trabajar con un escenario más próximo a la realidad, no implica diferencias significativas en los resultados referentes a balance de masa, ELA o AAR, pues en prácticamente todos los casos las diferencias obtenidas al usar uno u otro método están por debajo de los márgenes de error en las estimaciones. Para ser más precisos, los valores de ΔB_w , ΔB_s y ΔB_a están en todo caso por debajo de los márgenes de error en las estimaciones, del orden de 0,10 m w.e. para B_w y B_s , 0,15 m w.e. para ΔB_w , ΔB_s y B_a , y 0,2 m w.e. para ΔB_a , según hemos comentado anteriormente. Este resultado no debería ser desalentador. El procedimiento que hemos utilizado en esta tesis es, teóricamente, más preciso que el utilizado en Navarro et al. (2013). Sin embargo, en el caso particular de los años de balance analizados para los glaciares Hurd y Johnsons, como éstos han permanecido prácticamente en equilibrio, con cambios de geometría apenas significativos y balances de masa próximos a cero, no resulta sorprendente que apenas haya diferencias entre los resultados de ambos procedimientos. Pero, en una situación como la habitual en la mayoría de los glaciares del globo, con glaciares adelgazando y en recesión y con balances de masa claramente negativos, el haber utilizado una geometría fija o una ajustada a cada año habría resultado significativo, tanto más cuantos más años estuviera separado el año de balance en estudio del año para el cual se determinó la geometría (superficie y fronteras) del glaciar (véanse, a este respecto, Huss et al. (2009) y Zemp et al. (2013)).

Tabla 5.1 Balance de masa climático (B_w -invierno, B_s -verano, B_a -anual), altitud de la línea de equilibrio (ELA) y razón de acumulación (AAR) del Glaciar Hurd para los años hidrológicos 2002-2016. Para cada variable se incluyen los valores calculados usando una geometría del glaciar (superficie, fronteras) fija para todos los años, correspondiente al inicio del periodo medida ("Previo"), los calculados usando una geometría propia de cada año ("Nuevo") y la diferencia entre ambos (" Δ "). Los errores asumidos para cada año son 0,1 m w.e. para B_w y B_s , 0,2 m w.e. para B_a , 5 m para la ELA y 10% la AAR. En las dos últimas filas se incluyen los valores medios de cada variable, a lo largo del periodo 2002-2016, y sus desviaciones típicas correspondientes.

Año	Balance de masa climático, Glaciar Hurd														
	B_w (m w.e.)			B_s (m w.e.)			B_a (m w.e.)			ELA (m)			AAR (%)		
	Previo	Nuevo	ΔB_w	Previo	Nuevo	ΔB_s	Previo	Nuevo	ΔB_a	Previo	Nuevo	ΔELA	Previo	Nuevo	ΔAAR
2001-02	0.53	0.53	0.00	-0.67	-0.77	-0.10	-0.14	-0.25	-0.11	240	245	5	36	35	-1
2002-03	0.54	0.54	0.00	-1.06	-0.97	0.09	-0.52	-0.42	0.10	310	305	-5	11	15	3
2003-04	0.63	0.63	0.00	-0.62	-0.67	-0.05	0.01	-0.04	-0.05	205	245	40	54	39	-15
2004-05	0.61	0.67	0.06	-0.73	-0.86	-0.13	-0.12	-0.19	-0.07	235	245	10	41	35	-6
2005-06	0.56	0.64	0.08	-1.42	-1.53	-0.11	-0.86	-0.88	-0.02	280	285	5	20	17	-3
2006-07	0.35	0.36	0.01	-0.89	-0.88	0.01	-0.54	-0.52	0.02	280	280	0	22	22	1
2007-08	0.82	0.83	0.01	-0.63	-0.69	-0.06	0.19	0.14	-0.05	185	190	5	69	60	-8
2008-09	0.51	0.51	0.00	-0.90	-0.93	-0.03	-0.39	-0.42	-0.03	250	255	5	34	34	0
2009-10	0.74	0.74	0.00	-0.20	-0.35	-0.15	0.54	0.39	-0.15	0	0	0	100	100	0
2010-11	0.90	0.91	0.01	-0.61	-0.60	0.01	0.29	0.30	0.01	130	120	-10	76	77	1
2011-12	0.52	0.51	-0.01	-0.71	-0.70	0.01	-0.19	-0.18	0.01	225	220	-5	43	42	-1
2012-13	0.78	0.75	-0.03	-0.57	-0.59	-0.02	0.21	0.16	-0.05	95	100	5	83	80	-3
2013-14	0.67	0.67	0.00	-0.27	-0.26	0.01	0.40	0.41	0.01	0	0	0	100	100	0
2014-15	0.94	0.94	0.00	-0.38	-0.37	0.01	0.56	0.57	0.01	0	0	0	100	100	0
2015-16	0.67	0.68	0.01	-0.40	-0.38	0.02	0.27	0.29	0.02	115	115	0	84	84	0
Media	0.65	0.66	0.01	-0.67	-0.70	-0.03	-0.02	-0.04	-0.02	170	174	4	58	56	-2
Desv tip	0.16	0.16	0.03	0.31	0.32	0.07	0.42	0.41	0.06	107	109	11	31	31	5

Tabla 5.2. Balance de masa climático (B_w -invierno, B_s -verano, B_a -anual), altitud de la línea de equilibrio (ELA) y razón de acumulación (AAR) del Glaciar Johnsons para los años hidrológicos 2002-2016. Para cada variable se incluyen los valores calculados usando una geometría del glaciar (superficie, fronteras) fija para todos los años, correspondiente al inicio del periodo medida ("Previo"), los calculados usando una geometría propia de cada año ("Nuevo") y la diferencia entre ambos (" Δ "). Los errores asumidos para cada año son 0,1 m w.e. para B_w y B_s , 0,2 m w.e. para B_a , 5 m para la ELA y 10% la AAR. En las dos últimas filas se incluyen los valores medios de cada variable, a lo largo del periodo 2002-2016, y sus desviaciones típicas correspondientes.

Año	Balance de masa climático, Glaciar Johnsons														
	B_w (m w.e.)			B_s (m w.e.)			B_a (m w.e.)			ELA (m)			AAR (%)		
	Previo	Nuevo	ΔB_w	Previo	Nuevo	ΔB_s	Previo	Nuevo	ΔB_a	Previo	Nuevo	ΔELA	Previo	Nuevo	ΔAAR
2001-02	0.71	0.72	0.01	-0.69	-0.69	0.00	0.02	0.04	0.02	190	175	-15	55	64	9
2002-03	0.69	0.69	0.00	-0.85	-0.79	0.06	-0.16	-0.10	0.06	235	185	-50	39	55	16
2003-04	0.69	0.70	0.01	-0.61	-0.62	-0.01	0.08	0.08	0.00	175	165	-10	66	69	3
2004-05	0.87	1.02	0.15	-0.65	-0.72	-0.07	0.22	0.30	0.08	165	165	0	76	73	-3
2005-06	0.85	1.10	0.25	-1.18	-1.21	-0.03	-0.33	-0.12	0.21	225	185	-40	43	57	14
2006-07	0.44	0.44	0.00	-0.73	-0.73	0.00	-0.29	-0.29	0.00	220	225	5	42	43	1
2007-08	0.78	0.80	0.02	-0.69	-0.69	0.00	0.09	0.11	0.02	180	170	-10	67	71	4
2008-09	0.64	0.64	0.00	-0.81	-0.80	0.01	-0.17	-0.16	0.01	210	190	-20	37	50	13
2009-10	0.74	0.74	0.00	-0.23	-0.37	-0.14	0.51	0.37	-0.14	105	120	15	93	91	-2
2010-11	1.15	1.14	-0.01	-0.65	-0.65	0.00	0.50	0.49	-0.01	135	135	0	90	89	0
2011-12	0.71	0.72	0.01	-0.56	-0.57	-0.01	0.15	0.16	0.01	150	150	0	80	79	-1
2012-13	0.90	0.87	-0.03	-0.51	-0.52	-0.01	0.39	0.35	-0.04	130	120	-10	89	92	3
2013-14	0.75	0.75	0.00	-0.16	-0.16	0.00	0.59	0.59	0.00	0	0	0	100	100	0
2014-15	1.10	1.09	-0.01	-0.35	-0.35	0.00	0.75	0.75	0.00	0	0	0	100	100	0
2015-16	0.89	0.89	0.00	-0.36	-0.36	0.00	0.53	0.53	0.00	100	105	5	96	96	0
Media	0.79	0.82	0.03	-0.60	-0.62	-0.01	0.19	0.21	0.01	148	139	-9	72	75	4
Desv típ	0.18	0.20	0.07	0.26	0.25	0.04	0.34	0.31	0.07	73	65	17	23	19	6

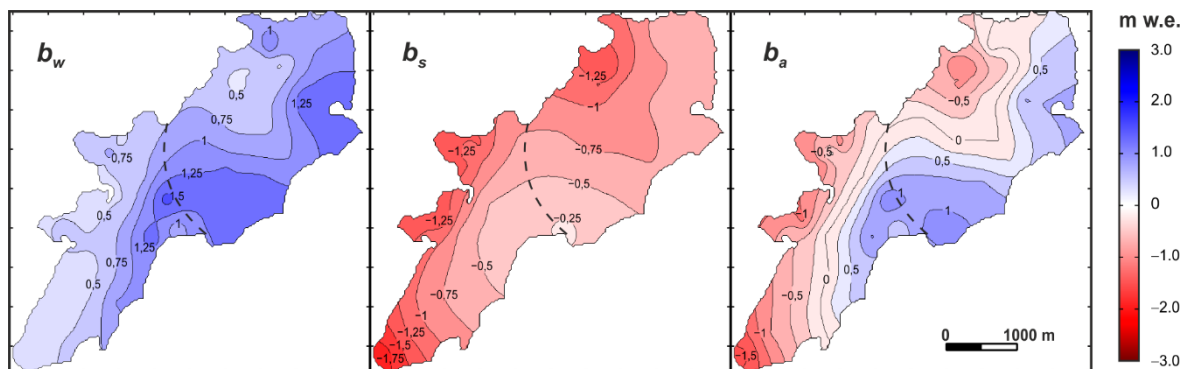


Fig. 5.5. Un ejemplo de mapa de distribución espacial de los balances (puntuales) b_w , b_s y b_a . El ejemplo mostrado corresponde al año hidrológico 2005.

Fijándonos, en las tablas 5.1 y 5.2, en los valores de las diferencias que están próximas o por encima de los márgenes de error de las estimaciones, y centrándonos en primer lugar en los balances de masa, vemos que el único año para el que el balance anual presenta, para ambos glaciares, una diferencia ΔB_a próxima (aunque aún por debajo) del margen de error es el año hidrológico 2010, y vemos que esta diferencia cabe atribuirla exclusivamente a la diferencia en el balance de verano. Desgraciadamente, no tenemos una explicación para esta diferencia. De hecho, éste fue un año especialmente frío, en particular durante el verano austral, que tuvo una temperatura media de $0,8\text{ }^{\circ}\text{C}$ en la BAE Juan Carlos I, 1°C por debajo de la media del periodo analizado. Esto se manifiesta en uno de los balances de verano (ablación) de las fusiones más bajas de la serie (véanse datos del año 2010 en las figuras 5.6 y 5.7). También se dio una variación de la ablación con la altitud muy baja, de sólo $-0.14\text{ m w.e. (100 m)}^{-1}$ (Fig. C18.c del Apéndice C), frente a los $-0.75\text{ m w.e. (100 m)}^{-1}$ del año anterior (Fig. C16.c) y los $-0.27\text{ m w.e. (100 m)}^{-1}$ del año posterior (Fig. C20.c). Pero este bajo gradiente de ablación llevaría, sin embargo, a una insensibilidad del cálculo del balance de verano (ablación) respecto a las variaciones en la altitud derivadas del uso de una u otra topografía de la superficie, lo que contrasta con nuestros resultados.

En el caso del glaciar Johnsons, hay un año hidrológico, 2006, para el que ΔB_a rebasa muy ligeramente el margen de error de las estimaciones, y en este caso la diferencia cabe atribuirla enteramente a la diferencia en el balance de invierno (que es la mayor de todas las que se muestran en las tablas, con un valor de $0,25\text{ m w.e.}$). Nuevamente, nos enfrentamos con una situación para la que carecemos de explicación. Aunque este año tuvo un verano bastante cálido y muestra la ablación más intensa de la serie (véanse figuras 5.6 y 5.7), según hemos indicado la diferencia entre los resultados de ambos procedimientos radica en ΔB_w y, sin embargo, la temperatura media del invierno austral extendido (marzo-noviembre) fue próxima a la media del conjunto de años en estudio. Resumiendo, y dado que los casos analizados muestran errores muy próximos (incluso ligeramente inferiores) a los márgenes de error estimados, y que carecen de explicación lógica, cabe atribuir las diferencias a los propios errores inherentes al procedimiento de cálculo, sin ser relevante la geometría del glaciar (fija o ajustada al año en estudio) utilizada.

Centrándonos ahora en la ELA y la AAR, vemos que las diferencias más significativas corresponden, para Hurd, al año hidrológico 2004 ($\Delta ELA = 40\text{ m}$ y $\Delta AAR = -15\%$) y, para Johnsons, a los años hidrológicos 2003 ($\Delta ELA = -50\text{ m}$ y $\Delta AAR = 16\%$) y 2006 ($\Delta ELA = -40\text{ m}$ y $\Delta AAR = 14\%$). La explicación, en este caso, de la discrepancia, es bastante clara: se debe a que el gradiente vertical del balance anual $b_a(z)$ es muy grande en las proximidades

de la recta $b_a = 0$ ⁴; en otras palabras, la recta $b_a(z)$ discurre bastante paralela a la recta vertical $b_a = 0$, por lo que la posición de la ELA es muy inestable (figuras, del Apéndice C, C7.b para Hurd-2004, C4.b para Johnsons-2003 y C10.b para Johnsons-2006, este último caso menos marcado).

La evolución temporal de los balances climáticos B_w , B_s y B_a , a lo largo del periodo 2002-2016, se ilustra en las figuras 5.6 y 5.7, respectivamente. Puede observarse la transición de balances anuales típicamente negativos al principio del periodo a balances predominantemente positivos en la segunda parte del mismo (a partir del año hidrológico 2010). En la Figura 5.8 se muestra el balance de masa climático acumulativo de ambos glaciares, donde se aprecia que el glaciar Hurd ha permanecido prácticamente en equilibrio a lo largo del periodo de estudio, mientras que el glaciar Johnsons ha acumulado masa en superficie a lo largo del periodo. Nótese que hablamos aquí de balance de masa en superficie. Si al glaciar Johnsons le añadiéramos las pérdidas de masa por ablación frontal (básicamente *calving*), estaría también prácticamente en equilibrio, según veremos más adelante.

Las figuras 5.9, 5.10 y 5.11 ilustran la evolución paralela de los balances anuales, la ELA y la AAR (respectivamente) de ambos glaciares durante el periodo de estudio, junto con sus rectas de ajuste por mínimos cuadrados. Como era de esperar, según el balance anual y la AAR aumentan, la ELA disminuye. El balance anual y la AAR del glaciar Johnsons están prácticamente todos los años por encima de los del glaciar Hurd, mientras que la ELA muestra un comportamiento opuesto. La ELA de los glaciares terminados en mar suele ser más baja que la de los terminados en tierra, supuesta la misma zona geográfica para ambos.

Las rectas de regresión, y sus valores del coeficiente de determinación R^2 mostrados en las figuras, así como los p-valores⁵ incluidos en los pies de tabla, muestran que hay claras tendencias a balances de masa climáticos cada vez más positivos, ELA cada vez más baja y AAR cada vez mayor a lo largo del periodo analizado. Obsérvese que en ocasiones la AAR llega al 100% (y la ELA a 0 m), lo que significa que la totalidad del glaciar seguía cubierto por nieve al final del verano, es decir, en todo el glaciar hubo ganancia de masa neta a lo largo del año hidrológico. Por otro lado, los balances de masa climáticos de ambos glaciares, así como sus ELA y AAR, están fuertemente correlacionados, como muestra la Figura 5.9 e ilustran sus coeficientes de correlación de Pearson, mostrados en la Tabla 5.3. Además, los coeficientes de Pearson en la Tabla 5.4 ponen de manifiesto la fuerte correlación entre los distintos parámetros de cada glaciar. La correlación (positiva) entre el balance anual y la AAR es mayor en valor absoluto que la correlación (negativa) entre el balance anual y la ELA. La correlación (negativa) entre ELA y AAR es mayor para Hurd que para Johnsons. También los son las correlaciones (positivas) entre balances de invierno y anual, y entre balances de verano y anual. Por último, el hecho de que la correlación entre balances de verano y anual sea mayor que la correlación entre los balances de invierno y anual indica que la variabilidad interanual del balance anual está gobernada en mayor medida por la del balance de verano.

⁴ Recordemos que la ELA corresponde al valor de la altitud z para el cual la curva $b_a(z)$ corta con la recta $b_a = 0$.

⁵ Estos p-valores del ajuste lineal hay que entenderlos como orientados a determinar si podemos rechazar con seguridad la hipótesis nula de que no existe una tendencia lineal en la evolución del parámetro correspondiente.

Tabla 5.3. Coeficientes de correlación de Pearson entre las series temporales 2002-2016 de los distintos parámetros del balance de masa climático de uno y otro glaciar.

	B_w	B_s	B_a	ELA	AAR
Johnsons-Hurd	0,77	0,98	0,90	0,88	0,92

Tabla 5.4. Coeficientes de correlación de Pearson entre las series temporales 2002-2016 de los distintos parámetros característicos del balance de masa climático para cada uno de los glaciares en estudio.

Glaciar	B_a -ELA	B_a -AAR	ELA-AAR	B_w - B_a	B_s - B_a
Hurd	-0,90	0,94	-0,98	0,72	0,94
Johnsons	-0,89	0,97	-0,87	0,58	0,77

A la vista de las figuras 5.6 y 5.7, en la misma línea que lo apuntado por Navarro et al. (2013) para la serie de balances de masa climáticos 2002-2011, pero ahora para la serie extendida 2002-2016, notamos claramente que, para ambos glaciares, los balances de masa anuales son predominantemente negativos al principio del periodo analizado (hasta el año hidrológico 2009) y pasan a ser claramente positivos durante la segunda parte del mismo (a partir del año hidrológico 2010). De hecho, la tendencia a balances de masa cada vez más positivos se refuerza respecto al periodo analizado por Navarro et al. (2013). Nótese que los valores añadidos en nuestro estudio a esta última serie son todos positivos, a excepción del año 2012 para Hurd, que es ligeramente negativo. Además, los valores más positivos corresponden a la última parte del periodo completo analizado. Por otro lado, los valores más positivos corresponden al glaciar Johnsons, que incluso durante la primera parte del periodo muestra balances de masa ligeramente positivos en ciertos años, y los negativos son muy débiles, incluso para el año hidrológico 2006, que tuvo una elevada fusión (la más intensa del periodo completo analizado), pero que en el caso del glaciar Johnsons (no así en Hurd) se compensó por una fuerte acumulación. Que los valores de balance de masa de Johnsons sean más positivos que los de Hurd queda también claramente ilustrado en la Figura 5.9, donde notamos además que el coeficiente de determinación R^2 del ajuste lineal del balance anual de Johnsons es ligeramente mayor para Johnsons, así como su p-valor asociado ligeramente menor, indicando ambos factores una mayor significación (aunque sólo ligeramente) de los resultados.

Según ilustra la Figura 5.9, y también las figuras 5.7 y 5.8 para los balances de invierno y verano, así como las tablas 5.3 y 5.4, se da tanto una fuerte correlación entre los balances de masa climáticos de ambos glaciares (muy marcada, 0,98, para B_s , menos acusada, 0,77, para B_w ⁶, e intermedia, 0,90, para B_a ;) como una fuerte variabilidad interanual de los mismos, cuantificada por las desviaciones estándar recogidas en las tablas 5.1 y 5.2. Nuevamente en la línea sugerida por Navarro et al. (2013), la variabilidad interanual del balance de masa es ligeramente mayor para Hurd que para Johnsons (0,41 vs. 0,31 m w.e., respectivamente), y claramente mayor para el balance de verano comparado con el de invierno en el caso de Hurd (0,31 vs. 0,16 m w.e., respectivamente) y sólo muy ligeramente en el caso de Johnsons (0,25 vs. 0,20 m w.e., respectivamente). La variabilidad interanual del balance de masa está, por lo tanto, dominada por la variabilidad del balance de verano (especialmente en el caso del glaciar Hurd), lo que también queda puesto de manifiesto al comparar las correlaciones entre B_w - B_a y entre B_s - B_a para ambos glaciares, mucho mayores en el caso de B_s - B_a (Tabla 5.4).

⁶ Más adelante comentaremos el valor relativamente bajo de la correlación para B_w .

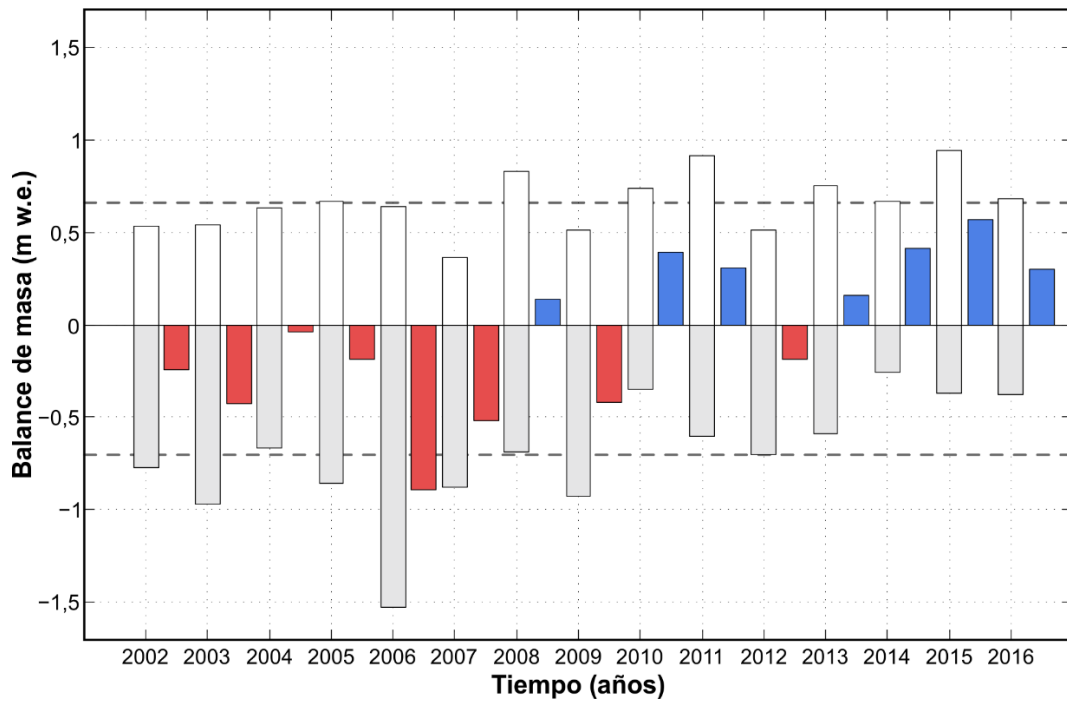


Fig. 5.6. Balance de masa climático del glaciar Hurd para los años hidrológicos 2002-2016, calculado usando el método glaciológico y un DEM y unas fronteras del glaciar específicas de cada año. Para cada año, la barra blanca representa el balance de invierno, B_w , la barra gris el balance de verano, B_s , y la barra azul o roja a su derecha el balance anual, B_a , resultante, representado en azul si es positivo y en rojo si es negativo. Las líneas horizontales a trazos representan las medias de los balances de invierno (valores positivos) y de verano (valores negativos).

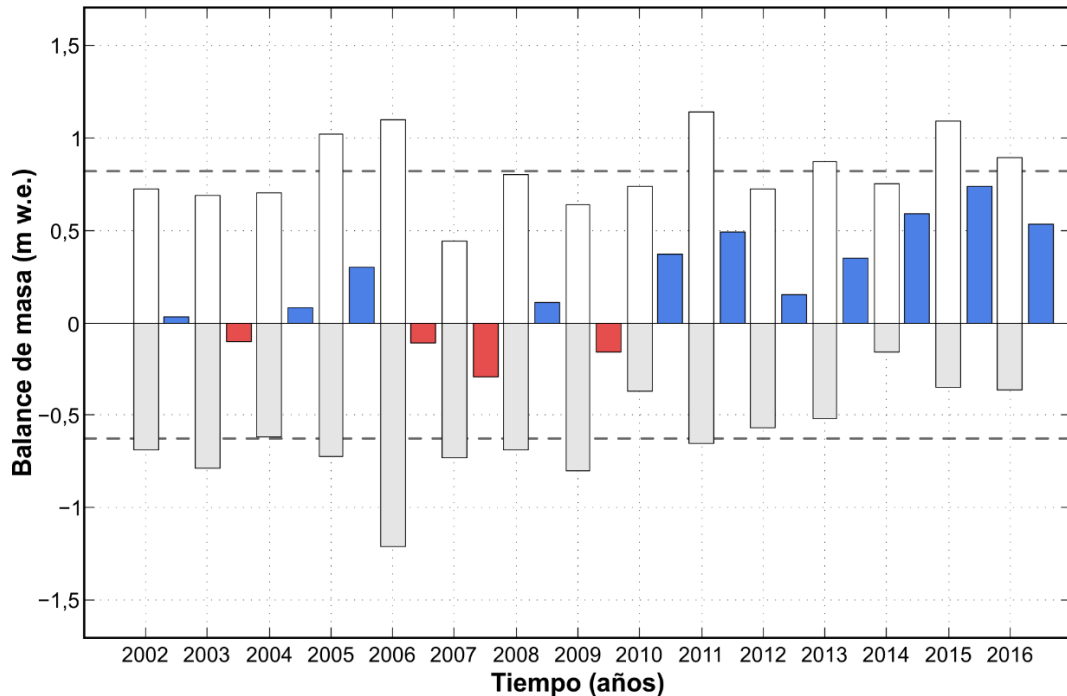


Fig. 5.7. Balance de masa climático del glaciar Johnsons para los años hidrológicos 2002-2016, calculado usando el método glaciológico y un DEM y unas fronteras del glaciar específicas de cada año. Para cada año, la barra blanca representa el balance de invierno, B_w , la barra gris el balance de verano, B_s , y la barra azul o roja a su derecha el balance anual, B_a , resultante, representado en azul si es positivo y en rojo si es negativo. Las líneas horizontales a trazos representan las medias de los balances de invierno (valores positivos) y de verano (valores negativos).

En la atribución de los balances de masa anuales positivos es donde encontramos una cierta (aunque sólo ligera) diferencia con las observaciones de Navarro et al. (2013), resultante del uso en nuestro caso, de una serie temporal extendida. Navarro et al. (2013) destacaron que, durante el periodo 2002-2011, los años de balance anual positivo están asociados tanto a años con escasa fusión (e.g., 2010 para ambos glaciares) como a años con acumulación superior a la media del periodo (e.g. año 2005 para Johnsons, año 2008 para Hurd y año 2011 para ambos glaciares). Sin embargo, al añadir los años hidrológicos 2012-2016 a la serie, sólo uno de ellos (2015) tienen acumulación claramente superior a la media, mientras que tres de ellos (2014, 2015 y 2016) tienen valores de fusión marcadamente menores que la media. Considerando el conjunto de años consecutivos con balances prácticamente positivos (es decir, de 2010 en adelante), sólo dos años (2011 y 2015) tienen balances de invierno bastante por encima de la media, mientras que prácticamente todos los años tienen balances de verano con valor absoluto por debajo de la media. Es decir, una escasa fusión es un factor más determinante que una elevada acumulación a la hora de justificar los balances climáticos positivos de estos glaciares, pese a que una elevada acumulación siga jugando un papel relevante. Este comentario es relevante a la vista del aumento de acumulación detectado en la región, según se expuso en el apartado 1.3.2.6.

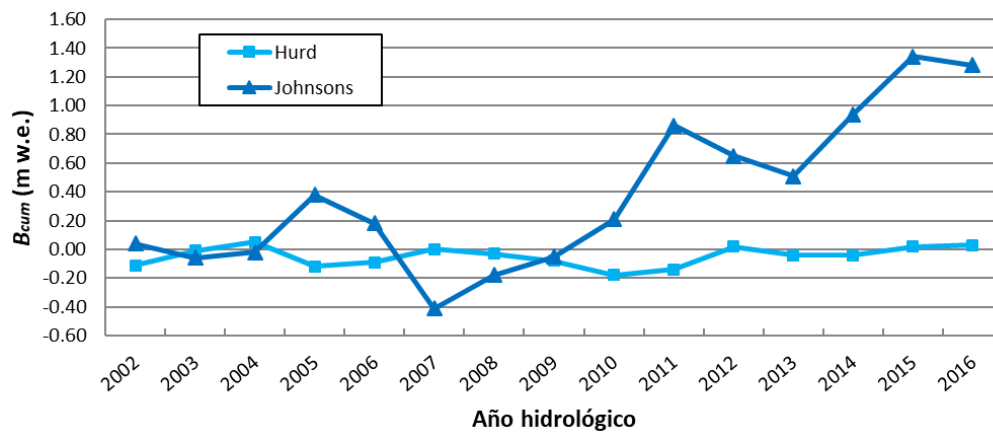


Fig. 5.8. Balance de masa climático acumulativo de los glaciares Hurd y Johnsons durante el periodo de estudio 2002-2016.

Para explicar la mayor acumulación observada (a través de los balances de invierno) en el glaciar Johnsons respecto al glaciar Hurd, pese a estar sometidos ambos a condiciones climáticas análogas en lo referente a los regímenes térmico y de precipitaciones, no encontramos más explicación que la ya sugerida por Navarro et al. (2013). Según estos autores, la mayor acumulación en Johnsons se debe a la redistribución de nieve por el viento, puesto que los vientos predominantes medidos en la estación meteorológica automática del glaciar Johnsons son vientos del sureste (y, por lo tanto, llegan a Johnsons desde Hurd), lo que unido a la forma más cóncava de Johnsons (por terminar en mar) frente a la más convexa de Hurd (por terminar en tierra) implica que parte de la nieve inicialmente precipitada sobre Hurd acabe finalmente almacenada en Johnsons. Este argumento, además, se ve soportado por el hecho de que el coeficiente de correlación de Pearson entre las series de balance de invierno B_w para Hurd y para Johnsons sea relativamente bajo, de 0,77 (en comparación con el 0,98 de B_s). Si la acumulación se debiera únicamente a la precipitación en forma de nieve, sin redistribución por el viento, la correlación de las series de B_w sería necesariamente mucho mayor. La redistribución de nieve por el viento, sin embargo, puede perfectamente justificar esta correlación más baja. Respecto a los valores de ablación mayores (en valor absoluto) en Hurd respecto a Johnsons, la razón está en la hipsometría del glaciar Hurd (Fig. 5.4a), que

tiene una mayor proporción de área a altitudes bajas (lo que favorece la fusión en verano) que el glaciar Johnsons (Fig. 5.4b). Combinando ambos factores, resulta lógico que los balances de masa climáticos sean más positivos en Johnsons que en Hurd.

Finalmente, la ELA muestra valores muy bajos (especialmente para Johnsons) y una alta variabilidad, 174 ± 109 m para Hurd y 139 ± 65 m para Johnsons, consecuencia de su descenso sostenido a lo largo del periodo de estudio, puesto de manifiesto en la Figura 5.10. Otro tanto ocurre, pero a la inversa, con la AAR, que muestra una tendencia sostenida al aumento en ambos glaciares (Fig. 5.11), y es muy alta pero relativamente poco variable para Johnsons (75 ± 19 %) y menos alta pero muy variable para Hurd (56 ± 31 %). Que la AAR sea más fuertemente variable para Hurd que para Johnsons es consecuencia de la menor pendiente de buena parte de su amplia cuenca central, por lo que la AAR es altamente sensible a los cambios en la ELA, mientras que, en los frentes terminados en Tierra de Hurd, con mucho mayor pendiente, el cambio en la AAR es poco sensible a los cambios en la ELA.

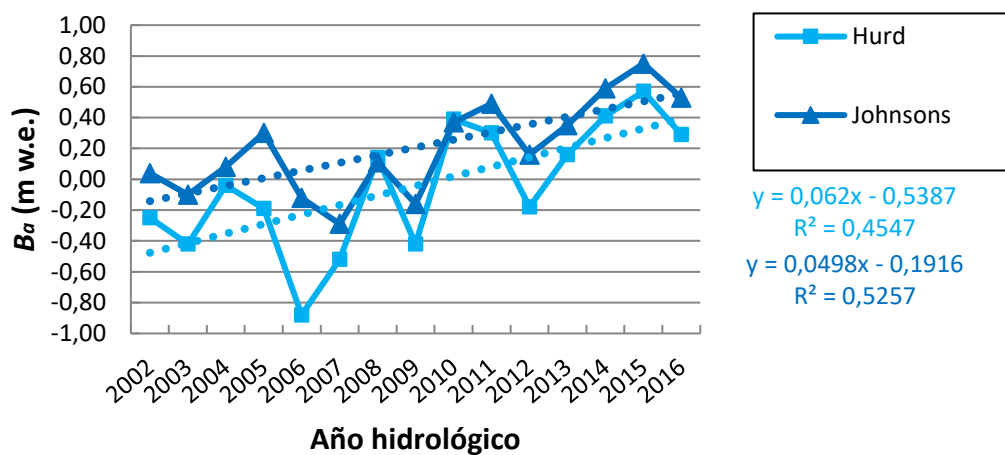


Fig. 5.9. Evolución del balance de masa climático anual de los glaciares Hurd y Johnsons durante el periodo de estudio 2002-2016, junto con sus ajustes por mínimos cuadrados a sendas rectas de regresión. Los p-valores de las rectas de regresión son 0,0058 para Hurd y 0,0022 para Johnsons.

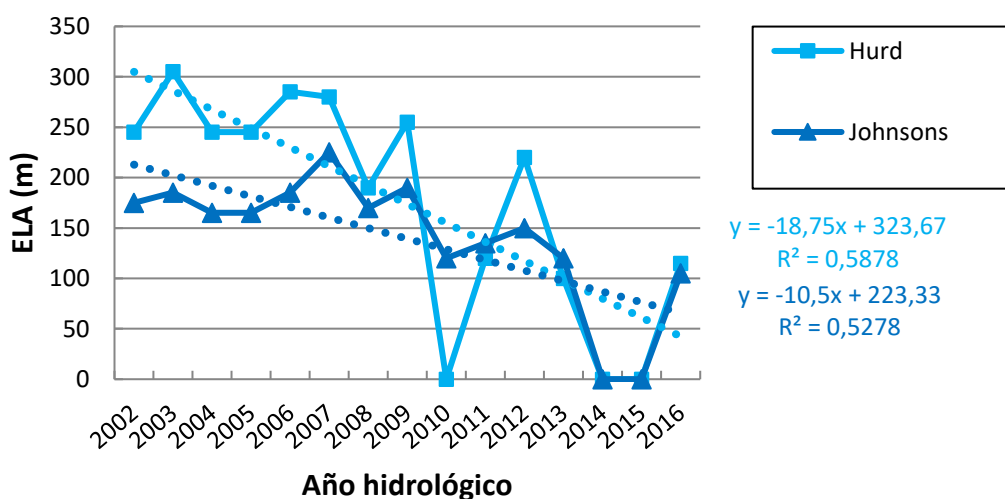


Fig. 5.10. Evolución de la altitud de la línea de equilibrio (ELA) de los glaciares Hurd y Johnsons durante el periodo de estudio 2002-2016, junto con sus ajustes por mínimos cuadrados a sendas rectas de regresión. Los p-valores de las rectas de regresión son 0,0009 para Hurd y 0,0022 para Johnsons.

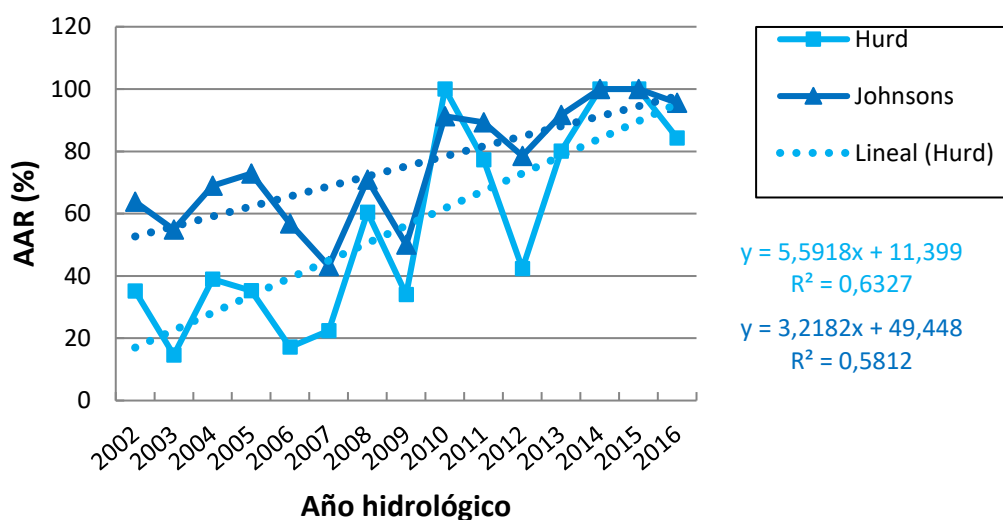


Fig. 5.11. Evolución de la razón de área de acumulación (AAR) de los glaciares Hurd y Johnsons durante el periodo de estudio 2002-2016, junto con sus ajustes por mínimos cuadrados a sendas rectas de regresión. Los p-valores de las rectas de regresión son 0,0004 para Hurd y 0,0010 para Johnsons.

5.3 El balance de masa geodésico de los periodos 1957-2000 y 2000-2013

El balance de masa geodésico de un glaciar se calcula restando dos superficies del glaciar obtenidas en dos años distintos. Para hacer esto, lo más habitual es interpolar las dos superficies en la misma malla y luego hacer la resta de la elevación en cada punto de la malla. De esta forma se obtiene la diferencia de superficies en cada punto de la malla. A partir de ellas, multiplicando la diferencia en cada nodo por el área de la celda correspondiente y sumando obtenemos la variación de volumen y, por último, multiplicando por la densidad que se estime, obtenemos el balance de masa geodésico.

Se describen a continuación los cálculos de balance de masa geodésico de los glaciares Hurd y Johnsons para dos periodos distintos, uno, 1957-2000, dominado por el calentamiento regional y calculado en un trabajo anterior de nuestro grupo, y otro, 2000-2013, caracterizado por el enfriamiento regional reciente, que es una contribución específica de esta tesis doctoral.

Los DEM utilizados en esta sección para el cálculo del balance geodésico corresponden todos a diciembre, excepto el de 2013, que corresponde a febrero. Como el año hidrológico 2013 (de 01/04/2102 a 31/03/2013) fue un año con bastante nieve y relativamente poca fusión, y la fusión se inició bastante avanzada la campaña estival, puede considerarse el mapa de 2013 como muy similar a si se hubiese confeccionado con datos de diciembre de 2012. El segundo periodo de balance geodésico, por lo tanto, puede considerarse como de 12 años.

5.3.1 El balance de masa geodésico diciembre 1957-diciembre 2000

En un trabajo anterior de nuestro grupo de investigación, Molina et al. (2007) determinaron, a partir de medidas de espesor de hielo con georradar (Navarro et al., 2009) el volumen total de hielo de los glaciares Hurd y Johnsons, que estimaron en $0,968 \pm 0,026 \text{ km}^3$ y, analizando la diferencia de altitud de la superficie entre los DEM de 1957 y 2000, determinaron los cambios de volumen de hielo en el periodo intermedio, a partir de los cuales calcularon el

balance geodésico 1957-2000 del conjunto de los glaciares Hurd y Johnsons. Se describen con cierto detalle estos trabajos, por ser la base de posteriores cálculos que efectuaremos nosotros, así como de comparaciones con resultados similares nuestros.

El mapa topográfico de 1957 fue construido mediante técnicas fotogramétricas a partir de cuatro fotografías estereográficas aéreas del British Antarctic Survey superpuestas en la península Hurd, tomadas desde una altitud de vuelo de 4200 m con una cámara Eagle IX MK I, con una longitud focal de 153,21 mm. Las fotos impresas fueron digitalizadas utilizando un escáner fotogramétrico de alta resolución (Zeiss Intergraph PS-1 Photoscan). Se utilizó un total de 20 puntos de control (*ground control points*, GCP) sobre zonas libres de hielo/nieve, con precisión centimétrica, utilizando estación total (14 GCPs) y GNSS diferencial (6 GCPs). Los errores cuadráticos medios obtenidos fueron (a nivel de suelo): X: 0,3552 m; Y: 0,3136 m; Z: 0,6118 m. Se realizó después un control de calidad, comparando 20 puntos medidos con GNSS diferencial en áreas no glaciadas, con los puntos correspondientes obtenidos del sistema fotogramétrico, produciendo una desviación estándar de 3,12 m en las coordenadas verticales. Una vez definido el sistema fotogramétrico, se procedió a construir el modelo digital del terreno para la superficie del glaciar, obteniéndose 1350 puntos fotogramétricos, a partir de los cuales se generó una red irregular triangulada (*triangulated irregular network*, TIN) utilizando el módulo Geopak del software Microstation.

Para la construcción del DEM de 1999-2000, se utilizaron los datos adquiridos en febrero de 1999 sobre el glaciar Johnsons utilizando una estación total, con una precisión inferior a 1 cm. Las áreas inaccesibles fueron cubiertas mediante fotogrametría de corto alcance, con una precisión de ~50 cm. Los datos sobre el glaciar Hurd se tomaron en diciembre de 2000 mediante GNSS diferencial, con una precisión ligeramente superior a 1 cm. La altitud de los puntos del glaciar Johnsons se corrigió a diciembre de 2000 para hacerla compatible con los puntos tomados en el glaciar Hurd. Se tomó un total de 2200 puntos, a partir de los cuales se generó un TIN utilizando el software Microstation.

Ambos DEM (1957 y 2000) fueron referenciados a la zona UTM 20E. Las curvas de nivel de las áreas no glaciares fueron obtenidas del mapa 1:25000 de la península Hurd del Servicio Geográfico del Ejército (SGE, 1991).

Se obtuvo entonces un mapa de cambios de altitud de la superficie (o, equivalentemente, cambios de espesor de hielo, asumiendo el lecho subglaciar rígido) 1957-2000 restando ambos DEM (Fig. 5.12). El rango de variación más bajo se estableció entre -5 y $+5$ m, con el objetivo de filtrar el ruido que surge de las imprecisiones en los DEM y resaltar sólo las fluctuaciones relevantes. Los cambios de volumen de hielo 1957-2000 se calcularon a partir del mapa de cambios de altitud, utilizando el software Microstation. El cambio de volumen durante el periodo 1957-2000 se estimó en $-0,108 \pm 0,048$ km³, que representa una disminución de $\sim 10 \pm 5\%$ con respecto al volumen total de hielo en 1957, de $1,076 \pm 0,055$ km³ (obtenido como suma del volumen actual más el cambio de volumen), y es equivalente a un balance de masa anual medio de $-0,23 \pm 0,10$ m w.e. a⁻¹. Los cambios de altitud de la superficie del glaciar a lo largo del periodo 1957-2000 oscilaron entre -40 m y $+20$ m, con una media de $-5,5 \pm 4,4$ m. La mayor parte de las zonas mostraron adelgazamiento del hielo; el engrosamiento se limitó a una pequeña zona del glaciar Johnsons. Todos los frentes glaciares, excepto el del glaciar Johnsons, retrocedieron durante este periodo (Fig. 5.12).

El área de los glaciares Hurd y Johnsons utilizada por Molina et al. (2007) para el cálculo del balance de masa geodésico (Fig. 5.13a) fue distinta de la utilizada posteriormente por Navarro et al. (2013) para el cálculo del balance de masa en superficie (por el método glaciológico) durante los años hidrológicos 2002-2011 (Fig. 5.13b). Esta última se basó en

una redefinición más precisa de fronteras y divisorias entre los glaciares. No obstante, estos últimos autores, para comparar el balance geodésico 1957-2000 con la media de los balances en superficie 2002-2011 (añadiendo al balance climático de Johnsons las pérdidas por *calving* para ser comparable con el balance geodésico), utilizaron la misma área que Molina et al. (2007), ya que los balances se estiman por unidad de superficie. La diferencia es que analizaron separadamente los balances de masa de los glaciares Hurd y Johnsons y, además, consideraron el periodo correcto 1957-2000, en lugar del incorrecto 1956-2000 utilizado por Molina et al. (2007). Obtuvieron así unos balances geodésicos de $-0,27 \pm 0,09$ y $-0,16 \pm 0,09$ m w.e. a^{-1} para los glaciares Hurd y Johnsons, respectivamente.

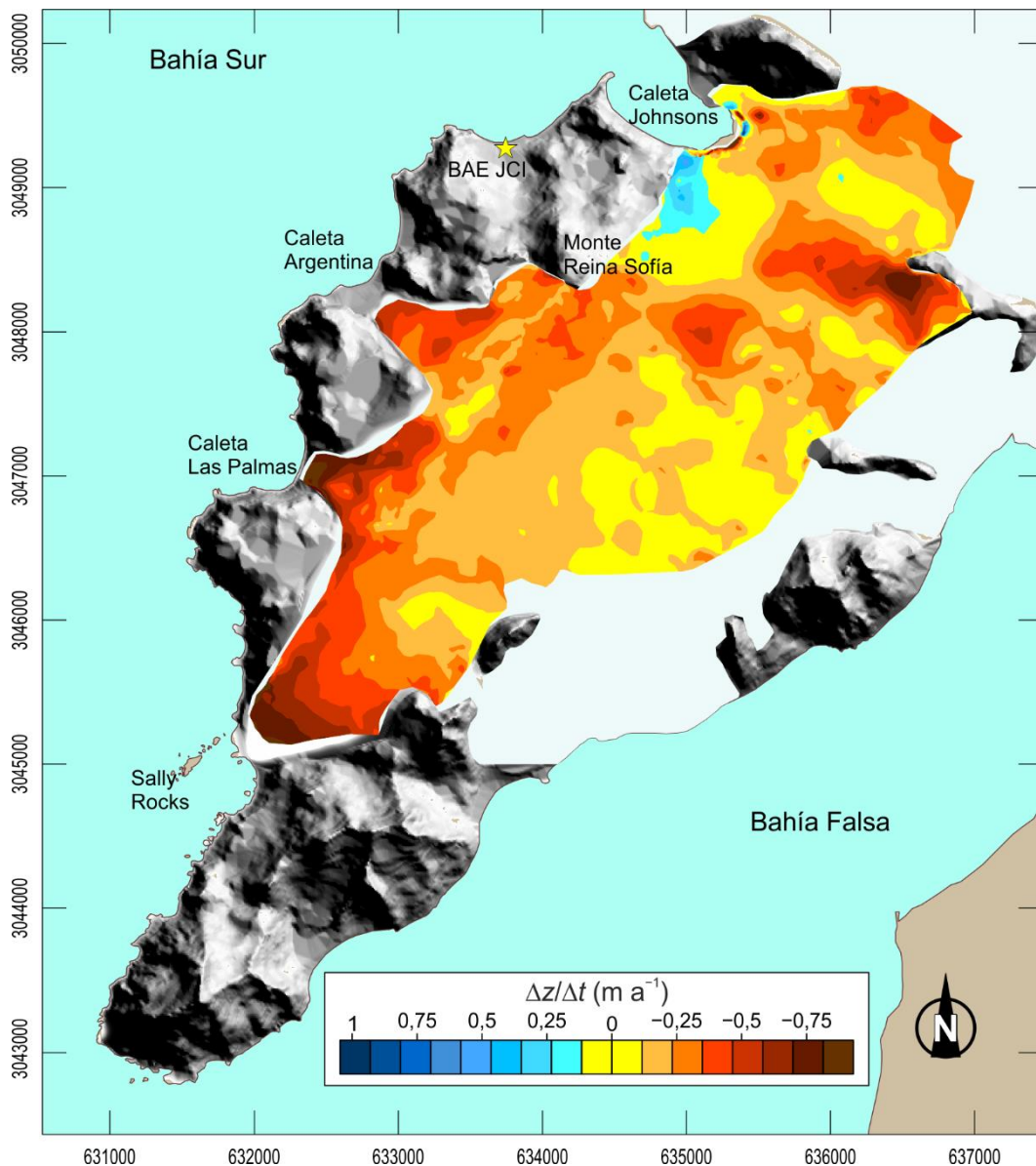


Fig. 5.12. Mapa de la tasa de cambio en la elevación de la superficie de los glaciares Hurd y Johnsons a lo largo del periodo diciembre 1957-diciembre 2000. Para facilitar la comparación, hemos usado la misma escala de colores que en la Figura 5.14. Figura modificada a partir de la Figura 4 de Molina et al. (2007).

Una fuente de error del DEM de 1957 construido por Molina et al. (2007) es que se basó en una versión digitalizada de las fotos aéreas de 1957 a partir de las versiones en papel de las

fotografías, que cuentan con distorsiones. En aquel momento, las fotos impresas era la única fuente de datos disponibles. Sin embargo, pocos años después el BAS realizó una digitalización completa de sus archivos de imágenes de la península Antártica y las Shetland del Sur, a partir de los negativos originales, lo que produjo unas imágenes digitales de mucha mejor calidad. En estas últimas se basó Rodríguez-Cielos (2014) para recalcular nuevamente el balance geodésico de los glaciares Hurd y Johnsons durante 1957-2000, utilizando un DEM para 1957 con un error estimado de 1 m para la planimetría y 3,5 m para la altimetría, y un DEM para 2000 con un error estimado de 1 m para la planimetría y 0,9 m para la altimetría. El DEM de 2000 fue el mismo que el usado por Molina et al. (2007). No reproducimos aquí los valores obtenidos por Rodríguez-Cielos (2014) por estar individualizados por glaciares usando una divisoria entre los glaciares Hurd y Johnsons sensiblemente distinta de la utilizada tanto por Navarro et al. (2013) como en esta tesis (ambas prácticamente coincidentes), además de un área distinta (Fig. 5.13c).

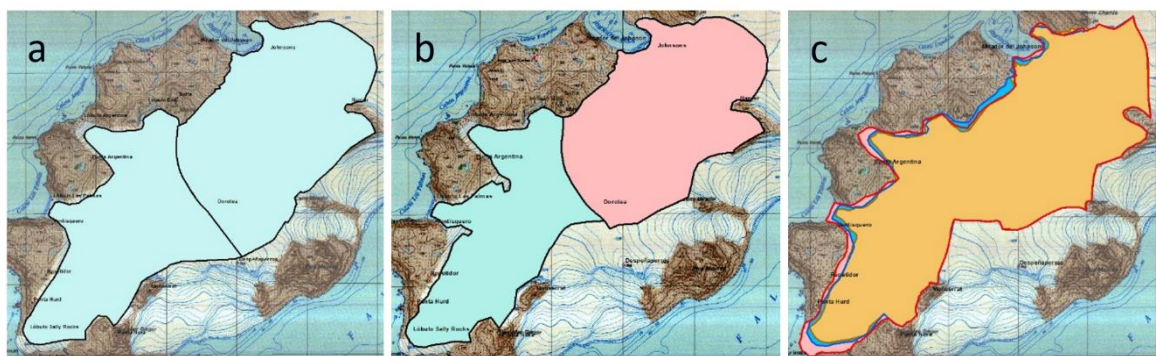


Figura 5.13. Áreas de los glaciares Johnsons y Hurd utilizadas para: a) el cálculo del balance de masa geodésico por Molina et al. (2007) y Navarro et al. (2013); b) el cálculo del balance de masa glaciológico por Navarro et al. (2013) y c) para el cálculo del balance de masa geodésico por Rodríguez-Cielos (2014) (área en amarillo). Fuente: Rodríguez-Cielos (2014).

5.3.2 El balance de masa geodésico diciembre 2000-febrero 2013

En este trabajo de tesis hemos llevado a cabo el cálculo del balance de masa geodésico de los glaciares Johnsons y Hurd entre diciembre de 2000 y febrero de 2013, para los que tenemos una medida suficientemente buena de la superficie de los ambos glaciares.

5.3.2.1 Procedimiento de cálculo

El método que se ha seguido es el siguiente:

- Usando el contorno de los glaciares del año 2000 como máscara generamos una malla con un tamaño de celda de 25×25 m.
- Interpolamos con kriging en cada punto de la malla la elevación de la superficie en 2000 a partir de los puntos de superficie medidos en diciembre de 2000.
- Interpolamos con kriging en cada punto de la malla la elevación de la superficie en 2013 a partir de los puntos de superficie medidos en febrero de 2013 y, para los puntos que quedan fuera del contorno de 2013, donde el glaciar ha desaparecido entre 2000 y 2013, interpolamos usando como datos los puntos medidos sobre la roca en las zonas de los frentes del glaciar Hurd en la campaña 2012-2013 y los puntos de batimetría de la caleta Johnsons medidos en la campaña 2000-2001.
- Restamos en cada punto de la malla el valor interpolado para la superficie de 2000 del valor interpolado para la superficie de 2013, con lo que obtenemos un mapa de

diferencias de elevación, positivas si el glaciar ha subido y negativas si ha bajado (Figura 5.14).

- Multiplicamos la diferencia de elevación en cada nodo por el área de la celda y sumamos en todo el dominio y obtenemos la diferencia de volumen entre 2000 y 2013.
- El balance de masa geodésico medio durante el periodo de 12 años considerado nos lo da la expresión

$$\bar{M} = \frac{\rho \overline{\Delta z}}{\Delta t} , \quad (5.1)$$

donde ρ es la densidad del material perdido o ganado (nieve-neviza o hielo), $\overline{\Delta z}$ la media de la diferencia de elevaciones y Δt es el periodo de tiempo en años.

El principal problema con el que nos enfrentamos al calcular el balance de masa geodésico es la necesidad de estimar la densidad del material perdido o ganado. Una posibilidad es considerar que todo lo que cambia es hielo, es decir que la capa de nieve y neviza permanecen con espesor y extensión aproximadamente constante, tomando entonces como densidad del material perdido o ganado la densidad del hielo. Ésta es, básicamente, la hipótesis que se entiende comúnmente como Ley de Sorge (Bader, 1954). En general, resulta adecuada para glaciares con estado próximo al de equilibrio. En un escenario de calentamiento climático como el que predomina actualmente, cabe esperar que se produzca pérdida y compactación de la neviza, y que la masa perdida por el glaciar en su conjunto sea mayoritariamente de hielo, pero también de neviza, por lo que se toma para la densidad del material perdido una densidad inferior a la del hielo, y con un amplio margen de error que permita cubrir la incertidumbre en la estimación de la densidad. La aproximación más habitual es la de tomar una densidad de $850 \pm 50 \text{ kg m}^{-3}$ (Huss et al., 2009). De esta forma, el extremo superior nos sitúa en la densidad del hielo, mientras que el extremo inferior nos da la densidad de una neviza muy consolidada, próxima a convertirse en hielo (recordemos que la transición de neviza a hielo se produce a una densidad de $\sim 840 \text{ kg m}^{-3}$; e.g., Cuffey y Paterson, 2010).

Durante nuestro periodo de estudio hemos tenido unos años (2002-2009) con balance de masa predominantemente negativo, seguido de unos años (2010-2016) con balance predominantemente positivo, siendo el balance medio a lo largo del periodo completo prácticamente nulo. Sin embargo, a lo largo del periodo considerado se ha producido claramente un descenso de la ELA, lo que implica que la capa de neviza abarca actualmente una zona mayor que al inicio del periodo (y presumiblemente ha podido engrosar ligeramente). En consecuencia, consideraremos que en las celdas de la malla en las que la diferencia de superficies es negativa (adelgazamiento), todo lo que se ha perdido es hielo (por tanto con una densidad $\rho_i = 900 \text{ kg m}^{-3}$) y que en las celdas de la malla en las que la diferencia de superficies es positiva (engrosamiento) todo lo que se ha ganado es neviza (para la que tomaremos una densidad media $\rho_f = 600 \text{ kg m}^{-3}$).

Tomamos las celdas de la malla con diferencia de superficies negativa y sumamos su volumen, con lo que calculamos el volumen perdido en el periodo de tiempo considerado. Como suponemos que todo lo que se pierde es hielo multiplicamos este volumen perdido por la densidad del hielo y obtenemos la masa perdida. Por otro lado, consideramos las celdas de la malla con diferencia de superficies positiva y sumamos su volumen, con lo que calculamos el volumen ganado. Suponiendo que todo lo que se ha ganado es neviza, multiplicamos el volumen ganado por una densidad media de la capa de neviza, con lo que obtenemos la masa ganada. Restando la masa perdida de la ganada obtenemos el cambio de masa y, dividiendo por el periodo de tiempo y por el área total, el balance de masa geodésico medio:

$$\bar{M} = \frac{\Delta V_g \rho_f - \Delta V_p \rho_i}{\Delta t} \quad (5.2)$$

Los balances de masa geodésicos obtenidos para el periodo diciembre 2000-febrero 2013 mediante el procedimiento descrito han sido de -0.21 ± 0.08 para el glaciar Hurd y de -0.14 ± 0.1 m w.e. a^{-1} para el glaciar Johnsons. En la Figura 5.14 se muestra la distribución espacial de los cambios de la elevación de la superficie durante este periodo.

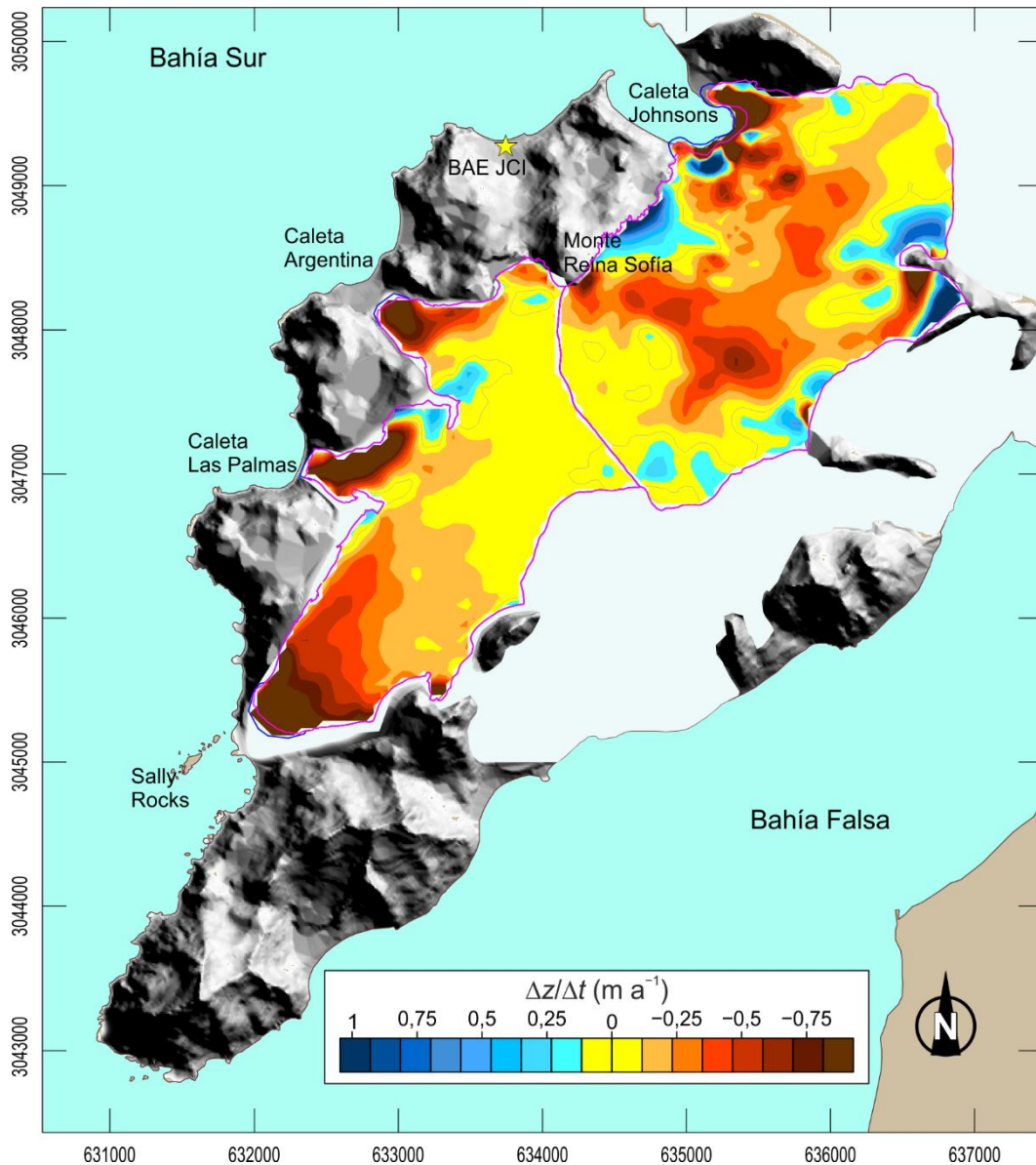


Figura 5.14. Mapa de la tasa de cambio en la elevación de la superficie de los glaciares Hurd y Johnsons a lo largo del periodo diciembre 2000-febrero 2013. Para facilitar la comparación, hemos usado la misma escala de colores que en la Figura 5.12. La posición de los frentes en 2001 está marcada en azul, y la de 2013 en magenta.

Se observa que las mayores tasas de pérdida de masa se producen en los frentes glaciares, tanto en los de terminación en tierra del glaciar Hurd (lóbulos Argentina, Las Palmas y Sally Rocks) como en el frente con terminación en mar del glaciar Johnsons (asociado a su retroceso), si bien este último presenta también ciertas zonas con tasas de cambio de elevación positivas (es decir, engrosamiento). La zona de engrosamiento en la parte oeste del frente de Johnsons es un fenómeno conocido, que se produce en una zona de fuerte

deformación y plegamiento de las capas de hielo, pero el menos acusado que se observa en la zona central podría tratarse de un artificio debido a la interpolación espacial.

Las zonas más altas de ambos glaciares están dominadas por un ligero engrosamiento, con zonas concretas con un mayor engrosamiento, especialmente en la parte alta del glaciar Johnsons. Se da también engrosamiento en ciertas zonas no asociadas a las partes más altas de los glaciares, como es el observado en la zona oeste del glaciar Johnsons y, menos intenso, en la zona que separa la cabecera de los lóbulos Argentina y Las Palmas. Hay que destacar que ninguno de estos engrosamientos es el resultado de artificios debidos a la interpolación, pues todos ellos corresponden a zonas en las que efectivamente se ha observado un aumento de la elevación de la superficie, probablemente asociada a distorsiones del flujo del hielo en zonas con una geometría del lecho con irregularidades.

La mayor parte de la cuenca central del glaciar Johnsons está dominada por el adelgazamiento, situación que en el glaciar Hurd sólo se da en la zona de los frentes. Como fue sugerido por Molina et al. (2007), esto es una expresión de la respuesta dinámica más rápida del glaciar Johnsons frente a los cambios de masa en su superficie, ya que sus velocidades son mucho mayores que las de Hurd, al ser Johnsons un glaciar terminado en mar. El glaciar Hurd, con velocidades mucho menores, necesita un tiempo mucho mayor (del orden de varios decenios) para acomodar su geometría a los cambios de elevación de la superficie implicados por el balance de masa climático.

5.3.2.2 Análisis del error

Para estimar el error cometido al calcular el balance geodésico vamos a calcular el error de cada DEM utilizando el procedimiento de cálculo del error en un DEM descrito en el apartado 3.2.4.3 de esta tesis, y más extensamente en Lapazarán et al. (2016).

Primero, calculamos el error de interpolación en cada punto de la malla, usando el procedimiento de cálculo de errores de interpolación. Entonces, hacemos la media cuadrática de estos errores para obtener el error de interpolación del DEM, mediante la expresión

$$\varepsilon_{INT\ DEM} = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{k=1}^N \varepsilon_{INT_k}^2} \quad . \quad (5.3)$$

Teniendo en cuenta que los errores estimados para el DEM de 2000 son de 0,85 m para el glaciar Johnsons y de 0,25 para el glaciar Hurd, y para el DEM de 2013 de 0,65 m para ambos glaciares (según se describe en la sección 3.2.4.2) y asumiendo que el error de interpolación y el error de medida son independientes, combinamos estos dos errores para obtener el error total de cada DEM mediante la expresión

$$\varepsilon_{DEM} = \sqrt{\varepsilon_{data\ DEM}^2 + \varepsilon_{INT\ DEM}^2} \quad . \quad (5.4)$$

Como los errores de cada uno de los DEM son independientes, el error en cambio de elevación de la superficie viene dado por la raíz cuadrada de la suma de los cuadrados de los errores de los DEM, es decir

$$\varepsilon_{\Delta Z} = \sqrt{\varepsilon_{DEM2000}^2 + \varepsilon_{DEM2013}^2} \quad . \quad (5.5)$$

Para calcular el error en la diferencia de volumen usamos la expresión de Lapazarán et al. (2013) para calcular el error de volumen de un DEM:

$$\varepsilon_V = \frac{A\varepsilon_{DEM}}{\sqrt{N_R}} \quad , \quad (5.6)$$

donde A es el área del glaciar y N_R es el máximo número de puntos de la malla que son independientes. Para estimar este valor se puede usar el rango integral, I_{R2} , siguiendo a Martín-Español et al. (2016), de forma que N_R se puede aproximar por

$$N_R \approx \frac{A}{I_{R2}} \quad (5.7)$$

y, entonces, el error en volumen será

$$\varepsilon_V = \varepsilon_{DEM} \sqrt{I_{R2} A} . \quad (5.8)$$

En nuestro caso tenemos una diferencia de volumen calculada a partir de dos DEM que, en definitiva, es un volumen, así que aplicamos la fórmula de cálculo del error de volumen y quedará

$$\varepsilon_{V dif} = \varepsilon_{\Delta z} \sqrt{I_{R2} A} . \quad (5.9)$$

Como, en nuestros dos DEM, el semivariograma teórico de la interpolación por kriging es una función estable (o natural), con exponente 1,99, el rango integral se puede aproximar por el cuadrado del rango del semivariograma teórico, R , (Martín-Español et al., 2016), con lo que el error de volumen quedará como

$$\varepsilon_{V dif} = \varepsilon_{\Delta z} R \sqrt{A} . \quad (5.10)$$

Al ser los rangos de los variogramas de los dos DEM similares, 1145 m para 2000 y 1446 m para 2013, se podría haber tomado R como la media de los rangos para 2000 y 2013. Pero, para ser conservadores, hemos tomado el mayor de ellos, es decir, $R = 1446$.

Para calcular el balance de masa hemos separado el volumen en dos partes, considerando por un lado el volumen perdido y por otro el volumen ganado, así que tendremos que considerar el error de cada uno de estos volúmenes por separado, para cada uno de los cuales lo que usamos el procedimiento que acabamos de describir. Así, tendremos que

$$\varepsilon_{Vp} = \varepsilon_{\Delta zp} R \sqrt{A_p} , \quad (5.11)$$

$$\varepsilon_{Vg} = \varepsilon_{\Delta zg} R \sqrt{A_g} , \quad (5.12)$$

donde $\varepsilon_{\Delta zp}$ es el error en el cambio de elevación de la superficie, dado por la ecuación (5.5), considerando únicamente las celdas con diferencias negativas, y $\varepsilon_{\Delta zg}$ análogamente, pero considerando las celdas con diferencias positivas. A_p representa el área de las celdas con diferencias negativas y A_g el área de las celdas con diferencias positivas.

Por último, el error del balance de masa geodésico vendrá dado por

$$\varepsilon_{\bar{M}} = \frac{1}{\Delta t} \sqrt{\rho_f^2 \varepsilon_{Vg}^2 + \Delta V_g^2 \varepsilon_{\rho_f}^2 + \rho_i^2 \varepsilon_{Vp}^2 + \Delta V_p^2 \varepsilon_{\rho_i}^2} , \quad (5.13)$$

donde el error en la densidad de la neviza, ε_{ρ_f} , se estima en 50 kg m^{-3} y el del hielo, ε_{ρ_i} , en 15 kg m^{-3} .

De acuerdo con el conjunto de expresiones anteriores, el error cometido en el cálculo de los DEM es de 1,8 m para 2000 y 1,1 m para 2013. El error en la diferencia de altitudes entre 2000 y 2013 es por lo tanto de 2,1 m.

El error en la diferencia de volumen es de $0,009 \text{ km}^3$ y el error del balance de masa geodésico es de $69,6 \text{ kg m}^{-2} \text{ a}^{-1}$, es decir, $\sim 0,07 \text{ m w.e. a}^{-1}$.

5.3.3 Comparación de los balances de masa geodésicos 1957-2000 y 2000-2013

La comparación entre los balances de masa geodésicos para ambos glaciares a lo largo de nuestro periodo de estudio (2000-2013 para el balance geodésico) con el analizado por Molina et al. (2007) (1957-2000) se recoge en la Tabla 5.5. Los datos ponen de manifiesto que el cambio entre ambos periodos ha sido moderado para el glaciar Hurd y prácticamente nulo para el glaciar Johnsons (de hecho, el cambio podría considerarse prácticamente nulo para ambos glaciares, teniendo en cuenta las estimaciones de error), pese a que el periodo 1957-2000 estuvo dominado por el calentamiento regional, mientras que el 2000-2013 por el enfriamiento regional. Esto, de todos modos, no debería sorprendernos, pues la temperatura media de verano del último periodo ha sido de $1,1^{\circ}\text{C}$, similar a la del periodo 1969-2000⁷, de $1,2^{\circ}\text{C}$ (datos de la estación de Bellingshausen, en la isla Rey Jorge, extraídos de la base de datos READER; BAS, 2018), ya que el calentamiento prácticamente sostenido durante la segunda mitad el siglo XX llevó la temperatura media regional a unos niveles muy altos, que el enfriamiento del inicio del siglo XXI sólo ha podido aliviar parcialmente. No obstante, parece claro que, de haber sido posible calcular el balance geodésico para el periodo 2000-2016, su diferencia con el del periodo 1957-2000 habría sido mayor, al haber añadido 3 años con balance climático bastante positivo.

Tabla 5.5. Balances de masa geodésicos de los glaciares Hurd y Johnsons durante los periodos 1957-2000 y 2000-2013.

Balance de masa geodésico (m w.e. a^{-1})		
Glaciar	1957-2000 Molina et al. (2007) recalculado por Navarro et al. (2013)	2000-2013 (este estudio)
Hurd	$-0,27 \pm 0,09$	$-0,21 \pm 0,08$
Johnsons	$-0,16 \pm 0,09$	$-0,14 \pm 0,10$

Por otro lado, es importante destacar que, aunque a nivel global se observa (Tabla 5.5) en el glaciar Hurd una leve deceleración de las pérdidas entre 1957-2000 y 2000-2013 (prácticamente nula en el glaciar Johnsons), localmente las tasas anuales de pérdida son mayores en el segundo periodo en las zonas de los frentes, como podemos comprobar comparando las figuras 5.12 y 5.13. Las tasas máximas en las zonas de los frentes son, para 2000-2013, de $-1,3 \text{ m a}^{-1}$ en Caleta Argentina, $-1,4 \text{ m a}^{-1}$ en Las Palmas, $-1,4 \text{ m a}^{-1}$ en Sally Rocks y $-5,2 \text{ m a}^{-1}$ en Johnsons, frente a valores del orden de $-0,7 \text{ m a}^{-1}$ en Caleta Argentina y de $-0,9 \text{ m a}^{-1}$ en los restantes frentes para 1957-2000. El elevado valor en Johnsons para 2000-2013 no debe confundirnos, pues refleja el retroceso del frente glaciar con terminación en mar. Los patrones espaciales de las tasas de cambio de elevación de la superficie para ambos periodos son muy similares, siendo las diferencias más notables las mayores tasas de cambio en los frentes para el periodo 2000-2013 (ya mencionadas), junto con ligeras tasas de engrosamiento en las partes altas de ambos glaciares durante 2000-2013 (salvo en zonas concretas, donde este engrosamiento es más acusado), frente a situación estable o ligero adelgazamiento durante 1957-2000. En la Sección 5.6 analizaremos estos cambios observados entre ambos periodos en el contexto de la evolución climática regional.

⁷ Sólo se dispone de temperaturas medias mensuales en Bellingshausen desde marzo de 1968, por lo que se cuenta con datos de temperatura media de verano a partir de 1969 (diciembre 1968-febrero 1969).

5.4 La ablación frontal del glaciar Johnsons

Según vimos en la sección 2.1, la ablación frontal consta de tres elementos (Fig. 5.15): la pérdida de masa por desprendimiento de icebergs (*calving*), la fusión y sublimación subaérea frontal (en la parte emergida) y la fusión submarina frontal (en la parte sumergida). La fusión y sublimación subaérea frontal suele ser pequeña en comparación con los restantes términos. Además, en el caso del glaciar Johnsons la fusión submarina es irrelevante, debido a la escasa profundidad (apenas unos metros junto al frente glaciar) de la bahía proglaciar (Johnsons Dock). En consecuencia, la ablación frontal está dominada por el *calving*. Por otro lado, la posición del frente de *calving* ha sufrido cambios muy pequeños durante el período de estudio (es incluso muy similar a la posición observada en 1957; Rodríguez-Cielos et al., 2016) y los cambios en la velocidad del hielo durante este período han sido pequeños (Machío et al., 2017). En consecuencia, la ablación frontal puede ser estimada mediante la descarga de hielo a través de una puerta de flujo próxima al frente glaciar (Fig. 5.15). Si esta puerta de flujo se halla a una cierta distancia del frente glaciar, habría que corregir la descarga a través de la puerta de flujo por el balance de masa entre la puerta de flujo y el frente. En nuestro caso de estudio, consideramos la puerta de flujo en el propio frente (por disponer de una buena aproximación del espesor de hielo en el frente glaciar), por lo que descarga y flujo de *calving* (y también ablación frontal) coinciden.

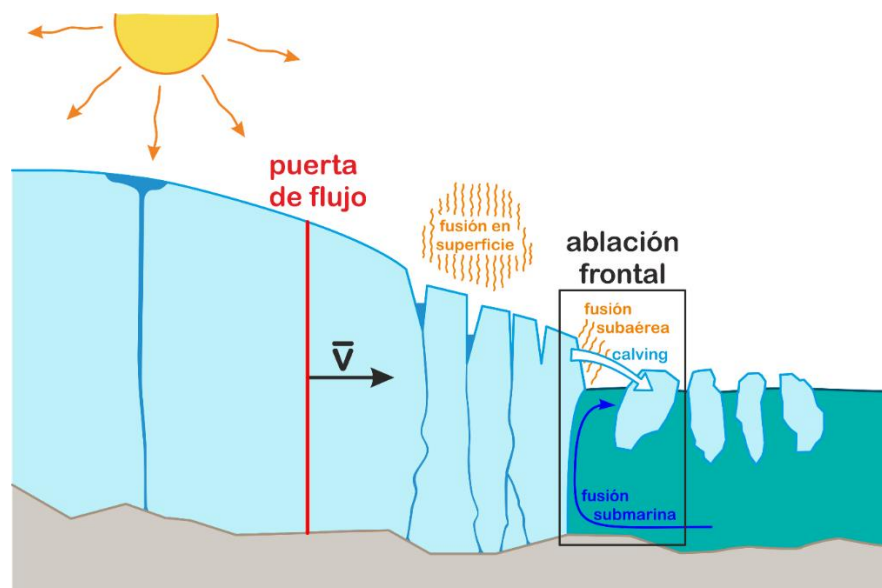


Fig. 5.15. Componentes de la ablación frontal: fusión (y sublimación) subaérea, fusión submarina y desprendimiento de icebergs (*calving*). Si la puerta de flujo se encuentra a una cierta distancia del frente glaciar, al flujo a través de ella habrá que sustraerle la ablación en superficie (fusión con escorrentía, sublimación) para obtener la ablación frontal.

Calculamos entonces el flujo volumétrico de *calving*, siguiendo a Navarro et al. (2013), utilizando el espesor de hielo medido y las velocidades modeladas en el frente glaciar (puesto que no se dispone de estacas en el propio frente). Utilizamos un modelo de dinámica glaciar tridimensional que resuelve el sistema de Stokes completo y que cuenta con una ley de *calving* basada en la profundidad de penetración de las grietas (Otero et al., 2010). Los parámetros libres de la relación constitutiva del modelo se fijan de forma que las velocidades predichas por el modelo se ajusten el máximo posible a las velocidades observadas en la superficie del glaciar, medidas en una red de aproximadamente 20 estacas (algunas de ellas bastante cercanas al frente glaciar) y promediadas durante un período de 3 años (2004/05 a

2007/08) dentro del intervalo de observación del balance de masa. Conocemos el espesor de hielo en el frente glaciar a partir de medidas geodésicas de la parte emergida del frente (e.g. Rodríguez-Cielos et al., 2016) y medidas batimétricas cerca del frente (IHM, 1989, 2012), combinadas con medidas de espesor de hielo en ciertos perfiles de georradar relativamente cercanos al frente (Navarro et al., 2009). El espesor máximo de hielo en el frente del glaciar Johnsons es de 83 m.

El frente de *calving* se divide en N trapecios adyacentes con lados paralelos en la dirección vertical (Fig. 5.16). En el centro de cada trapecio, la velocidad horizontal promediada verticalmente se calcula a partir de las velocidades del modelo, mediante la integración numérica de la ecuación

$$\bar{u}_i = \frac{1}{H_i} \int_0^{H_i} u_i(z) dz, \quad (5.14)$$

donde u_i es la componente de la velocidad horizontal perpendicular al frente de *calving* y H_i es el espesor de hielo en el trapecio i -ésimo del frente. El flujo volumétrico de *calving*, Φ (dimensiones L^3T^{-1}), viene entonces dado por

$$\Phi = \sum_{i=1}^N \bar{u}_i A_i, \quad (5.15)$$

donde A_i , $i = 1, \dots, N$, son las áreas de cada trapecio (Fig. 16).

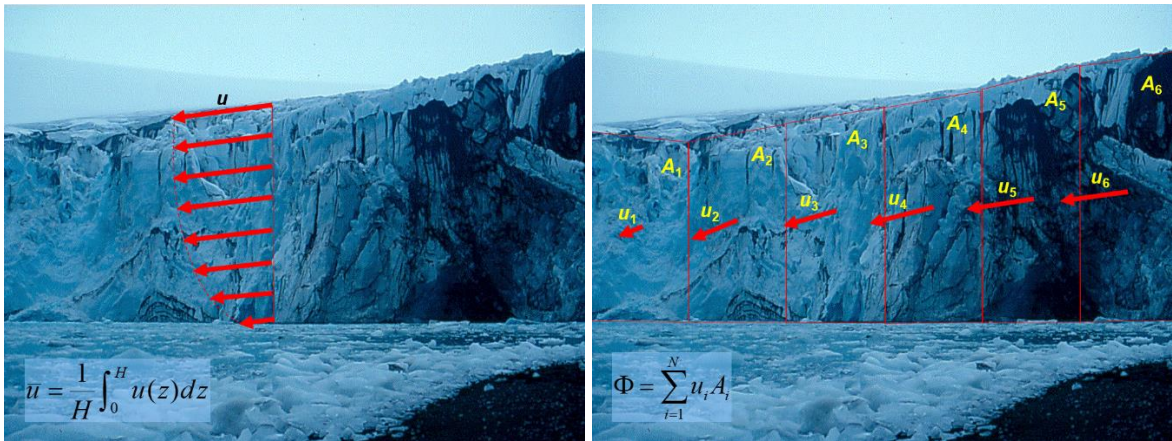


Fig. 5.16. Cálculo de la velocidad del glaciar en el frente, promediada verticalmente, en una línea de flujo del glaciar (izquierda) y cálculo del flujo volumétrico de *calving* fraccionando el frente del glaciar en una serie de superficies, cada una con una determinada velocidad media (derecha).

El flujo volumétrico de *calving* calculado de esta forma es de $8,23 \times 10^5 \text{ m}^3 \text{ a}^{-1}$. Para obtener una estimación del error en el flujo de *calving*, se aplican técnicas estándar de propagación de errores (Bevington y Robinson, 2003), bajo el supuesto de que las variables involucradas no están correlacionadas. Para el error en la velocidad media en el frente de *calving*, se utiliza la diferencia media de $5,4 \text{ m a}^{-1}$ entre las velocidades modeladas y las observadas en la red de estacas del glaciar Johnsons calculada por Otero et al. (2010). Se aproxima el error en el área del frente de *calving* como el producto de la longitud del frente de *calving* (573,8 m) y el error de elevación de la superficie de 3,1 m del DEM de 2000 estimado por Molina et al. (2007). El error del flujo volumétrico de *calving* vendrá dado entonces por

$$\varepsilon_\Phi = \sqrt{A^2 \varepsilon_{\bar{u}}^2 + \bar{u}^2 \varepsilon_A^2}. \quad (5.16)$$

Considerando $A = 34.123 \text{ km}^2$, $\varepsilon_A = 1779 \text{ km}^2$, $\bar{u} = 24,1 \text{ m a}^{-1}$, $\varepsilon_{\bar{u}} = 5,4 \text{ m a}^{-1}$, se obtiene $\varepsilon_{\Phi} = 1,89 \times 10^5 \text{ m}^3 \text{ a}^{-1}$, con lo que el flujo volumétrico de *calving* resulta ser de $(8,23 \pm 1,89) \times 10^5 \text{ m}^3 \text{ a}^{-1}$. Considerando una densidad del hielo de 900 kg m^{-3} y dividiendo por el área del glaciar Johnsons de $5,36 \text{ km}^2$ considerada por Navarro et al. (2013), este flujo de *calving* es equivalente a un balance de masa de $-0,14 \pm 0,04 \text{ m w.e. a}^{-1}$.

Hemos considerado en esta tesis, adicionalmente, un método alternativo al propuesto por Navarro et al. (2013), que difiere de éste en la forma de calcular la velocidad media de la columna de hielo. En lugar se calcula la velocidad promediada verticalmente a partir de las velocidades dependientes de la profundidad calculadas por el modelo dinámico de Otero et al. (2010), se basa en calcular la velocidad media \bar{u} como una cierta fracción de la velocidad en la superficie, u_s . En particular, consideraremos que

$$\bar{u} = \gamma u_s, \quad \gamma \in [0,8, 1]. \quad (5.17)$$

El fundamento de este método se basa en que, si se asume deformación del hielo glaciar por cizalla simple, la razón entre la velocidad promediada verticalmente y la velocidad en la superficie está acotada entre 0,8, si el movimiento es puramente por deformación interna, y 1, si el movimiento es por deslizamiento basal puro (Cuffey y Paterson, 2010). Puesto que, en nuestro caso, el movimiento se produce por una combinación de deformación interna y deslizamiento basal, asumimos que $\gamma = 0,9$.

Se obtiene en este caso una mayor velocidad media, $\bar{u} = 26,1 \text{ m a}^{-1}$, de donde resulta un flujo volumétrico de $(8,92 \pm 1,90) \times 10^5 \text{ m}^3 \text{ a}^{-1}$, que es equivalente a un balance de masa de $-0,15 \pm 0,04 \text{ m w.e. a}^{-1}$. El resultado, por lo tanto, no difiere significativamente del obtenido usando el método seguido por Navarro et al. (2013). Esto se debe a que, en nuestro método, la velocidad en la superficie se obtiene también del mismo modelo dinámico de Otero et al. (2010) utilizado por Navarro et al. (2013).

5.5 El balance de masa total de los glaciares Hurd y Johnsons

Despreciando los balances de masa interno y basal, habitualmente considerados pequeños para este tipo de glaciares, y para los que además no se dispone de ningún tipo de estimación, el balance de masa total se puede calcular con el método geodésico, de donde resulta precisamente el nombre de balance geodésico. Además, en el caso de glaciares terminados en tierra, como es el caso del glaciar Hurd, coinciden los balances de masa geodésico y climático. Para glaciares terminados en mar, como Johnsons, para obtener el balance total hay que sumar al balance climático la ablación frontal (al tener ésta signo negativo, esto es equivalente a restar al balance climático la tasa de *calving*). La Tabla 5.6 muestra el balance total medio (a lo largo del periodo de estudio) de los glaciares Hurd y Johnsons, desglosado en sus componentes (balance climático y ablación frontal) y su comparación con los balances geodésicos con los que, teóricamente, deberían coincidir. Nótese, no obstante, los distintos periodos de cálculo de los diferentes elementos, que en ocasiones no están totalmente solapados (incluso sólo parcialmente solapados, en el caso de la ablación frontal).

Tabla 5.6. Balance de masa total medio para el periodo 2002-2013, y sus componentes fundamentales (balance climático y ablación frontal), para los glaciares Hurd y Johnsons durante el periodo 2000-2013, y su comparación con el balance geodésico durante el periodo 2000-2013. Se asume que el valor medio de la ablación frontal, calculado por Navarro et al. (2013) para el periodo 2005-2008, permanece constante para el periodo extendido 2002-2013. El error consignado en el balance climático es el error estándar de la media⁸ de los balances climáticos anuales del periodo considerado.

Balance de masa total medio 2002-2013 (m w.e. a ⁻¹)				
Glaciar	Balance climático (2002-2013)	Ablación frontal (2005-2008)	Balance total (2002-2013)	Balance geodésico (2000-2013)
Hurd	-0,16 ± 0,11	n/a	-0,16 ± 0,11	-0,21 ± 0,08
Johnsons	0,10 ± 0,07	-0,14 ± 0,04	-0,04 ± 0,08	-0,14 ± 0,10

La diferencia entre el balance total, calculado como suma del climático más la ablación frontal, con el calculado por el método geodésico, está en todos los casos dentro de los márgenes de error de las estimaciones. No obstante, en el caso del glaciar Hurd el balance total y el geodésico son mucho más próximos que en el caso del glaciar Johnsons. Esta mayor diferencia para Johnsons cabe atribuir a las incertidumbres asociadas al cálculo de la tasa de *calving*. Nótese, por un lado, que se ha extrapolado su valor calculado para 2005-2008 al conjunto del periodo 2002-2013. Por otro lado, se ha calculado con un modelo dinámico numérico (Otero et al., 2010) con grandes incertidumbres en la magnitud del deslizamiento basal. Pese a ello, es la mejor estimación de la que se dispone.

Existe otra estimación del flujo de *calving* del glaciar Johnsons, la de Osmanoglu et al. (2014), que dan un valor estimado de $-0,07 \pm 0,05$ m w.e. a⁻¹ durante 2007-2011. El uso de este valor produciría una discrepancia aún mayor entre los balances de masa total (que resultaría ser $+0,03$ m w.e. a⁻¹) y geodésico. La estimación de Osmanoglu et al. (2014) está basada en velocidades en la superficie calculadas por *offset tracking* a partir de datos SAR del sistema PALSAR-1 del satélite ALOS-1, y de espesores de hielo obtenidos por inversión de datos de geometría y velocidades del glaciar, calibrada por observaciones de espesor de hielo mediante georradar. Sin embargo, esta estimación no es fiable, pues Osmanoglu et al. (2014) utilizaron valores irrealistas de espesor medio en la puerta de flujo de 121 m (obtenido con el procedimiento de inversión), de velocidad media en el frente de 11 ± 9 m a⁻¹ y de longitud de puerta de flujo de 2,1 km. Esta última, claramente errónea, se debe a una interpretación equivocada que considera como puerta de flujo el conjunto de la frontera noroeste del glaciar, entre los picos Johnsons (Charrúa) y Reina Sofía, lo que también contribuye al espesor incorrecto y la velocidad incorrecta en la puerta de flujo.

Sin comparar con el balance geodésico, resulta más adecuado presentar los valores del balance total usando, para su componente de balance climático, el correspondiente al periodo completo 2002-2016. Los resultados se muestran en este caso en la Tabla 5.7. Como era de esperar, los balances resultan más positivos, al haber añadido 3 años de balances claramente positivos. De hecho, el balance total del glaciar Hurd resulta sólo ligeramente negativo y el balance total del glaciar Johnsons pasa a ser ligeramente positivo.

⁸ Desviación estándar dividida por la raíz cuadrada del número de observaciones, disminuido en una unidad.

Tabla 5.7. Balance de masa total medio, y sus componentes principales (balance climático y ablación frontal), para los glaciares Hurd y Johnsons durante el periodo 2002-2016, asumiendo que el valor medio de la ablación frontal, calculado para el periodo 2005-2008, permanece constante para el periodo extendido 2002-2016.

Balance de masa medio 2002-2016 (m w.e. a ⁻¹)			
Glaciar	Balance climático (2002-2016)	Ablación frontal (2005-2008)	Balance total (2002-2016)
Hurd	-0,04 ± 0,11	n/a	-0,04 ± 0,11
Johnsons	0,21 ± 0,08	-0,14 ± 0,04	0,07 ± 0,09

5.6 Análisis de la evolución del balance de masa de los glaciares Hurd y Johnsons en el contexto de la variación climática regional

La evolución climática regional desde mediados del siglo XX ha sido descrita en el apartado 1.3.2.1, donde vimos que el clima de la región de la península Antártica e islas circundantes, incluyendo las Shetland del Sur, ha estado caracterizado por un calentamiento intenso y bastante sostenido durante la segunda mitad del siglo XX, y un enfriamiento de la parte norte de la Península y las Shetland del Sur durante los primeros quince años del siglo presente. También, en el Apartado 1.3.2.5, hemos descrito cómo esta evolución climática regional ha influenciado la intensidad y extensión de la fusión en superficie en la región de la península Antártica, y en el Apartado 1.3.2.6 hemos revisado además los cambios en el régimen de acumulación observados en esta región, a través tanto de mediciones de acumulación in situ como de análisis de testigos de hielo. En resumen, el escenario descrito en esos apartados está caracterizado por un aumento de la acumulación en las últimas décadas, atribuido a la intensificación de los vientos circumpolares del oeste y los flujos del norte, y asociado a su vez a la fase positiva del Modo Anular Austral (SAM).

En esta sección analizamos la evolución del balance de masa entre los periodos de calentamiento y enfriamiento (sección 5.6.1) y en el contexto del periodo de enfriamiento reciente y la transición a él desde los años inmediatamente anteriores (sección 5.6.2).

Antes de iniciar la discusión, conviene recordar que, como señalan Marzeion et al. (2017), el balance de masa glaciar se considera habitualmente como la respuesta sin retardo de los glaciares al forzamiento atmosférico, mientras que los cambios de longitud de los glaciares (avances o retrocesos del frente) representan una respuesta filtrada a forzamientos con escalas temporales mayores, del orden de las climáticas (i.e., de décadas a milenios).

5.6.1 Evolución del balance de masa entre los periodos 1957-2000 y 2000-2013

En la Sección 5.3.3 ya hemos comparado cuantitativamente los balances de masa geodésicos de los periodos 1957-2000 y 2000-2013, tanto a nivel de balance de masa de cuenca glaciar completa como a nivel de la distribución espacial de los cambios de elevación de la superficie. Adicionalmente, en la Sección 5.5 hemos comparado el balance geodésico del periodo 2000-2013 con la media del balance total para el mismo periodo, cuyo componente de balance climático se calculó mediante el método glaciológico.

Aunque 1957-2000 fue un periodo de calentamiento sostenido, y el periodo 2000-2013 parte de un periodo de enfriamiento, las diferencias de balance a nivel de cuenca completa entre

ambos periodos fueron poco acusadas (sólo ligeramente inferior en el periodo de enfriamiento para el glaciar Hurd, y apenas para el glaciar Johnsons). Esto se debe a que, al ser el periodo 1957-2000 un largo periodo de calentamiento sostenido, con toda seguridad sus primeros años habrán tenido unas temperaturas substancialmente inferiores a las actuales, implicando menores tasas de fusión estival. En las islas Shetland del Sur, sólo se dispone de registro de temperaturas fiables a partir de marzo de 1968 (registradas en la estación de Bellingshausen; BAS, 2018). La evolución de las temperaturas medias de verano en esta estación se muestra en la Figura 5.17. La temperatura media de verano para el periodo 1969-2000 es de 1,2 °C, frente a 1,1 °C para 2001-2013, es decir, es irrelevante para justificar la disminución del balance geodésico medio entre los periodos 1957-2000 y 2001-2013. La temperatura media anual en estaciones ubicadas en distintas subregiones de la península Antártica, algunas de ellas con registros iniciados en los años 1950, se muestra en la Figura 3.1. Allí podemos observar que, para la estación meteorológica de Esperanza (la más próxima a las Shetland del Sur y con una evolución de temperaturas recientes relativamente similar a ellas), el periodo 1954-1968 (en 1954 se inician las medidas disponibles de Esperanza) estuvo caracterizado por temperaturas muy similares en media a las de 1968-1970, pero con un mínimo muy marcado en 1959 y un máximo muy acusado en 1964, con un fuerte aumento de temperatura de 1,5 °C en el periodo de 5 años entre ellos.

Hemos visto (Fig. 4.5) la fuerte correlación entre las temperaturas medias en Bellingshausen y en la Base Juan Carlos I (coeficiente de correlación de Pearson de 0,90). Por otro lado, se da una clara anticorrelación entre las temperaturas de Bellingshausen y los balances de verano de los glaciares Hurd y Johnsons, según ilustra la Figura 5.18 (coeficientes de correlación de -0,80 para Hurd y -0,83 para Johnsons). A su vez, se da una fuerte correlación entre el balance anual y el balance de verano (coeficiente de correlación de 0,94 para Hurd y de 0,77 para Johnsons; Tabla 5.4.). Cabe pues imaginar que el balance anual de los glaciares Hurd y Johnsons habrá evolucionado de forma recíproca a como lo ha hecho la temperatura media de verano de Bellingshausen mostrada en la Figura 5.17.

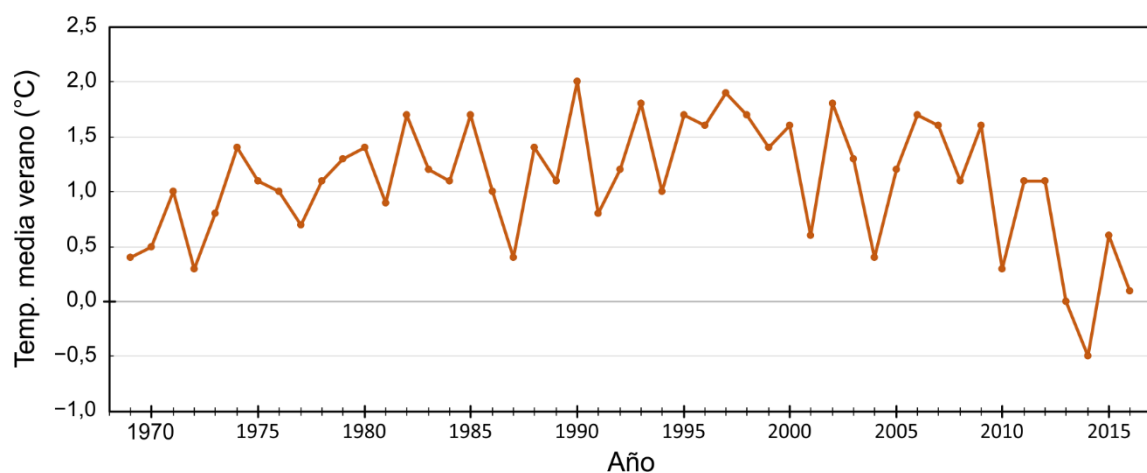


Fig. 5.17. Temperaturas medias de verano (diciembre-enero-febrero) medidas en la estación de Bellingshausen, en la isla Rey Jorge, entre 1969 y 2016, extraídas de la base de datos READER (BAS, 2018).

Por otro lado, la clara anticorrelación entre el balance anual B_a y la ELA de los glaciares Hurd y Johnsons (coeficientes de correlación de -0,90 para Hurd y -0,89 para Johnsons; Tabla 5.4), implica que la ELA es, para estos glaciares, un buen indicador (*proxy*, en la

terminología anglosajona) del SMB⁹ anual. En consecuencia, es interesante analizar la evolución de la ELA de los glaciares de isla Livingston u otras islas vecinas del archipiélago de las Shetland del Sur durante periodos para los que no se dispone de datos de SMB.

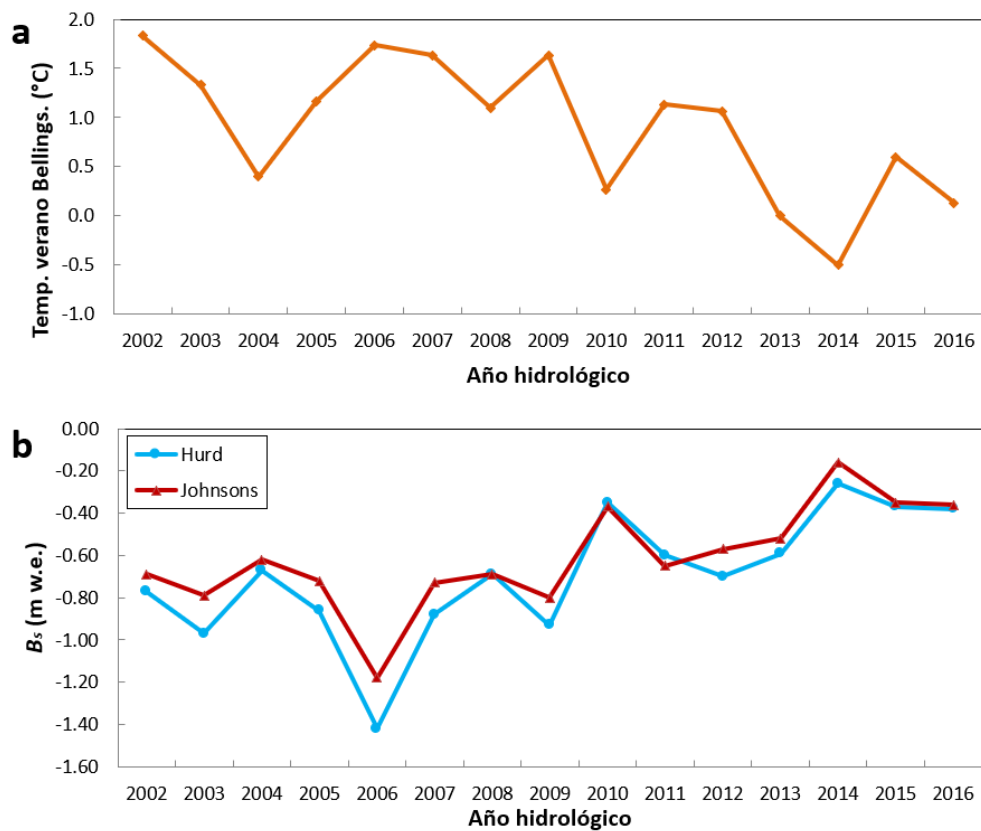


Fig. 5.18. a) Temperaturas medias de verano (diciembre-enero-febrero) en la estación de Bellingshausen (isla Rey Jorge) durante el periodo 2002-2016 y b) balances de verano B_s de los glaciares Hurd y Johnsons durante el mismo periodo.

Estudios previos realizados en las islas Shetland del Sur entre 1969 y 1989 situaron la ELA a altitudes entre 110 y 150 m s.n.m (Curl y Brink, 1974; Orheim y Govorukha, 1982; Ren, 1988; Ren et al., 1995; Bintanja, 1995). Los estudios de balance de masa realizados por Orheim y Govorukha (1982) en domo Rotch (parte occidental de isla Livingston) durante el periodo 1971-1974 sugieren una ELA a 150 m s.n.m. Ximenis et al. (1999) indican que se dio una tendencia al alza de la ELA del glaciar Johnsons entre, 1965 y 1997, desde un valor medio de 200 m en 1965-1993 (Furdàda et al., 1999, Fig. 6), pasando por 235 m en 1992/93 (Vilaplana y Pallàs, 1993), hasta 250 m en 1995-1997 (Ximenis et al., 1999), coincidente –este último– con el periodo de temperaturas de verano más altas de la región (segunda mitad de los años 1990; véase Figura 5.17). Esto es consistente con el comentario de Rückamp et al. (2011) sobre el notable aumento de la ELA del domo Bellingshausen, en la vecina isla Rey Jorge, de 140 m en 1967 a 200 m en 1999 (Orheim y Govorukha, 1982; Wen et al., 1994; Braun et al., 2000). Los datos, por lo tanto, sugieren un aumento sostenido del SMB en las islas Shetland del Sur desde mediados de los años 1960 hasta finales de los años 1990. Tras este periodo de ascenso de la ELA, sigue otro de descenso de la misma durante el periodo de enfriamiento regional reciente, como muestran claramente nuestros datos

⁹ Puesto que tendremos que referirnos constantemente al balance de masa en superficie en lo que resta de esta sección y las sucesivas, nos referiremos a él por su acrónimo en inglés, SMB, habitual en la literatura.

(tablas 5.1 y 5.2 y Figura 5.10). La ELA media del glaciar Johnsons calculada por nosotros para el periodo 2002-2016 es de 139 ± 65 m, mucho más baja que todas las publicadas por Ximenis et al. (1999), mientras que nuestra ELA media para el glaciar Hurd en ese mismo periodo es de 174 ± 109 m. Aunque la ELA pueda ser usada como un indicador de la evolución del SMB para el periodo en el que no se dispone de medidas de balance de masa en esta región, la fuerte variabilidad de la ELA que muestran nuestros datos (y que podría extrapolarse a periodos anteriores) hace que cualquier tendencia aparente basada en observaciones limitadas deba tomarse con precaución.

Otra indicación de la evolución del SMB en las Shetland del Sur (en concreto, de su componente de ablación), en periodos para los que no se dispone de medidas in situ, viene de la mano del modelo de fusión y de escorrentía desarrollado por Costi et al. (2018) para el periodo de 32 años entre 1981 y 2014. En este modelo, cuyos resultados fundamentales se apuntaron en el Apartado 1.3.2.5, la fusión en superficie se calcula usando un modelo de índice de temperaturas positivas, con resolución espacial de 200 m y temporal de un año, alimentado por datos de reanálisis ERA-Interim y calibrado y validado con múltiples medidas en campo en diversas ubicaciones (en particular, destacamos que los balances de invierno y verano de Hurd y Johnsons para 2002-2011 fueron usados por Costi et al. (2018) como datos de validación de su modelo). La escorrentía, a su vez, se calcula como la diferencia entre la fusión y la cantidad de agua retenida en el estrato de nieve a través de recongelación, relleno de poros y capilaridad, calculada esta retención de agua usando el modelo de Pfeffer (1991). Como datos de acumulación, Costi et al. (2018) toman los del proyecto de reanálisis ERA-Interim (ERA-I) del European Centre for Medium-range Weather Forecast (ECMWF). Las predicciones del modelo para la zona de las islas Shetland del Sur se muestran en la Figura 5.19a.

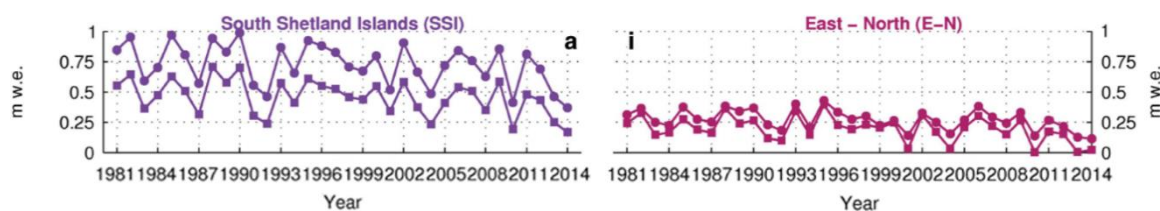


Fig. 5.19. Fusión superficial (círculos) y escorrentía (cuadrados) específicas (por unidad de área) en las islas Shetland del Sur (a) y en la zona noreste de la península Antártica (i) calculados con el modelo de Costi et al. (2018) para el periodo 1981-2014. La figura mostrada está extraída de los paneles “a” e “i” de la Figura 7 de Costi et al. (2018).

Vemos en la Figura 5.19a que la fusión sigue, como era de esperar, la evolución de las temperaturas medias de verano medidas en Bellingshausen (Fig. 5.17). Vemos que los máximos de la fusión se producen en los años 1982, 1985, 1988 y 1990, que corresponden todos a máximos de temperatura estival en Bellingshausen (el más alto de ellos, en 1990). También los mínimos de fusión de 1987 y 1991-1992 tienen una clara correlación con los mínimos de temperatura en Bellingshausen. La parte última de los resultados de Costi et al. (2018), desde mediados de los años 1990 en adelante, la comentaremos en las secciones siguientes.

5.6.2 Evolución del balance climático durante el periodo de enfriamiento regional reciente

Antes de discutir la evolución del balance durante el periodo de enfriamiento reciente, analizaremos el cambio de tendencia de calentamiento a enfriamiento en la península

Antártica detectado por Turner et al. (2016) en su análisis del periodo 1979-2014 (Apartado 5.6.2.1). A continuación, siguiendo a Oliva et al. (2017a), analizaremos el cambio en las temperaturas estacionales regionales entre los dos decenios más recientes, dominados, respectivamente, por balances climáticos negativos y positivos en la zona de las Shetland del Sur (y también en el noreste de la península Antártica).

5.6.2.1 Transición de calentamiento a enfriamiento durante el periodo 1979-2014

Ya comentamos en el Apartado 1.3.2.1 el cambio de tendencia, de calentamiento a enfriamiento, detectado por Turner et al. (2016) en su análisis del registro termométrico de los datos de 6 estaciones meteorológicas de la península Antártica durante el periodo 1979-2014, y las causas que estos autores atribuyeron a los cambios observados. En consecuencia, nos limitamos aquí a presentar el resultado fundamental de estos autores en cuanto a evolución temporal del registro termométrico (Figura 5.20) y a destacar que dichos autores determinan 1998 como el año de cambio de tendencia. Las tendencias para ambos periodos son de $0,32 \pm 0,20$ °C/década durante 1979-1997 y $-0,47 \pm 0,25$ °C/década durante 1999-2014, es decir, la tendencia durante el periodo de calentamiento es más acusada que la que se da durante el periodo de enfriamiento.

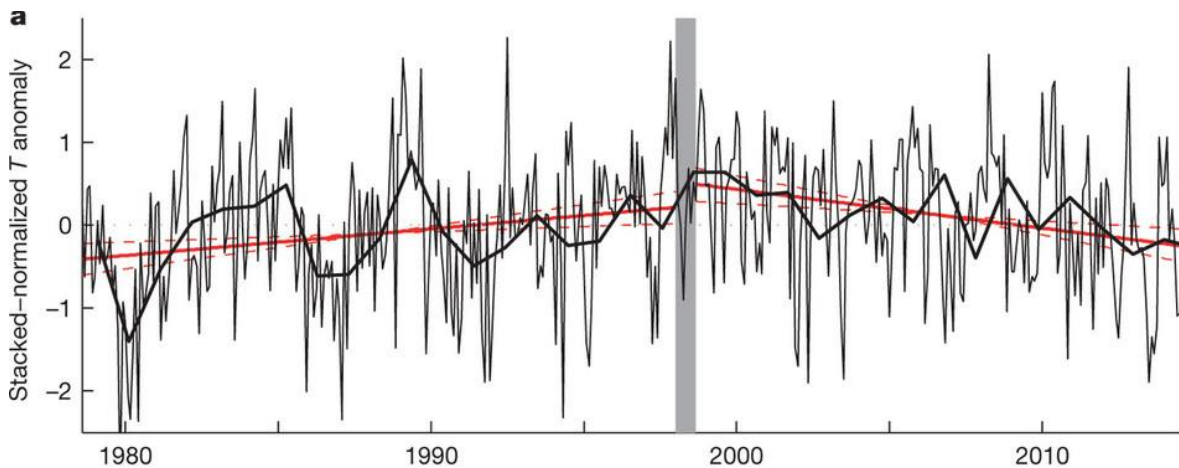


Fig. 5.20. Anomalía de las temperaturas medias mensuales (línea negra fina) y anuales (línea negra gruesa) apiladas (*stacked*) para 6 estaciones meteorológicas de la península Antártica, respecto al promedio 1981-2010 para esas estaciones, y su ajuste a rectas de regresión (líneas rojas) para el periodo de calentamiento y de enfriamiento, según Turner et al. (2016), habiendo determinado 1998 como el momento de cambio de tendencia con un test de Mann-Kendall (e.g., Gilbert, 1987). La figura mostrada es el panel “a” de la Figura 2 de Turner et al. (2016).

5.6.2.2 Cambios de temperaturas estacionales entre las décadas 1996-2005 y 2006-2015

Oliva et al. (2017a) han analizado, entre otros, el cambio de las temperaturas medias estacionales de las distintas subregiones de la península Antártica, entre las décadas 1996-2005 y 2006-2015, que ponen de manifiesto el enfriamiento regional reciente en la zona norte de la península Antártica. En las islas Shetland del Sur, las diferencias más pronunciadas entre ambas décadas corresponden al invierno (junio-julio-agosto), cuyas temperaturas medias bajaron entre 1,1 y 1,3 °C, dependiendo de la estación meteorológica (las consideradas en las islas Shetland del Sur fueron Bellingshausen, Marsh y King Sejong, todas ellas en la isla Rey Jorge). Las menores diferencias (entre 0,0 y 0,3 °C de enfriamiento) correspondieron a la primavera (septiembre-octubre-noviembre). Las temperaturas medias de otoño (marzo-abril-mayo) bajaron entre 0,6 y 0,7 °C, y las de verano (diciembre-enero-

febrero), que son las relevantes para la fusión, disminuyeron entre 0,4 y 0,5 °C. Recuérdese que los análisis de sensibilidad del modelo de fusión de Jonsell et al. (2012) indican que una disminución en la temperatura media del verano de sólo 0,5 °C implica una disminución de la fusión del 44%.

Las estaciones ubicadas en el extremo norte (O'Higgins, Esperanza) y en el noreste (Marambio) de la península Antártica, relativamente próximas a los glaciares Bahía del Diablo, domo Davies y Whisky, mostraron un comportamiento similar al observado en las islas Shetland del Sur, aunque con enfriamiento en otoño más pronunciado (entre 1,0 y 1,8 °C). El enfriamiento durante el invierno estuvo entre 0,7 y 1,3 °C, en primavera el enfriamiento fue moderado (entre 0,1 y 0,3 °C) y el verano mostró un enfriamiento similar al de las Shetland del Sur, entre 0,3 y 0,6 °C.

Pese a que la magnitud del enfriamiento entre las décadas 1996-2005 y 2006-2015 haya sido similar en ambas subregiones, las Shetland del Sur y el extremo noreste de la península Antártica (salvo un enfriamiento en otoño más acusado en esta última), los escenarios climáticos son claramente distintos, con un clima marítimo más cálido y húmedo en las Shetland del Sur y un clima más frío y seco en la zona noreste de la península Antártica. Esto queda de manifiesto analizando las temperaturas medias presentadas por Oliva et al. (2017a) para el decenio 2006-2015. Bellingshausen tiene una temperatura media anual de -2,3 °C y una temperatura media de verano de 0,9 °C; las de Marsh y King Sejong son muy similares. La temperatura media anual de Esperanza es sensiblemente más baja, de -4,8 °C, aunque la media de verano es idéntica, 0,9 °C. O'Higgins, también más fría en media anual (-3,7 °C) que Bellingshausen, tiene además una temperatura media de verano (0,1 °C) también más fría. Las temperaturas medias más frías corresponden a Marambio, con media anual de -8,4 °C y media de verano de -1,6 °C. Hay que hacer notar que Marambio está situada a una altitud de 196 m s.n.m., y todas las restantes estaciones están próximas al nivel del mar, por lo que las temperaturas al nivel del mar en las proximidades de Marambio serán unos 1,3 °C más cálidas que las indicadas, considerando el gradiente adiabático estándar de 0,65 °C/100 m. Aun así, sigue siendo substancialmente más fría que las restantes estaciones.

5.6.2.3 Evolución reciente del balance climático

El balance climático para los glaciares Hurd y Johnsons analizado en esta tesis cubre el periodo de años hidrológicos 2002-2016. Durante este periodo, hemos visto en la Sección 5.2.4 que la primera parte del periodo, hasta 2009, estuvo dominada por balances negativos para Hurd, y prácticamente nulos para Johnsons, mientras que la segunda, a partir de 2010, tuvo balances predominantemente positivos para ambos glaciares, correspondiendo los balances más positivos a los últimos años (2014-2016). Esta evolución viene marcada fundamentalmente por la evolución de las temperaturas de verano, como pone de manifiesto la Figura 5.18. Esto era de esperar, pues, como hemos señalado anteriormente, el balance climático representa la respuesta sin retardo de los glaciares al forzamiento atmosférico.

El hecho de que, aunque todo el periodo de estudio corresponda a la fase de enfriamiento regional reciente, los balances de masa predominantemente positivos no se den hasta más adelante, a partir de 2010, se debe a que, en los años iniciales del periodo, estos glaciares se encontraban todavía sometidos al máximo de temperaturas que se produjo alrededor del año 1998, cuando, de acuerdo con Turner et al. (2016), se produce la transición de las temperaturas crecientes a las decrecientes (véase Figura 5.20). Sólo cuando, dentro del periodo de enfriamiento, éste se ha mantenido sostenido durante varios años, las temperaturas alcanzan un nivel suficiente como para influir significativamente en el descenso de la fusión. Nótese también que el descenso de 0,5 °C en la temperatura media de verano en las islas Shetland del Sur, señalado por Oliva et al. (2017a), corresponde a la

transición entre las décadas 1996-2005 y 2006-2015, la primera de las cuales se corresponde prácticamente con el máximo de las temperaturas regionales (la zona alrededor del pico en la Figura 5.20 que marca la transición entre los periodos de calentamiento y enfriamiento) y la segunda, a la parte más fría del periodo de enfriamiento.

Recordemos una vez más que la modelización realizada por Jonsell et al. (2012) ha puesto de manifiesto la alta sensibilidad de la fusión de estos glaciares a los cambios de temperatura del aire, debido en buena medida a que la temperatura media de verano de estos glaciares está muy próxima al punto de fusión. La magnitud del descenso en la temperatura media de verano estimada por Oliva et al. (2017a) entre 1996-2005 y 2006-2015, de 0,5 °C, es precisamente igual al descenso de temperatura para el que Jonsell et al. (2012) estimaron una disminución en la tasa de fusión del 44%. Evidentemente, al efecto térmico se ha superpuesto, con especial peso en determinados años, el efecto de una mayor precipitación en forma de nieve, que podría ser una expresión del aumento regional de las precipitaciones en la región de la península Antártica e islas circundantes, asociado al fortalecimiento de los vientos circumpolares del oeste discutido en el Apartado 1.3.2.6.

Otra evidencia del paralelismo entre la evolución del balance climático y la evolución de las temperaturas, a lo largo del periodo de transición entre el subperiodo de más altas temperaturas (entre mediados de los 1990 y mediados de los 2000) y el de temperaturas 0,5 °C menores en media (entre mediados de los 2000 y mediados de los 2010), viene dada por la comparación entre los valores de SMB aportados en esta tesis para los años hidrológicos 2002-2016 y los publicados por Ximenis (2001) para el glaciar Johnsons, que abarcan los años hidrológicos 1995-1999. Durante este último periodo, la red de estacas estuvo limitada al glaciar Johnsons y fue mucho más escasa que la actualmente disponible. El número de estacas medido cada año varió entre 7 y 16, con un promedio de 13 estacas. Diez de las estacas se distribuyeron en dos líneas de flujo particulares (de 3 y 7 estacas), pero, en general, la mayoría de las estacas muestrearon la zona de ablación (muchas de ellas concentradas en una estrecha zona a baja altitud), y sólo entre 3 y 5 estacas, según el año, cubrieron la zona de acumulación. Como resultado de esta distribución no uniforme, Ximenis (2001) no calculó los balances de masa del conjunto de la cuenca glaciar, sino sólo el SMB de puntos concretos. Tampoco aportó una curva del balance de masa medio en función de la elevación.

El elemento más cercano para la comparación está en la Figura 4.14 de Ximenis (2001), que muestra el SMB medio para cada estaca durante el período de observación en función de su altitud media (téngase en cuenta que estos SMB son medidas puntuales y no están ponderados por franjas de altitud). Durante el período 1995-1999, con la excepción de una única estaca, todas las estacas medidas con balance de masa positivo se encuentran por encima de 270 m (y la ELA se localiza a ~250 m s.n.m.), mientras que nuestra ELA media en el glaciar Johnsons durante el periodo 2002-2016 es de 139 ± 65 m (donde los 65 m de incertidumbre corresponden a la desviación estándar, representativa de la variabilidad de los datos). Si distribuimos las estacas publicadas en Ximenis (2001) en franjas de 50 m de elevación, la comparación con nuestros valores de SMB para las dos o tres franjas de elevación superiores (200/250 a 350 m), muestra valores no excesivamente distintos entre ambos periodos. Sin embargo, a medida que nos movemos a las franjas de elevación inferiores, las diferencias se vuelven muy marcadas, con balances de masa típicos más negativos durante el período 1995-1999, en comparación con los valores de 2002-2016, en cantidades de aproximadamente 0,5, 1,0 y 2,5 m w.e. para las tres franjas más bajas (50 a 200 m). En la zona de estudio, el período 1995-2000 ha sido el período más largo con temperaturas medias de verano sostenidas más altas (entre 1,4 y 1,9°C, a nivel del mar) en todo el registro de temperatura de Bellingshausen, desde 1968 hasta la actualidad (BAS, 2018; véase también Figura 5.17).

Una última muestra de la solidez de nuestros resultados de SMB obtenidos mediante el método glaciológico es su consistencia, durante el periodo 2002-2011, con los resultados de la modelización de Costi et al. (2018). Antes de comparar los resultados respectivos, es importante destacar que Costi et al. (2018) utilizaron los datos de SMB de invierno y verano de Hurd y Johnsons, del periodo 2002-2011, como datos de validación de su modelo, pero no como datos de calibración (de lo contrario, podría haberse argumentado, con razón, que sus resultados podían estar sesgados). La Figura 5.21 muestra los resultados de esa comparación, que no son otros que el propio experimento de validación de Costi et al. (2018). Se observa el paralelismo entre los resultados del modelo y las observaciones, cuyas correlaciones se ilustran en la propia figura (valores de r^2). Las correlaciones más altas son las correspondientes al balance de invierno de Hurd y al balance de verano de Johnsons. La mayor diferencia individual corresponde a la ablación del año hidrológico 2003, donde el resultado del modelo difiere significativamente de las observaciones.

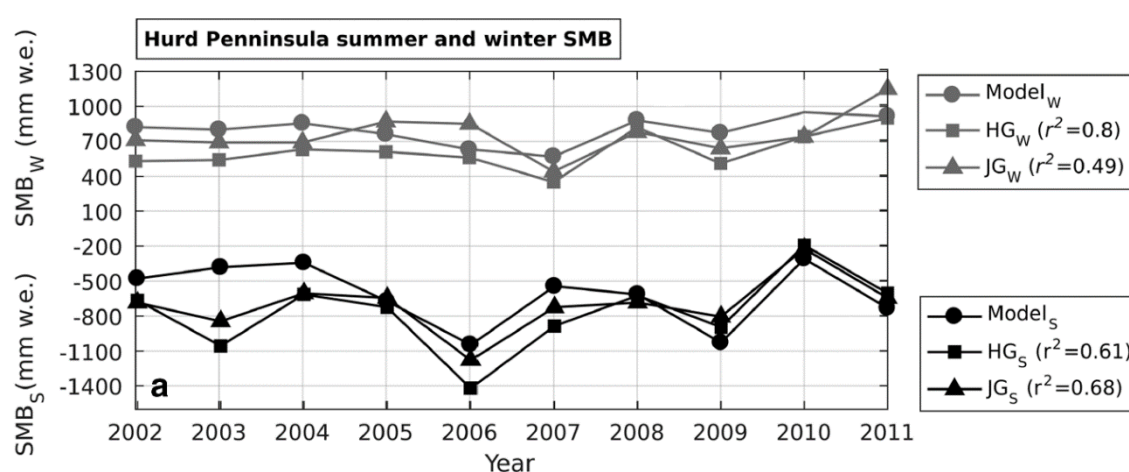


Fig. 5.21. Comparación, para el periodo 2002-2011, entre la acumulación (subíndice W) estimada por Costi et al. (2018) para los glaciares Hurd (HG) y Johnsons (JG) a partir de datos de reanálisis ERA-Interim y la medida en estos glaciares, usando el método glaciológico, por Navarro et al. (2013) (símbolos y curvas grises en la parte superior); y entre la fusión superficial (subíndice S) calculada por el modelo de Costi et al. (2018) para los glaciares Hurd y Johnsons y la medida en estos glaciares, usando el método glaciológico, por Navarro et al. (2013) (símbolos y curvas negras en la parte inferior). La figura mostrada es el panel “a” de la Figura 4 de Costi et al. (2018).

Por último, destacamos que el modelo de Costi et al. (2018) predice una amplia anomalía positiva de la fusión en 2006, que se corresponde con el mínimo del balance de verano observado en 2006 (Fig. 5.21), y también un mínimo absoluto de la fusión en 2014 (Fig. 5.18a). Este último es consistente con los balances de verano medidos en Hurd y Johnsons, mostrados en las figuras 5.6 y 5.7, que son los menores, en valor absoluto, de la serie.

5.6.3 Evolución 2002-2016 del balance climático de los glaciares Hurd y Johnsons en comparación con el de otros glaciares de la región de la península Antártica

El único glaciar en la región de la península Antártica con un registro de SMB comparable con los de Hurd y Johnsons es el glaciar Bahía del Diablo (63° 49' S, 57° 26' O), situado en la Isla Vega, al noreste de la península Antártica. Es un glaciar con terminación en tierra de aproximadamente 14,3 km², que abarca un rango de altitudes de 75-630 m s.n.m. y está orientado al NE/E (Skvarca et al., 2004; Marinsek y Ermolin, 2015). También se dispone de

registros de SMB recientes, aunque para periodos más cortos, para el domo Bellingshausen, en la isla Rey Jorge (años hidrológicos 2008-2012; Mavlyudov, 2014) y para el domo Davies y el glaciar Whisky, en la Isla James Ross (años hidrológicos 2009-2014; Engel et al., 2018). El domo Bellingshausen está situado a $62^{\circ} 10' S$, $58^{\circ} 53' O$, cubre un área de aproximadamente 10 km^2 y abarca un rango de altitudes de 0-250 m, el domo Davies está situado a $63^{\circ} 53' S$, $58^{\circ} 3' O$, cubre un área de $6,5 \text{ km}^2$ y abarca un rango de altitudes de 0-514 m, y el glaciar Whisky está situado a $63^{\circ} 56' S$, $57^{\circ} 57' O$, cubre un área de $2,4 \text{ km}^2$ y abarca un rango de altitudes de 215-520 m, presentando una orientación NNE. Sus balances de masa en superficie anuales (B_a) se muestran en la Figura 5.22.

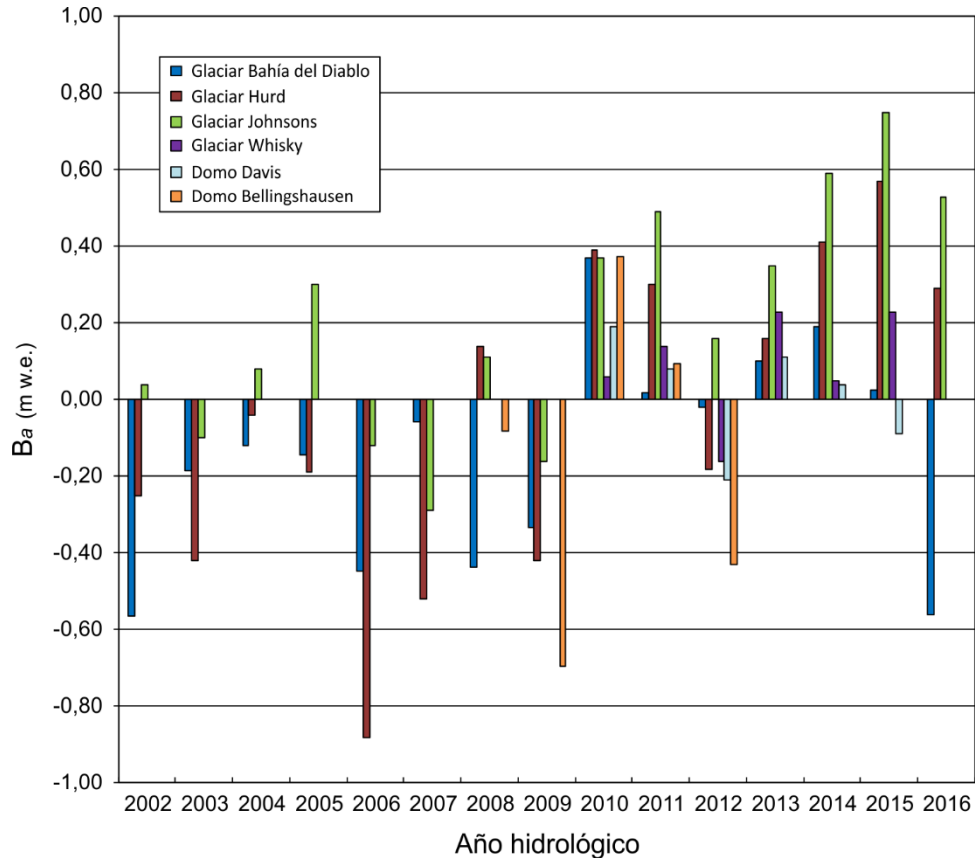


Fig. 5.22. Comparación de los balances climáticos anuales de distintos glaciares de la zona norte de la península Antártica y su periferia. Los glaciares Bahía del Diablo, Hurd y Johnsons son los únicos de la Antártida que tiene actualmente registros de 15 o más años en la base de datos del WGMS. Bahía del Diablo está situado en la Isla Vega, y el domo Davies y el glaciar Whisky, en la Isla James Ross, ambas islas al noreste de la península Antártica. Los glaciares Hurd y Johnsons están situados en isla Livingston, y el domo Bellingshausen en la isla Rey Jorge, ambas en las islas Shetland del Sur, al noroeste de la península Antártica.

Antes de discutir la comparación entre los balances de masa, conviene hacer notar que los glaciares Bahía del Diablo, domo Davies y Whisky se miden una única vez al año, en febrero para Bahía del Diablo (Marinsek y Ermolin, 2015) y a finales de enero para el domo Davies y el glaciar Whisky (Engel et al., 2018). Sin embargo, los glaciares Hurd, Johnsons y domo Bellingshausen se miden tanto al inicio como al final de la temporada de fusión. Aunque la última medida de cada verano en Hurd y Johnsons se realiza típicamente a finales de febrero, las medidas de ablación son después corregidas por la ablación adicional producida tras la última medida y el final efectivo de la temporada de fusión, que se produce habitualmente a finales de marzo (véanse los detalles de esta corrección en la Sección 4.2.4). Esto implica un cierto desfase entre los datos de las Shetland del Sur y los del noreste de la península

Antártica. Este desfase consiste en que parte de la fusión medida en un cierto año y glaciar (aproximadamente en marzo, e incluso todo febrero y marzo para el domo Davies y el glaciar Whisky) se atribuye al año hidrológico en curso si este glaciar está entre los de las Shetland del Sur, mientras que, si es uno de los glaciares del noreste de la península Antártica, se atribuye al año hidrológico siguiente. De hecho, Engel et al. (2018) hacen notar que sus medidas de SMB se refieren a un sistema de fecha fija que, tomando el año 2010 como ejemplo, se inicia el 1 de febrero de 2009 y termina el 31 de enero de 2010. También Marinsek y Ermolín (2015) hacen notar que sus medidas se hacen en fecha fija, pero especificada vagamente (febrero). En realidad, no se trata de medidas de SMB con sistemas de fecha fija, sino más bien de fecha flotante, ya que las fechas de medida varían ligeramente de año en año por razones logísticas, cambiando con ello la duración del año de balance. En los casos de los glaciares Hurd, Johnsons y domo Bellingshausen, el sistema empleado es el stratigráfico, o más bien un sistema combinado stratigráfico-fecha flotante.

La principal similitud entre los balances de todos los glaciares es que los SMB negativos tienden a concentrarse en los años iniciales (hasta el año hidrológico 2009), mientras que los SMB positivos ocurren en la segunda parte del periodo analizado (a partir del año hidrológico 2010). En la primera parte del periodo, dominada por los balances negativos, prácticamente sólo hay datos disponibles para los glaciares Hurd, Johnsons y Bahía del Diablo (los del domo Bellingshausen no se inician hasta 2008). Durante este periodo, por lo general Hurd tiene balances de masa negativos más extremos que Bahía del Diablo, lo que atribuimos a su rango de altitudes más bajo, aunque existen claras excepciones, las más notables en 2002 y en 2008 (Bahía del Diablo puede compararse más fácilmente con Hurd, ya que ambos terminan en tierra).

El SMB del domo Bellingshausen, cuyo registro se limita al periodo 2008-2012 (justo abarcando los años de transición general de SMB negativos a positivos), es consistentemente más negativo (o menos positivo, según el caso) que el de Hurd y Johnsons (a excepción de 2010, en que son prácticamente idénticos), pese a su proximidad geográfica a estos últimos. Atribuimos esa diferencia a su rango de altitudes más bajas, que implican una mayor ablación. De hecho, para el domo Bellingshausen se dispone de balances de invierno y verano (Mavlyudov, 2014) y éstos muestran que, mientras los balances de invierno de Hurd y domo Bellingshausen son muy similares (sólo ligeramente mayores para este último), los balances de verano son claramente más negativos para el domo Bellingshausen.

Fijándonos en el periodo claramente dominado por los balances positivos (2010-2016), Johnsons y Hurd presentan sistemáticamente los balances más positivos, substancialmente más positivos en el caso de Johnsons. La razón de la mayor acumulación de Johnsons respecto a Hurd ya ha sido apuntada con anterioridad (la forma más cóncava de la cuenca de Johnsons, al ser terminado en mar, junto con la prevalencia de vientos del sureste que desplazan a Johnsons parte de la nieve inicialmente precipitada sobre Hurd, cuyo domo es más cóncavo). La razón de que los balances en las Shetland del Sur sean más positivos que los del noreste de la península Antártica durante esta segunda parte del periodo analizado probablemente se deba a la mayor temperatura media de verano en las Shetland. Ésta es próxima al punto de fusión en las partes bajas de los glaciares, por lo que un descenso de la temperatura media, aunque sea pequeño, lleva consigo que se pase de condiciones de fusión a condiciones de no fusión, redundando en un balance anual más positivo. Una vez más, se trata de la elevada sensibilidad de la fusión en estos glaciares a pequeños cambios de temperatura analizada por Jonsell et al. (2012). Sin embargo, en los glaciares del noreste de la península Antártica, caracterizados por condiciones más frías, un descenso de las temperaturas medias de verano no implica cambios excesivos en las condiciones de fusión. De hecho, los balances de los glaciares Bahía del Diablo, domo Davies y Whisky son, en el

periodo de balances positivos, sólo ligeramente positivos (con la excepción de Bahía del Diablo para 2010), en consonancia con su menor temperatura media de verano y presumiblemente menor fusión. Esto concuerda con los resultados del modelo de fusión de Costi et al. (2018), que abarca el periodo 1981-2014, y que predice una fusión substancialmente menor en el caso de la zona noreste de la península Antártica frente a las Shetland del Sur (compárense paneles “i” y “a” de la Figura 5.19). Con referencia a esta modelización de Costi et al. (2018), notamos que predice como año de menor fusión el año 2014 (lo que concuerda con los balances fuertemente positivos de ese año en la Figura 5.21; nótese que, aunque en 2015 los balances son aún más positivos, el periodo de modelización de Costi et al. (2018) termina en 2014) y que 2006 muestra en su modelo una amplia anomalía positiva de la fusión (lo que concuerda nuevamente con la Figura 5.21, que muestra los balances más negativos en 2006).

No es posible valorar otros factores, como por ejemplo el distinto régimen de acumulación, porque los glaciares Bahía del Diablo, domo Davies y Whisky se muestrean sólo una vez al año, cerca del final de la temporada de fusión, por lo que sólo es posible determinar su balance anual, sin distinguir entre balances de invierno y verano, al contrario de lo que ocurre en el caso de los glaciares Hurd, Johnsons y domo Bellingshausen. Para estos últimos, el disponer de balance separados de invierno y verano nos permite analizar las causas inmediatas de los cambios de balance observado (si se debe a un cambio en el régimen de acumulación, o de ablación, o de ambos conjuntamente).

Capítulo 6

Conclusiones y líneas de trabajo futuro

6.1 Conclusiones

Se presentan a continuación las principales conclusiones derivadas de este estudio, que hacen referencia, fundamentalmente, a los capítulos 4 y 5. Se presentan, en primer lugar, las relativas al análisis del efecto de las variaciones de la densidad de la nieve sobre los cálculos del balance de masa (6 primeras conclusiones). A continuación, se presentan las referentes al reanálisis del balance de masa climático, al cálculo del balance de masa geodésico, y a su análisis conjunto con la ablación frontal para estudiar el balance de masa total, así como su evolución en el contexto del enfriamiento regional reciente de la región norte de la Península Antártica y las isla Shetland del Sur (conclusiones 7 a 20).

- 1) Durante el período 2004-2016, el valor de la densidad media, al final del verano, de la capa de nieve que cubre los glaciares Hurd y Johnsons, ha mostrado una tendencia decreciente de $-1,88 \text{ kg m}^{-3} \text{ a}^{-1}$, lo que implica una disminución total en la densidad de la capa de nieve de $\Delta\rho = -22 \text{ kg m}^{-3}$ durante los 12 años de nuestro período de estudio (2004-2016). Esta disminución es sólo escasamente estadísticamente significativa, con un p-valor de $p = 0,11$, pero excede el valor del error estándar y de la desviación típica de las mediciones, y el error cuadrático medio del ajuste a una recta por mínimos cuadrados de los datos de densidad media de la capa de nieve (al final del verano) versus tiempo.
- 2) Atribuimos la disminución en la densidad de la capa de nieve al reciente enfriamiento sostenido de aproximadamente $0,8 \text{ }^\circ\text{C}$ en 12 años ($1,0 \text{ }^\circ\text{C}$ en el caso de las temperaturas de verano), consistente con el enfriamiento regional durante aproximadamente 15 años desde el inicio del presente siglo, y la disminución esperada en la fusión de la superficie, la percolación y la recongelación. Los cambios en la precipitación líquida podrían quizá contribuir al cambio de densidad observado durante el invierno, aunque no contamos con datos que respalden esta hipótesis.
- 3) La disminución observada en la densidad no tiene, por sí misma, un impacto significativo en el balance de masa en superficie (SMB) calculado, ya que los cambios resultantes están por debajo del rango de los errores habituales en la estimación del SMB. En consecuencia, se justifica el uso de valores de densidad típicos de las temporadas de invierno y verano para el glaciar, cuando se calcula el SMB de los años subsiguientes (en lugar de la densidad medida en cada año en particular). Además, no importa si esta densidad típica se usa en función de la profundidad o como un valor medio en profundidad, ya que las diferencias implicadas no son significativas.
- 4) La conclusión anterior también se puede aplicar bajo un supuesto de condiciones inversas, con un aumento de densidad de la nieve de magnitud similar a la de la disminución de

densidad que hemos analizado. Se supone que ese aumento de densidad ocurriría bajo un escenario de calentamiento atmosférico similar en magnitud (pero con signo opuesto) al enfriamiento reciente. Sin embargo, esta conclusión no se puede extrapolar a condiciones de calentamiento más intensas, ya que los cambios asociados a la fusión, percolación y congelación dentro de la capa de nieve podrían implicar cambios de densidad más marcados, y una lluvia más abundante también podría tener un impacto adicional en los cambios de la densidad de la capa de nieve.

- 5) Las conclusiones 3 y 4 sugieren que, cuando se dispone de datos de entrada limitados para calcular el balance de invierno (en particular, se dispone únicamente del espesor de la capa de nieve del invierno, pero no de su densidad), el uso de un valor constante de la densidad de la nieve podría dar resultados aceptables. Recomendamos que la elección de dicho valor constante se realice teniendo en cuenta las condiciones climáticas regionales y, preferiblemente, sobre la base de un conjunto de mediciones previas de la densidad de la nieve en el glaciar objeto de estudio.
- 6) Las condiciones de enfriamiento que hemos analizado son una característica reciente de la región de la Península Antártica e islas circundantes. Cabría esperar resultados similares en entornos geográficos y climáticos comparables. Sin embargo, la falta de influencia de estos cambios de densidad en el balance de masa en superficie calculado, los hace irrelevantes en lo que respecta a las estimaciones del balance de masa, sea a nivel local, regional o global.
- 7) Navarro et al. (2013) calcularon los balances de masa en superficie de los glaciares Hurd y Johnsons, para los años hidrológicos 2002-2011, usando una geometría fija del glaciar (la del año 2000). Hemos realizado un reanálisis de estos balances, utilizando, para cada año, un DEM y unas fronteras del glaciar específicos de ese año. Los resultados obtenidos no difieren significativamente de los previos. Es decir, las diferencias entre ambas series de datos están en todo caso por debajo del orden de error de los balances de masa calculados, considerando tanto errores de observación como de cálculo. Atribuimos este hecho a que, debido al periodo de enfriamiento regional reciente, tanto los cambios de espesor del glaciar como los cambios de posición del frente han sido globalmente poco significativos. Aunque los cambios de espesor en la cercanía de los frentes han tenido valores significativos, los descensos locales en el balance de masa en superficie se han visto compensados por aumentos del balance que han tenido lugar en ciertas zonas de las partes altas de los glaciares, de forma que, a nivel de cuenca glaciar completa, los cambios no han sido significativos.
- 8) Hemos ampliado al periodo 2002-2016 la serie temporal de balances de masa en superficie para 2002-2011 calculada, usando el método glaciológico, por Navarro et al. (2013). Los balances correspondientes a los cuatro años hidrológicos añadidos a la serie han resultado ser todos positivos para ambos glaciares, e incluyen además los dos años de la serie completa con balances más positivos (2014 y 2015), así como el año con menor fusión de todo el periodo (2014). Los valores medios, sobre el periodo de 15 años hidrológicos 2002-2016, para los balances de masa en superficie calculados son:
 - $-0,04 \pm 0,11$ m w.e. a^{-1} para el glaciar Hurd,
 - $0,21 \pm 0,08$ m w.e. a^{-1} para el glaciar Johnsons,

donde las incertidumbres especificadas son los errores estándar de la media. Las desviaciones típicas asociadas, que dan una idea de la variabilidad de los datos, son de $0,41 \text{ m w.e. a}^{-1}$ para Hurd y $0,31 \text{ m w.e. a}^{-1}$ para Johnsons.

- 9) Durante el periodo 2002-2016, las medias de la altitud de la línea de equilibrio (ELA) han sido de $174 \pm 109 \text{ m}$ para el glaciar Hurd y de $139 \pm 65 \text{ m}$ para el glaciar Johnsons (las incertidumbres especificadas son las desviaciones típicas). Estas bajas altitudes de la ELA son consecuencia de su descenso sostenido a lo largo del periodo de estudio.
- 10) Durante el periodo 2002-2016, las medias de la razón de área de acumulación (AAR) han sido de $56 \pm 31 \%$ para el glaciar Hurd y de $75 \pm 19 \%$ para el glaciar Johnsons (las incertidumbres especificadas son las desviaciones típicas). La AAR es muy alta pero relativamente poco variable para Johnsons y menos alta pero muy variable para Hurd. Que la AAR sea más fuertemente variable para Hurd que para Johnsons es consecuencia de la menor pendiente de buena parte de su amplia cuenca central. Esto hace que la AAR sea altamente sensible a los cambios en la ELA. Sin embargo, en los frentes terminados en tierra de Hurd, que tienen mucha mayor pendiente, el cambio en la AAR es poco sensible a los cambios en la ELA.
- 11) Durante el periodo de estudio 2002-2016, tanto el balance de masa climático anual B_a como la ELA y la AAR, han mostrado claras tendencias lineales, crecientes para B_a y la AAR, y decreciente para la ELA, estadísticamente significativas en todos los casos (p -valor $< 0,01$ en todos los casos, y a menudo bastante menor).
- 12) El análisis de la magnitud de los balances de invierno y verano de cada año, que revela la razón inmediata de los cambios en los balances anuales observados (si se deben a cambios en la acumulación, o en la ablación, o en ambas), confirma la observación de Navarro et al. (2013) de que los valores cada vez más positivos de los balances se deben tanto a una disminución de la fusión como a un aumento de la acumulación por nevadas. Sin embargo, en nuestra serie extendida observamos que el papel jugado por el descenso de la fusión ha sido más relevante que el debido al aumento de las precipitaciones en forma de nieve.
- 13) La disminución de la fusión ha sido un claro resultado del descenso de las temperaturas medias de verano en las islas Shetland el Sur, de $0,5 \text{ }^\circ\text{C}$ entre las décadas 1996-2005 y 2006-2015, señalado por Oliva et al. (2017). De acuerdo con el modelo de fusión en superficie de Jonsell et al. (2012), aplicado a los glaciares Johnsons y Hurd, un descenso de la temperatura de esta magnitud implica una disminución de la fusión en un 44%, lo que es consistente con nuestros resultados.
- 14) Nuestros balances de invierno y de verano concuerdan también con las predicciones del modelo de fusión de Costi et al. (2018), limitado al periodo 2002-2011 para la validación de su modelo con las observaciones en los glaciares Hurd y Johnsons. La concordancia hace referencia a la ubicación de los máximos y mínimos de fusión, su intensidad y su evolución temporal. La concordancia también se extiende al cálculo de la acumulación, que en el caso de Costi et al. (2018) está basada en los datos de reanálisis ERA-Interim. Para el periodo completo 2002-2016, nuestros resultados también concuerdan con las predicciones de Costi et al. (2018) para el conjunto de las islas Shetland del Sur.
- 15) Hemos recalculado el flujo de *calving* estimado por Navarro et al. (2013) usando una técnica parcialmente distinta. Sin embargo, los resultados de ambos estudios no varían en

exceso. Hemos obtenido en esta tesis, para el periodo de tres años entre 2004/05 y 2007/08, un flujo volumétrico medio de *calving* de $(8,92 \pm 1,90) \times 10^5 \text{ m}^3 \text{ a}^{-1}$, que es equivalente a un balance de masa de $-0,15 \pm 0,04 \text{ m w.e. a}^{-1}$ sobre toda la superficie del glaciar. El flujo volumétrico obtenido por Navarro et al. (2013) fue de $(8,23 \pm 1,89) \times 10^5 \text{ m}^3 \text{ a}^{-1}$, equivalente a un balance de masa de $-0,14 \pm 0,04 \text{ m w.e. a}^{-1}$. La escasa diferencia se debe a que ambos métodos usan la velocidad en el frente, en la superficie del glaciar, estimada usando el modelo dinámico de Otero et al. (2010), variando ambos métodos únicamente en la forma de estimar la velocidad media en toda la columna de hielo entre la superficie y el lecho. Véase a este respecto la línea de trabajo futuro 3 en la Sección 6.2.

16) Disponer de la estimación de la ablación frontal (aproximada por el flujo de *calving*) nos ha permitido calcular el balance de masa total del glaciar Johnsons (el de Hurd, al ser un glaciar terminado en tierra, viene dado directamente por el balance climático). Los balances de masa totales para ambos glaciares, para el periodo 2002-2016, extrapolando la ablación frontal para 2004/05-2007/08 al conjunto del periodo, son:

- $-0,04 \pm 0,11 \text{ m w.e. a}^{-1}$ para el glaciar Hurd,
- $0,07 \pm 0,09 \text{ m w.e. a}^{-1}$ para el glaciar Johnsons,

luego ambos glaciares han permanecido prácticamente en equilibrio durante el periodo 2002-2016 considerado.

17) Los balances geodésicos (medios) para los glaciares Hurd y Johnsons, durante el periodo 2000-2013 comprendido entre los dos DEM usados como base del cálculo, son de

- $-0,21 \pm 0,08 \text{ m w.e. a}^{-1}$ para el glaciar Hurd,
- $-0,14 \pm 0,10 \text{ m w.e. a}^{-1}$ para el glaciar Johnsons,

que son sólo ligeramente inferiores a los calculados por Molina et al. (2007) para el periodo 1957-2000, de $-0,27 \pm 0,09 \text{ m w.e. a}^{-1}$ para Hurd y $-0,16 \pm 0,09 \text{ m w.e. a}^{-1}$ para Johnsons. La escasa diferencia, pese a ser el periodo analizado por Molina et al. (2007) uno de calentamiento sostenido, y el nuestro (2000-2013) parte de un periodo de enfriamiento regional, se debe a que las temperaturas medias de ambos periodos apenas difieren, puesto que en la parte inicial del periodo de calentamiento sostenido las temperaturas eran sensiblemente más bajas que las actuales.

18) Pese a los valores similares de los balances geodésicos 1957-2000 y 2000-2013 (ligeramente inferiores los del último periodo), localmente las tasas de cambio de elevación de la superficie en el segundo periodo han sido bastante mayores en las zonas de los frentes glaciares, con valores entre $-1,3$ y $-1,4 \text{ m a}^{-1}$ en los frentes glaciares con terminación en tierra, frente a valores entre $-0,7$ y $-0,9 \text{ m a}^{-1}$ en el periodo 1957-2000. En el frente de Johnsons (terminación en mar) el valor ha sido mucho mayor en magnitud, de $-5,2 \text{ m a}^{-1}$ en Johnsons en 2000-2013 frente a sólo $-0,9 \text{ m a}^{-1}$ en 1957-2000, pero esto sólo refleja el hecho de que el frente de *calving* de Johnsons (de notable espesor, al terminar en mar) haya retrocedido entre 2000 y 2013.

19) La comparación entre el balance de masa total obtenido como suma del balance climático más la ablación frontal (2002-2013), y el obtenido directamente con el método geodésico (2000-2013), muestra las siguientes diferencias:

- $-0,16 \pm 0,11$ (suma) frente a $-0,21 \pm 0,08$ (geod.) m w.e. a^{-1} para Hurd,

- $-0,04 \pm 0,08$ (suma) frente a $-0,14 \pm 0,10$ (geod.) m w.e. a^{-1} para Johnsons.

Las diferencias, por lo tanto, están dentro del rango de error de las estimaciones. No obstante, la diferencia sensiblemente mayor en el caso de Johnsons sugiere que la estimación de la ablación frontal (flujo de *calving*) podría ser la fuente de la mayor discrepancia. Una vez más, esto apunta a la necesidad de mejorar las estimaciones de *calving* en el glaciar Johnsons.

20) Hemos comparado la evolución, durante el periodo de enfriamiento regional reciente, de los balances de masa de los glaciares Hurd y Johnsons con los de otros glaciares con registros de balances de masa climáticos en las islas Shetland del Sur y la zona noreste de la Península Antártica (que han tenido una evolución climática similar). Esta comparación revela que la transición, durante este periodo, de balances de masa típicamente negativos a balances de masa predominantemente positivos, ha sido una característica común de los glaciares de esta región, si bien la transición a balances más positivos ha sido más marcada en la zona de las Shetland del Sur. Atribuimos esto a la mayor sensibilidad de la fusión en los glaciares de las Shetland del Sur a los cambios de temperatura ambiente, señalada por Jonsell et al. (2012), motivada por sus temperaturas medias de verano próximas a la temperatura de fusión del hielo. La comparación de nuestros datos de balance climático con los de otros glaciares en la región es también consistente con la modelización de la fusión realizada por Costi et al. (2018).

Resumiendo, la zona de las Shetland del Sur y el noreste de la Península Antártica es una región que, tras un periodo de calentamiento sostenido durante la segunda mitad del siglo XX, ha sufrido un enfriamiento durante los primeros quince años del siglo presente. Puesto que el balance de masa climático representa la respuesta sin retardo de los glaciares a los cambios en el forzamiento atmosférico, los balances climáticos de los glaciares de esta región (en particular, nuestros glaciares de estudio, Hurd y Johnsons) han variado durante este periodo de enfriamiento, pasando de ser típicamente negativos a predominantemente positivos. Los balances de masa totales (es decir, incluyendo las pérdidas por descarga de icebergs al océano y por fusión submarina en los frentes glaciares con terminación en mar), han sido aproximadamente nulos en media durante el periodo 2002-2016 analizado. Con otras palabras, estos glaciares se han mantenido en equilibrio durante el periodo considerado. Esta situación podría revertirse si las temperaturas regionales volviesen a la senda de calentamiento experimentada a finales del siglo XX, como parecen indicar las temperaturas medias regionales de los últimos 2-3 años, e incluso los balances climáticos de estos últimos años, que empiezan a estar disponibles.

Las conclusiones expuestas ponen de manifiesto que esta tesis ha supuesto una contribución al conocimiento del balance de masa y la dinámica glaciar de un territorio concreto, el de la península Antártica y las islas Shetland del Sur, en varios sentidos. En primer lugar, realizando un análisis exhaustivo del estado actual de los conocimientos relativos a balance de masa y dinámica glaciar en esta zona geográfica. En segundo lugar, presentando procedimientos novedosos para el estudio de la influencia de las variaciones de densidad de la nieve (asociadas a las variaciones climáticas) en el cálculo del balance de masa en superficie, así como para la estimación del error asociado al cálculo del balance de masa geodésico. Finalmente, proporcionando estimaciones actualizadas de las pérdidas y ganancias de masa en los glaciares objeto de estudio, durante los últimos quince años, analizando estas variaciones de masa en el contexto de la evolución climática regional.

6.2 Líneas de trabajo futuro

En función de los resultados de nuestro trabajo, y de los datos ya disponibles o que se prevé disponer en un futuro inmediato, contemplamos la posibilidad de desarrollar las líneas de investigación que se proponen a continuación.

- 1) La conclusión 4 sugiere el interés de llevar a cabo un experimento similar (análisis de los efectos de los cambios de la densidad sobre el balance de masa calculado) para un glaciar con un registro de balance de masa suficientemente largo y que haya estado sujeto a un calentamiento intenso durante un periodo prolongado.
- 2) Hemos conseguido recientemente pares de imágenes ópticas estereoscópicas de alta resolución ($< 0,5$ m) del satélite Pléiades (de la agencia espacial francesa CNES) sobre isla Livingston tomadas el 28/02/2019. Estas imágenes, de extraordinaria calidad, permiten construir, por restitución fotogramétrica, un DEM con exactitud vertical del orden de 1 m (supuesto el uso de puntos de control sobre el terreno). Esto nos permitirá extender el cálculo del balance geodésico al periodo 2000-2019, fraccionándolo en los subperiodos 2000-2013 y 2013-2019. La extensión de la serie de balances de masas glaciológicas hasta el año hidrológico 2018 (el de 2019 no podrá calcularse hasta finales de 2019, una vez disponible la corrección por fusión posterior a la finalización de la Campaña Antártica Española) permitirá también comparar el balance geodésico del periodo extendido con la media de los balances glaciológicos. Además, disponer de un DEM de 2019 nos permitirá estimar las superficies en los años intermedios, en los que se calcula el balance glaciológico (recuérdese que, en nuestro caso, hemos podido hacerlo hasta 2013, pero las superficies de 2014-2016 han sido extrapoladas, lo que implica mayor error).
- 3) No obstante, para ser capaces de calcular el balance de masa total del glaciar Johnsons, es necesario contar con una mejor estimación de la ablación frontal, aproximada por el flujo de *calving*. Esperamos que esto sea posible en un periodo de tiempo razonable, en cuanto se desarrolle, en el seno de nuestro grupo de investigación, un nuevo modelo numérico tridimensional de la dinámica del glaciar Johnsons (incluyendo procesos de *calving*). Se trataría de un modelo similar al desarrollado por Otero et al. (2010) que hemos utilizado en esta tesis, pero con una serie de mejoras destacables:
 - Una geometría mejorada del glaciar, tanto respecto a la topografía de la superficie del glaciar como a la topografía del lecho subglaciar, obtenida esta última a partir de los datos de espesores de hielo determinados en la campaña de georradar de alta frecuencia (20 MHz) desarrollada en enero de 2015 por nuestro grupo de investigación.
 - Una mejor caracterización de la velocidad de deslizamiento basal, que se obtendría:
 - Usando el proceso de inversión del coeficiente de fricción basal propuesto por Arthern y Gudmundsson (2010) y modificado por Jay-Allemand et al. (2011). Esto sería posible gracias a la disponibilidad de un campo completo de velocidades en superficie para agosto de 2014, obtenido a partir de datos SAR de TanDEM-X (que, sin embargo, no están bien resueltas en las proximidades del frente de Johnsons, por lo que no son útiles para el cálculo directo de la descarga glaciar). Nuestro grupo de investigación ya cuenta con experiencia previa en este tipo de inversiones (Otero et al., 2017).

- Teniendo en cuenta información adicional sobre los efectos en el deslizamiento basal de la presión de agua basal. Esta información viene proporcionada por el reciente estudio de Shin et al. (2019) de la relación entre: 1) los cambios en las velocidades medidas de forma continua durante el verano en la superficie del glaciar Johnsons, y 2) las presiones de agua basal medidas entre enero de 2015 y marzo de 2017 en dos sondeos profundos (hasta el lecho) perforados en una línea de flujo central del glaciar Johnsons.
 - Contando con una serie extendida de velocidades (medias de verano, invierno y anuales) del glaciar Johnsons, medidas por nuestro grupo de investigación en la red de aproximadamente 25 estacas de velocidad y acumulación-ablación, y que abarca el periodo 2000-2019.
- 4) Los datos meteorológicos y de radiación recogidos en la estación meteorológica automática (EMA) en la zona de ablación del glaciar Johnsons permitieron a Jonsell et al. (2012) desarrollar su modelo de fusión en superficie. En enero de 2015 la EMA se trasladó a la zona de ablación del glaciar Hurd. Una vez se disponga de registros durante un periodo suficiente, pretendemos desarrollar un modelo de fusión análogo, de tipo mixto temperatura-radiación, pero usando datos del glaciar Hurd.
 - 5) Durante las campañas antárticas españolas 2016-2017 y 2017-2018, nuestro grupo de investigación llevó a cabo medidas con georradar de alta frecuencia (750 MHz) para medir el espesor de la nieve a lo largo de determinadas líneas sobre los glaciares Hurd y Johnsons. La alta frecuencia del radar empleado consigue una mayor resolución, a expensas de una menor penetración (que no supone problema, pues simplemente pretendemos determinar el espesor de la capa de nieve, que rara vez supera los 2-3 m). Pretendemos utilizar estos datos para complementar a los obtenidos manualmente con sonda de nieve. Aunque ya disponemos de los datos, aún no hemos desarrollado los procedimientos específicos para el tratamiento de datos de georradar de alta frecuencia para estos propósitos, que incluye el seguimiento, en los radargramas, de la interfaz entre la capa de nieve del último año y la neviza o el hielo subyacente.
 - 6) Una última posible línea de investigación futura de interés es la de la estimación del balance de masa en superficie usando, exclusivamente, posiciones de la ELA y valores de la AAR determinados a partir de imágenes ópticas de satélite. Los datos presentados en esta tesis se usarían para calibración de las relaciones entre el balance anual y la ELA y la AAR (un trabajo que, de hecho, ya se ha desarrollado en esta tesis) y un subconjunto de estos datos, no usados para calibración, serían usados para validación del modelo. Aunque ya contamos con datos suficientes desde el punto de vista de balance de masa, tenemos aún que explorar la disponibilidad y calidad de las imágenes ópticas requeridas.

El conjunto de líneas propuestas da continuidad y abre nuevas posibilidades al trabajo desarrollado en esta tesis doctoral, poniendo en valor sus resultados de cara al avance de la investigación en glaciología.

REFERENCIAS

- Abdalati, W., Zwally, H.J., Bindschadler, R., Csatho, B., Farrell, S.L., Fricker, H.A., Harding, D., Kwok, R., Lefsky, M., Markus, T., Marshak, A., Neumann, T., Palm, S., Schutz, B., Smith, B., Spinhirne, J. y Webb, C. 2010. The ICESat-2 laser altimetry mission. *Proceedings of the IEEE*, 98, 735-751, doi:10.1109/JPROC.2009.2034765.
- Abermann, J., Fischer, A., Lambrecht, A. y Geist, T. 2010. On the potential of very high-resolution repeat DEMs in glacial and periglacial environments. *The Cryosphere*, 4, 53-65, doi:10.5194/tc-4-53-2010.
- Abram, N.J., Thomas, E.R., McConnell, J.R., Mulvaney, R., Bracegirdle, T.J., Sime, L.C. y Aristarain, A.J. 2010. Ice core evidence for a 20th century decline of sea ice in the Bellingshausen Sea, Antarctica. *Journal of Geophysical Research*, 115, D23101, doi:10.1029/2010JD014644.
- Abram, N.J., Mulvaney, R., Wolff, E.W., Triest, J., Kipfstuhl, S., Trusel, L.D., Vimeux, F., Fleet, L. y Arrowsmith, C. 2013. Acceleration of snow melt in an Antarctic Peninsula ice core during the twentieth century. *Nature Geoscience*, 6, 4-11, doi:10.1038/NGEO1787.
- Ambach, W. 1979. Zur Nettoisablation in einen Hohenprofil am Gronlandischen Inlandeis: Vergleichende Studie im Akkumulations- und Ablationsgebiet. *Polarforschung*, 49, 55-62.
- Andreassen, L.M. 1999. Comparing traditional mass balance measurements with long-term volume change extracted from topographical maps. A case study of Storbreen glacier in Jotunheimen, Norway, for the period 1940-1977. *Geografiska Annaler*, 81 A, 467-79, doi:10.1111/1468-0459.00076.
- Andreassen, L.M., Winsvold, S., Paul, F. y Endre Hausberg, J. 2012. Inventory of Norwegian Glaciers, doi:10.5167/uzh-73855.
- Anonymous. 1969. Mass-balance terms. *Journal of Glaciology*, 8, 3-7.
- Aristarain, A.J., Delmas R.J. y Stievenard, M. 2004. Ice-core study of the link between sea-salt aerosol, sea-ice cover and climate in the antarctic peninsula area. *Climatic Change*, 67, 63-86, doi:10.1007/s10584-004-0708-6.
- Arthern, R., and Gudmundsson, G. 2010. Initialization of ice-sheet forecasts viewed as an inverse Robin problem. *Journal of Glaciology*, 56, 527-533, doi:10.3189/002214310792447699
- Bader, H. 1954. Sorge's Law of densification of snow on high polar glaciers. *Journal of Glaciology*, 2, 319-323.
- Bamber, J.L. y Kwok, R. 2004. Remote sensing techniques. In: Bamber J.L. y Payne A.J. (Eds.): *Mass Balance of the Cryosphere*. Cambridge University Press, Cambridge, 59-113.
- Bamber, J.L. y Payne, A. (eds.). 2004. *Mass balance of the Cryosphere. Observations and modeling of contemporary and future changes*. Cambridge University Press, Cambridge, 644 pp.
- Bamber, J.L., Tedstone, A.J., King, M.D., Howat, I.M., Enderlin, E.M., van den Broeke, M.R. y Noel, B. 2018. Land ice freshwater budget of the Arctic and North Atlantic Oceans: 1. Data, methods, and results. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 123, 1827-1837, doi:10.1002/2017JC013605.

- Bamber, J.L., Westaway, R.M., Marzeion, B. y Wouters, B. 2018. The land ice contribution to sea level during the satellite era. *Environmental Research Letters*, 13, 063008, doi:10.1088/1748-9326/aac2f0.
- Bañón, M. y Vasallo, F. 2015. AEMET en la Antártida: Climatología y meteorología sinóptica en las estaciones meteorológicas españolas en la Antártida. AEMET, Madrid, 152.
- Barker, P.F., Dalziel, I.W.D. y Storey, B.C. 1991. Tectonic development of the Scotia Arc region. En: Tingey, R.J. *Antarctic Geology*, 215-248. Oxford University Press, Oxford.
- Barrand, N.E., Vaughan, D.G., Steiner, N., Tedesco, M., Kuipers Munneke, P., van den Broeke, M.R. y Hosking, J.S. 2013a. Trends in Antarctic Peninsula surface melting conditions from observations and regional climate modelling. *Journal of Geophysical Research*, 118, 315-330, doi:10.1029/2012JF002559.
- Barrand, N.E., Hindmarsh, R.C.A., Arthern, R.J., Williams, C.R., Mouginot, J., Scheuchl, B., Rignot, E., Ligtenberg, S.R.M., Van Den Broeke, M.R., Edwards, T.L., Cook, A. y Simonsen, S.B. 2013b. Computing the volume response of the Antarctic Peninsula ice sheet to warming scenarios to 2200. *Journal of Glaciology*, 59, 397-409, doi:10.3189/2013JoG12J139.
- BAS 2018. UK Antarctic Surface Meteorology, Reader database (<http://www.antarctica.ac.uk/met/READER/>), BAS-NERC, doi:10.5285/569d53fb-9b90-47a6-b3ca-26306e696706.
- Benjumea, B., Macheret, Y., Navarro, F. y Teixidó, T. 2003. Estimation of water content in a temperate glacier from radar and seismic sounding data. *Annals of Glaciology*, 37, 317-324, doi:10.3189/172756403781815924.
- Benson, C.S. 1962. Stratigraphic studies in the snow and firn of the Greenland ice sheet. U.S. Army Snow, Ice and Permafrost Research Establishment, Corps of Engineers. Research Report 70.
- Berthier, E., Arnaud, Y., Kumar, R., Ahmad, S., Wagnon, P. y Chevallier, P. 2007. Remote sensing estimates of glacier mass balances in the Himachal Pradesh (Western Himalaya, India). *Remote Sensing Environment*, 108, 327-338, doi:10.1016/j.rse.2006.11.017.
- Berthier, E., Vincent, C., Magnússon, E., Gunnlaugsson, Á.Þ., Pitte, P., Le Meur, E., Masiokas, M., Ruiz Pálsson, F., Belart, J.M.C. y Wagnon, P. 2014. Glacier topography and elevation changes derived from Pléiades sub-meter stereo images. *The Cryosphere*, 8, 2275-2291, doi:10.5194/tc-8-2275-2014.
- Bevington, P.R., Robinson, D.K. 2003. Data reduction and error analysis. McGraw Hill, New York. ISBN 0-07-247227-8.
- Bintanja, R. 1995. The local surface energy balance of the Ecology Glacier, King George Island, Antarctica: measurements and modelling. *Antarctic Science*, 7, 315-325.
- Blindow, N., Suckro, S.K., Rückamp, M., Braun, M., Schindler, M., Breuer, B., Saurer, H., Simões, J.C. y Lange, M.A. 2010. Geometry and thermal regime of the King George Island ice cap, Antarctica, from GPR and GPS. *Annals of Glaciology*, 51, 103-109, doi:10.3189/172756410791392691.
- Bliss, A., Hock, R. y Cogley, J.G. 2013. A new inventory of mountain glaciers and ice caps for the Antarctic periphery. *Annals of Glaciology*, 54, 191-199, doi:10.3189/2013AoG63A377.
- Bockheim, J. 2015. *The Soils of Antarctica*. Springer, ISBN 978-3-319-05497-1, 322.
- Bohoyo, F., Galindo-Zaldívar, J., Jabaloy, A., Maldonado, A., Rodríguez-Fernández, J., Schreider, A. A. y Suriñach, E. 2007. Desarrollo de Cuencas Extensionales profundas asociadas con la zona de Falla Transcurrente del Límite de Placas Scotia- Antártica. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 20, 1-2.

- Braithwaite, R.J. 1982. A simple model of runoff from ungauged basins in West Greenland. *Gronlands Geol. Undersogelse Rapp*, 111.
- Braithwaite, R. y Zhang. 2000. Sensitivity of mass balance of five Swiss glaciers to temperature changes assessed by tuning a degree-day model. *Journal of Glaciology*, 46, 7-14, doi:10.3189/172756500781833511.
- Braun, M., Rau, F., Saurer, H. y Gossmann, H. 2000. Development of radar glacier zones on the King George Island ice cap (Antarctica) during the austral summer 1996/97 as observed in ERS-2 SAR data. *Annals of Glaciology*, 31, 357-363, doi:10.3189/172756400781819950.
- Calvet, J., García Sellés, D., Corbera, J. 1999. Fluctuaciones de la extensión del casquete glacial de la isla Livingston (Shetland del Sur) desde 1956 hasta 1996. *Acta Geológica Hispánica*, 34, 365-374.
- Calvet, J. y Santanach, P. 1992. Grietas y pliegues en el glaciar de la Ensenada Johnsons, borde del casquete glacial de la Isla Livingston, Islas Shetlands del Sur. *Geología de la Antártida Occidental. Simposios T3. III Congreso Latinoamericano de Geología*, Salamanca. España.
- Carrasco, J.F. 2013. Decadal Changes in the Near-Surface Air Temperature in the Western Side of the Antarctic Peninsula. *Atmospheric and Climate Sciences*, 3, 275-281, doi: 10.4236/acs.2013.33029.
- Carrivick, J.L., Davies, B.J., James, H.M., McMillan, M. y Neil F. Glasser. 2018. A comparison of modelled ice thickness and volume across the entire Antarctic Peninsula region, *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, 101, 45-67, doi:10.1080 / 04353676.2018.1539830.
- Chelton, D.B. et al. 2001. Satellite altimetry. In Fu, L.-L. and Cazenave, A., eds., *Satellite Altimetry and the Earth Sciences*. New York, Academic Press, 1-132.
- Chen, J.L., Wilson, C.R. y Tapley, B.D. 2013. Contribution of ice sheet and mountain glacier melt to sea level rise. *Nature Geoscience*, 6, 549-552, doi:10.1038/NCEO1829.
- Church, J.A., Clark, P.U., Cazenave, A., Gregory, J.M., Jevrejeva, S., Levermann, A., Merrifield, M.A., Milne, G.A., Nerem, R.S., Nunn, P.D., Payne, A.J., Pfeffer, W.T., Stammer, D. y Unnikrishnan, A.S. 2013. Sea Level Change, in: Stocker, T.F., Qin, D., Plattner, G.-K., Tignor, M., Allen, S.K., Boschung, J., Nauels, A., Xia, y., Bex, V. y Midgley, P.M. (Eds.), *Climate Change. 2013. The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 1137-1216, doi:10.1126 / science.342.6165.1445-a.
- Cogley, J. G. 2009. Geodetic and direct mass-balance measurements: comparison and joint analysis. *Annals of Glaciology* 50, 96-100. doi:10.3189/172756409787769744.
- Cogley, J.G., Hock, R., Rasmussen, L.A., Arendt, A.A., Bauder, A., Braithwaite, R.J., Jansson, P., Kaser, G., Möller, M., Nicholson, L. y Zemp, M. 2011. Glossary of Glacier Mass Balance and Related Terms. IHP-VII Technical Documents in Hydrology No. 86, IACS Contribution No. 2, UNESCO-IHP, Paris, 114 pp.
- Cook, A.J., Fox, A.J., Vaughan D.G., Ferrigno, J.G. 2005. Retreating glacier fronts on the Antarctic Peninsula over the past half-century. *Science*, 308, 541-544, doi:10.1126/science.1104235.
- Cook, A.J. y Vaughan, D.G. 2010. Overview of areal changes of the ice shelves on the Antarctic Peninsula over the past 50 years. *The Cryosphere*, 4, 77-98, doi:10.5194/tc-4-77-2010.

- Cook, A., Vaughan, D., Luckman, A. y Murray, T. 2014. A new Antarctic Peninsula glacier basin inventory and observed area changes since the 1940s. *Antarctic Science*, 26 (Special Issue 6), 614-624, doi:10.1017/S0954102014000200.
- Cook, A.J., Holland, P.R., Meredith, M.P., Murray, T., Luckman, A. y Vaughan, D.G. 2016. Ocean forcing of glacier retreat in the western Antarctic Peninsula. *Science*, 353, 283-6, doi:10.1126/science.aae0017.
- Correia, A., Oliva, M. y Ruiz-Fernández, J. 2017. Evaluation of frozen ground conditions along a coastal topographic gradient at Byers Peninsula (Livingston Island, Antarctica) by geophysical and geoecological methods. *Catena*, 149, 529-537, doi:10.1016/j.catena.2016.08.006.
- Costi, J., Arigony-Neto, J., Braun, M., Mavlyudov, B., Barrand, N.E., Barbosa da Silva, A., Marques, W.C. y Simões, J. 2018. Estimating surface melt and runoff on the Antarctic Peninsula using ERA-Interim reanalysis data. *Antarctic Science*, 30, 379-393, doi:10.1017/S0954102018000391.
- Cox, L.H. y March, R.S. 2004. Comparison of geodetic and glaciological mass-balance techniques, Gulkana Glacier, Alaska, U.S.A. *Journal of Glaciology*, 50, 363-370.
- Cressie, N. y Wikle, C.K. 2011. *Statistics for Spatio-Temporal Data*. Wiley Series in Probability and Statistics. Wiley, New York.
- Csathó, B.M., Schenk, A.F., van der Veen, C.J., Babonis, G., Duncan, K., Rezvanbehbahani, S., van den Broeke, M.R., Simonsene, S.B., Nagarajan, S. y van Angelen, J.H. 2014. Laser altimetry reveals complex pattern of Greenland Ice Sheet dynamics. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 111, 18478-18483, doi:10.1073/pnas.1411680112.
- Cuffey, K.M. y Paterson, W.S.B. 2010. *The Physics of Glaciers*, 4th ed., Butterworth-Heinemann, Oxford, U. K, 704 pp.
- Curl, J.E. y Brink, T. 1974. Glaciology and glacial chronology in the South Shetland Islands. *Antarctic journal of the United States*, 9, 168-171.
- Dalziel, I.W.D. 1984. Tectonic evolution of a forearc terrane, southern Scotia Ridge, Antarctica. Geological Society of America in Boulder, Colorado.
- Davies, B.J., Carrivick, J.L., Glasser, N.F., Hambrey, M.J. y Smellie, J.L. 2012. Variable glacier response to atmospheric warming, northern Antarctic Peninsula, 1988-2009. *The Cryosphere*, 6, 1031-1048, doi:10.5194/tc-6-1031-2012.
- Davies, B.J., Golledge, N.R., Glasser, N.F., Carrivick, J.L., Ligtenberg, S.R.M. Barrand, N.E., van den Broeke, M.R., Hambrey, M.J. y Smellie, J.L. 2014. Modelled glacier response to centennial temperature and precipitation trends on the Antarctic Peninsula. *Nature Climate Change*, 4, 993-998, doi:10.1038/nclimate2369.
- De Angelis, H. y Skvarca, P. 2003. Glacier surge after ice shelf collapse. *Science*, 299, 1560-1562, doi:10.1126/science.1077987.
- de Pablo, M., Ramos, M. y Molina, A. 2017. Snow cover evolution, on 2009-2014, at the Limnopolar Lake CALM-S site on Byers Peninsula, Livingston Island, Antarctica. *Catena* 149, 538-547, doi:10.1016/j.catena.2016.06.002.
- Dyrgerov, M.B. y Meier, M.F. 1997. Year-to-year fluctuations of global mass balance of small glaciers and their contribution to sea-level changes. *Arctic and Alpine Research*, 29, 392-402, doi:10.2307/1551987.
- Dyrgerov, M.B. y Meier, M.F. 1997. Mass balance of mountain and subpolar glaciers: a new global assessment for 1961-1990. *Arctic and Alpine Research*, 29, 379-391.

- Dyurgerov, M. 2002. Glacier mass balance and regime: data of measurements and analysis. Boulder, CO, University of Colorado. Institute of Arctic and Alpine Research. INSTAAR Occasional Paper 55, 268pp.
- Dyurgerov, M.B. y Meier, M.F. 2005. Glaciers and the changing Earth system: a 2004 snapshot. (INSTAAR Occasional Paper 58). Institute of Arctic and Alpine Research, University of Colorado. Boulder, CO.
- Eiken, T., Hagen, J.O. y Melvold, K. 1997. Kinematic GPS-survey of geometry changes on Svalbard glaciers. *Annals of Glaciology*, 24, 157-63.
- Elvidge, A.D., Renfrew, I.A., King, J.C., Orr, A., Lachlan-Cope, T.A., Weeks, M. y Gray, S.L. 2015. Foehn jets over the Larsen C Ice Shelf, Antarctica. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 141, 698-713, doi:10.1002/qj.2382.
- Engel, Z., Nývlt, D. y Láska, K. 2012. Ice thickness, areal and volumetric changes of Davies Dome and Whisky Glacier (James Ross Island, Antarctic Peninsula) in 1979-2006. *Journal of Glaciology*, 58, 904-914.
- Engel, Z., Láska, K., Nývlt, D. y Stachoň, Z. 2018. Surface mass balance of small glaciers on James Ross Island, north-eastern Antarctic Peninsula, during 2009-2015. *Journal of Glaciology*, 1-13, doi:10.1017/jog.2018.17.
- Falk, U., López, D.A., Silva-Busso, A. 2018. Multi-year analysis of distributed glacier mass balance modelling and equilibrium line altitude on King George Island, Antarctic Peninsula. *The Cryosphere*, 12, 1211-1232, doi:10.5194/tc-12-1211-2018.
- Fernandoy, F., Tetzner, D., Meyer, H., Gacitúa, G., Hoffmann, K., Falk, U., Lambert, F. y MacDonell, S. 2018. New insights into the use of stable water isotopes at the northern Antarctic Peninsula as a tool for regional climate studies. *The Cryosphere*, 12, 1069-1090, doi:10.5194/tc-12-1069-2018.
- Fischer, A. 2010. Glaciers and climate change: interpretation of 50 years of direct mass balance of Hintereisferner. *Global and Planetary Change*, 71, 13-26, doi:10.1016/j.gloplacha.2009.11.014.
- Fischer, A. 2011. Comparison of direct and geodetic mass balances on a multi-annual time scale. *The Cryosphere*, 5, 107-124, doi:10.5194/tc-5-107-2011.
- Frey, M., Bales, R.C., McConnell, J.R. 2006. Climate sensitivity of the century-scale hydrogen peroxide (H₂O₂) record preserved in 23 ice cores from West Antarctica. *Journal of Geophysical Research*, 111, D21301, doi:10.1029/2005JD006816.
- Fricke, H.A., Padman, L. 2012. Thirty years of elevation change on Antarctic Peninsula ice shelves from multimission satellite radar altimetry. *Journal of Geophysical Research-Oceans*, 117, C02026, doi:10.1029/2011JC007126.
- Frieler, K., Clark, P.U., He, F., Buizert, C., Reese, R., Ligtenberg, S.R.M., van den Broeke, M.R., Winkelmann, R. y Levermann, A. 2015. Consistent evidence of increasing Antarctic accumulation with warming. *Nature Climate Change*, 5, 348-352, doi:10.1038/nclimate2574.
- Funk, M., Morelli, R. y Stahel, W. 1997. Mass balance of Griesgletscher 1961-1994: different methods of determination. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, 33, 41-55.
- Furdada, G., Pourchet, M. y Vilaplana, J. M. 1999. Characterization of Johnsons Glacier (Livingston Island, Antarctica) by means of shallow ice cores and their tephra and ¹³⁷Cs contents. *Acta Geológica Hispánica*, 34, 391-401.
- Fürst, J.J., Durand, G., Gillet-Chaulet, F., Tavard, L., Rank, M., Braun, M. y Gagliardini, O. 2016. The safety band of Antarctic ice shelves. *Nature Climate Change*, doi:10.1038/NCLIMATE2912.

- Gardner, A.S., Moholdt, G., Cogley, J.G., Wouters, B., Arendt, A.A., Wahr, J., Berthier, E., Hock, R., Pfeffer, W.T., Kaser, G., Ligtenberg, S.R.M., Bolch, T., Sharp, M.J., Hagen, J.O., van den Broeke, M.R. y Paul, F. 2013. A reconciled estimate of glacier contributions to sea level rise: 2003 to 2009. *Science*, 340, 852-857, doi:10.1126/science.1234532.
- Gilbert, R.O. 1987. *Statistical Methods for Environmental Pollution Monitoring*. Wiley, New York.
- Gillet, F. 1975. Steam, hot-water and electrical thermal drills for temperate glaciers. *Journal of Glaciology*, 14, 171-79.
- Glen, J.W. 1955. The creep of polycrystalline ice. *Proceedings of the Royal Society of London, Ser. A*, 228, 519-535.
- Goyanes, G., Vieira, G., Caselli, A., Mora, C., Ramos, M., de Pablo, M.A., Neves, M., Santos, F., Bernardo, I., Gilichinsky, D., Abramov, A., Batista, V., Melo, R., Nieuwendam, A., Ferreira, A. y Oliva, M. 2014. Régimen térmico y variabilidad espacial de la capa activa en isla Decepción, Antártida. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 71, 112-124.
- González, S. y Fortuny, D. 2018. How robust are the temperature trends on the Antarctic Peninsula? *Antarctic Science*, 30, 322-328, doi:10.1017/S0954102018000251.
- González, S., Vasallo, F., Recio-Blitz, C., Guijarro, J.A. y Riesco, J. 2018. Atmospheric patterns over the Antarctic Peninsula. *Journal of Climate*, 31, 3597-3608, doi:10.1175/JCLI-D-17-0598.1.
- Goodwin, B.P., Mosley-Thompson, E., Wilson, A.B., Porter, S.E. y Sierra-Hernandez, M.R. 2016. Accumulation Variability in the Antarctic Peninsula: The Role of Large-Scale Atmospheric Oscillations and Their Interactions, *Journal of Climate*, 29, 2579-2596, doi:10.1175/JCLI-D-15-0354.1.
- Grabiec, M., Leszkiewicz, J., Głowacki, P. y Jania J. 2006. Distribution of snow accumulation on glaciers of Spitsbergen some. *Polish Polar Research*, 27, 309-326.
- Gray, L., Burgess, D., Copland, L., Cullen, R., Galin, N., Hawley, R. y Helm, V. 2013. Interferometric swath processing of Cryosat data for glacial ice topography. *The Cryosphere*, 7, 1857-1867, doi:10.5194/tc-7-1857-2013.
- Gray, L., Burgess, D., Copland, L., Demuth, M.N., Dunse, T., Langley, K., Schuler, T.V. 2015. CryoSat-2 delivers monthly and inter-annual surface elevation change for Arctic ice caps. *The Cryosphere*, 9, 1895-1913, doi:10.5194/tc-9-1895-2015.
- Greuell, W. y Smeets, P. 2001. Variations with elevation in the surface energy balance on the Pasterze (Austria). *Journal of Geophysical Research*, 106(D23), 31,717-31,727.
- Greuell, W. y Genthon, C. 2004. Modelling land ice surface mass balance, in *Mass balance of the Cryosphere: Observations and Modelling of Contemporary and Future Changes*, edited by Bamber, J. L. y Payne, A. J. Cambridge Univ. Press, New York, 117-168pp.
- Grosvenor, D.P., King, J.C., Choularton, T.W. y Lachlan-Cope, T. 2014. Downslope föhn winds over the Antarctic Peninsula and their effect on the Larsen ice shelves *Atmos. Chemical Physics*, 14, 9481-9509, doi:10.5194/acp-14-9481-2014.
- Guijarro, J.A. 2017. Daily series Homogenization and gridding With Climatol v.3. *Proceedings of the 9th Seminar for Homogenization and quality control in climatological databases and 4th conference on spatial interpolation techniques in climatology and meteorology*, Budapest, 3-7 April 2017, WCDMP WMO-No. 85, 175-182.
- Hagen, J.O. y Reeh, N. 2004. In situ measurement techniques: land ice. In: Bamber J.L. and Payne A.J. (Eds.). *Mass Balance of the Cryosphere*. Cambridge University Press, Cambridge, 11-41pp.

- Hanna, E., Navarro, F.J., Pattyn, F., Domingues, C., Fettweis, X., Ivins E. R., Nicholls, R.J., Ritz, C., Smith, B., Tulaczyk, S., Whitehouse, P.L. y Zwally, H.J. 2013. Ice-sheet mass balance and climate change. *Nature*, 498, 51-59, doi:10.1038/nature12238.
- Helm, V., Humbert, A. y Miller, H. 2014. Elevation and elevation change of Greenland and Antarctica derived from CryoSat-2. *The Cryosphere*, 8, 1539-1559, doi:10.5194/tc-8-1539-2014.
- Heucke, E. 1999. A light portable stream-driven ice drill suitable for drilling holes in ice and firn. *Geografiska Annaler*, 81 A, 603-609, doi:10.1111/1468-0459.00088.
- Hines, K.M., Bromwich, D.H. y Liu, Z. 1997. Combined GCM and mesoscale model simulations of Antarctic climate. *Journal of Geophysical Research*, 102(D12), 13747-13760, doi:10.1029/97JD00792.
- Hock, R. y Holmgren, B. 1996. Some aspects of energy balance and ablation of Storglaciären, northern Sweden. *Geografiska Annaler*, 78A, 121-131, doi:10.1080/04353676.1996.11880458.
- Hock, R. 1999. A distributed temperature-index ice- and snowmelt model including potential direct solar radiation. *Journal of Glaciology*, 45, 101-111, doi:10.1017/S0022143000003087.
- Hock, R., deWoul, M., Radić, V., Dyurgerov, M. 2009. Mountain glaciers and ice caps around Antarctica make a large sea-level rise contribution. *Geophysical Research Letters*, 36, L07501, doi:10.1029/2008GL037020.
- Holland, P.R., Jenkins, A. y Holland, D.M. 2010. Ice and ocean processes in the Bellingshausen Sea, Antarctica. *Journal of Geophysical Research*, 115, C05020, doi:10.1029/2008JC005219.
- Holland, P.R., Corr, H.F.J., Pritchard, H.D., Vaughan, D.G., Arthern, R.J. Jenkins, A. y Tedesco, M. 2011. The air content of Larsen Ice Shelf. *Geophysical Research Letters*, 38, L10503, doi:10.1029/2011GL047245.
- Holland, P.R., Brisbourne, A., Corr, H.F.J., McGrath, D., Purdon, K., Paden, J., Fricker, H.A., Paolo, F.S., Fleming, A.H. 2015. Oceanic and atmospheric forcing of Larsen C Ice-Shelf thinning. *The Cryosphere*, 9, 1005-1024, doi:10.5194/tc-9-1005-2015.
- Holmlund, P., Jansson, P. y Pettersson, R. 2005. A re-analysis of the 58 year mass-balance record of Storglaciären, Sweden. *Annals of Glaciology*, 42, 389-394, doi:10.3189/172756405781812547.
- Hrbáček, F., Láska, K., Nývlt, D., Engel, Z. y Oliva, M. 2016. Active layer thickness variability on James Ross Island, eastern Antarctic Peninsula. *International Conference on Permafrost*, Potsdam, Germany.
- Hubbard, B. y Glasser, N. 2005. *Field Techniques in Glaciology and Glacial Geomorphology*. Chichester: John Wiley y Sons, Ltd, 412pp.
- Huber, J., Cook, A.J., Paul, F. y Zemp, M. 2017. A complete glacier inventory of the Antarctic Peninsula based on Landsat 7 images from 2000 to 2002 and other preexisting data sets, *Earth System Science Data*, 9, 115-131, doi:10.5194/essd-9-115-2017.
- Huerta, A.D. y Reusch, D.B. 2005. Quantitative Analysis of Glaciated Landscapes, *Eos Transactions of the AGU*, 86, Fall Meet. Suppl., C51B-0298, F474, 2005, Poster.
- Huss, M., Bauder, A. y Funk, M. 2009. Homogenization of long-term mass-balance time series. *Annals of Glaciology*, 50, 198-206, doi:10.3189/172756409787769627.
- Huss, M. 2013. Density assumptions for converting geodetic glacier volume change to mass change. *The Cryosphere*, 7, 877-887. doi:10.5194/tc-7-877-2013.

- Huss, M. y Farinotti, D. 2014. A high-resolution bedrock map for the Antarctic Peninsula. *The Cryosphere*, 8, 1261-1273, doi:10.5194/tcd-8-1191-2014.
- Huss, M.A. y Hock, R. 2015. A new model for global glacier change and sea-level rise. *Frontiers in Earth Sciences*, 54, doi:10.3389/feart.2015.00054.
- IHM (Instituto Hidrográfico de la Marina). 1989. Batimetría de Caleta Johnsons, Isla Livingston, Antártida, realizada en 1989 con sonda monohaz por el Instituto Hidrográfico de la Marina. Suministrada bajo licencia Lic 03_19_H_Caleta Johnsons el 28/01/2019 (archivo ASCII QUPM_Monohaz1989_Johnson_UTM-20S.txt).
- IHM (Instituto Hidrográfico de la Marina). 2012. Batimetría de Caleta Johnsons, Isla Livingston, Antártida, realizada en 2012 con sonda multihaz por el Instituto Hidrográfico de la Marina. Suministrada bajo licencia Lic 03_19_H_Caleta Johnsons el 28/01/2019 (archivos ASCII QUPM_Multihaz2012_Johnson_EM1002_UTM-20S.txt y QUPM_Multihaz2012_Johnson_GS_UTM-20S.txt)
- IPCC (2013) *Climate Change. The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change.* Cambridge University Press, Cambridge, 1535 pp.
- Jacob, T., Wahr, J., Pfeffer, W.T. y Swenson, S. 2012. Recent contributions of glaciers and ice caps to sea level rise. *Nature*, 482, 514-518, doi:10.1038/nature10847.
- Jamieson, A.W. y Wager, A.C. 1983. Ice, water and energy balances of Spartan Glacier, Alexander Island. *British Antarctic Survey Bulletin*, 52, 155-186.
- Jansen, D., Luckman, A. J., Cook, A., Bevan, S., Kulesa, B., Hubbard, B. y Holland, P. R. 2015. Brief Communication: Newly developing rift in Larsen C Ice Shelf presents significant risk to stability. *The Cryosphere*, 9, 1223-1227, doi:10.5194/tc-9-1223-2015.
- Jansson, P. 1999. Effect of uncertainties in measured variables on the calculated mass balance of Storglaciären. *Geografiska Annaler*, 81A, 633-642.
- Jay-Allemand, M., Gillet-Chaulet, F., Gagliardini, O. y Nodet, M. 2011. Investigating changes in basal conditions of Variegated Glacier prior to and during its 1982-1983 surge. *The Cryosphere*, 5, 659-672. doi: 10.5194/tc-5-659-2011
- Jenkins, A. y Jacobs, S. 2008. Circulation and melting beneath George VI Ice Shelf, Antarctica. *Journal of Geophysical Research*, 113, C04013, doi:10.1029/2007JC004449.
- Jiaven, R., Dahe, Q., Petit, J.R., Jouzel, J., Wenti, W., Chen, L., Shiaojun, W., Songlin, Q. y Xiaoxiang, W. 1995. Glaciological studies in Nelson Island, Antarctica. *Journal of Glaciology*, 41, 408-412.
- Jonsell, U., Navarro, F. J., Bañón, M., Lapazaran, J. J. y Otero, J. 2012. Sensitivity of a distributed temperature-radiation model based on melt index AWS observations and surface energy balance fluxes, Hurd Peninsula glaciers, Livingston Island, Antarctica. *The Cryosphere*, 6, 539-552, doi:10.5194/tc-6-539-2012.
- Kääb, A., Berthier, E., Nuth, C., Gardelle, J. y Arnaud, Y. 2012. Contrasting patterns of early 21st century glacier mass change in the Himalaya. *Nature*, 488, 495-498. doi:10.1038/nature11324.
- Kulesa, B., Jansen, D., Luckman, A.J., King, E.C. y Sammonds, P.R. 2014. Marine ice regulates the future stability of a large Antarctic ice shelf. *Nature Communications*, 5, 3707, doi:10.1038/ncomms4707.
- Kaser, G., Fountain, A. y Jansson, P. 2003. *A manual for monitoring the mass balance of mountain glaciers (IHP-VI Technical Documents in Hydrology 59)* UNESCO, Paris.

- Kaser, G., Cogley, J.G., Dyurgerov, M.B., Meier, M.F., Ohmura, A. 2006. Mass balance of glaciers and ice caps: Consensus estimates for 1961-2004. *Geophysical Research Letters*, 33, L19501, doi:10.1029/2006GL027511.
- Kingslake, J., Ely, J.C., Das, I. y Bell, R.E. 2017. BellWidespread movement of meltwater onto and across Antarctic ice shelves. *Nature*, 544, 349-352, doi: 10.1038/nature22049.
- Koblet, T., Gärtner-Roer, I., Zemp, M., Jansson, P., Thee, P., Haeberli, W., and Holmlund, P. 2010. Reanalysis of multi-temporal aerial images of Storglaciären, Sweden (1959–99) – Part 1: Determination of length, area, and volume changes, *The Cryosphere*, 4, 333-343, doi:10.5194/tc-4-333-2010,.
- Kohler, J., Moore, J., Kennett, M., Engeset, R. y Elvehøy, H. 1997. Using ground-penetrating radar to image previous years' summer surfaces for mass-balance measurements. *Annals of Glaciology*, 24, 355-360, doi:10.3189/S0260305500012441.
- Krinner, G., Magand, O., Simmonds, I., Genthon, C. y Dufresne, J.L. 2007. Simulated Antarctic precipitation and surface mass balance at the end of the twentieth and twenty-first centuries. *Climate Dynamics*, 28, 215-230, doi: 10.1007/s00382-006-0177-x.
- Kronenberg, M., Barandun, M., Hoelzle, M., Huss, M., Farinotti, D., Azisov, E., Usabaliev, R., Gafurov, A., Petrakov, D. y Kääh, A. 2016. Mass-balance reconstruction for Glacier No. 354, Tien Shan, from 2003 to 2014. *Annals of Glaciology*, 57, 92-102, doi:10.3189/2016AoG71A032.
- Kuhn, M., Dreiseitl, E., Hofinger, S., Kaser, G., Markl, G. y Span, N. 1999. Measurements and Models of the Mass Balance of Hintereisferner. *Geografiska Annaler*, 81A, 659-670.
- Lapazaran, J.J., Otero, J., Martín-Español, A. y Navarro, F.J. 2016. On the errors involved in ice-thickness estimates II: errors in digital elevation models of ice thickness. *Journal of Glaciology*, 62, 1021-1029, doi:10.1017/jog.2016.94.
- Lapazaran, J., Petlicki, M., Navarro, F.J., Machío, F., Puczko, D., Glowacki, P. y Nawrot, N. 2013. Ice volume changes (1936-1990-2007) and ground-penetrating radar studies of Ariebeen, Hornsund, Spitsbergen. *Polar Research*, 32, 11068, doi:10.3402/polar.v32i0.11068.
- Leclercq, P.W., Oerlemans, J. y Cogley, J.G. 2011: Estimating the glacier contribution to sea-level rise for the period 1800-2005. *Surveys in Geophysics*, 32, 519-535, doi:10.1007/s10712-011-9121-7.
- Leclercq, P.W., Oerlemans, J., Basagic, H.J., Bushueva, I., Cook, A.J. y Le Bris, R. 2014. A data set of worldwide glacier length fluctuations. *The Cryosphere*, 8, 659-672, doi:10.5194/tc-8-659-2014.
- Lenaerts, J.T.M., van den Broeke, M.R., van de Berg, W.J., van Meijgaard, E. y Kuipers Munneke, P. 2012. A new, high-resolution surface mass balance map of Antarctica (1979–2010) based on regional atmospheric climate modeling. *Geophysical Research Letters*, 39, L04501, doi:10.1029/2011GL050713.
- Li, Z., Zhu, Q. y Gold, C. 2005. *Digital Terrain Modeling: Principles and Methodology*. CRC Press: Boca Raton, FL, 340 pp.
- Li, Xichen, Holland, D.M., Gerber, E.P. y Yoo, C. 2014. Impacts of the north and tropical Atlantic Ocean on the Antarctic Peninsula and sea ice. *Nature*, 505, 538-542, doi:10.1038/nature12945.
- López-Martínez, J., Martínez de Pisón, E. y Arche, A. 1991. Evolution of moraines and beaches and recent uplift rates in Hurd Peninsula, Livingston Island, South Shetland. En Yoshida, Y.,

- Kaminuma, K. y Shiraissi, K., eds.: *Recent Progress in Antarctic Science*, 363-368. Terra. Tokyo.
- López-Martínez, J., Vilaplana, J.M., Martínez de Pisón, E., Calvet, J., Arche, A., Serrat, D. y Pallàs, R. 1992. Geomorphology of selected areas in Livingston Island, South Shetland Islands. En López-Martínez, J., ed.: *Geología de la Antártida Occidental*, Simposios T3, 271-281. III Congreso Geológico de España y VIII Congreso Latinoamericano de Geología, Salamanca.
- López-Martínez, J., Serrano, E., Martínez de Pisón, E., Arche, A., Criado, C. y Nicolás, P. 1995. Progress in the study of the Geomorphology and the Quaternary raised marine features of the South Shetland Islands. En *Abstracts: VII International Symposium on Antarctic Earth Sciences*, 250. Siena.
- López, J., Serrano, E., Schmid, T., Mink, S. y Linés, C. 2012. Periglacial processes and landforms in the South Shetland Island (Northern Antarctic Region, Peninsula Antarctica). *Geomorphology*, 155-156, 62-79.
- López-Martínez, J., Schmid, T., Serrano, E., Mink, S., Nieto, A. y Guillaso, S. 2016. Geomorphology and landforms distribution in selected ice-free areas within the South Shetland Islands, Northern Antarctic Peninsula Region. *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 42, 435-455.
- Luckman, A., Elvidge, A., Jansen, D., Kulesa, B., Kuipers Munneke, P., King, J., Barrand, N.E. 2014. Surface melt and ponding on Larsen C Ice Shelf and the impact of foehn winds. *Antarctic Science*, 26(Special Issue 06), 625-635, doi:10.1017/S0954102014000339.
- Luthcke, S.B., Sabaka, T.J., Loomis, B.D., Arendt, A.A., McCarthy, J.J. y Camp, J. 2013. Antarctica, Greenland and Gulf of Alaska land-ice evolution from an iterated GRACE global mascon solution. *Journal of Glaciology*, 59, 613-631, doi:10.3189/2013JoG12J147.
- MacAyeal, D.R., Scambos, T.A., Hulbe, C.L. y Fahnestock, M.A. 2003. Catastrophic ice-shelf break-up by an ice-shelf-fragment-capsize mechanism. *Journal of Glaciology*, 49, 22-36, doi:10.3189/172756503781830863.
- Macheret, Yu.Ya., Otero, J., Navarro, F.J., Vasilenko, E.V., Corcuera, M.I., Cuadrado, M.L. y Glazovsky, A.F. 2009. Ice thickness, internal structure and subglacial topography of Bowles Plateau ice cap and the main ice divides of Livingston Island, Antarctica, by ground-based radio-echo sounding. *Annals of Glaciology*, 50, 49-56, doi:10.3189/172756409789097478.
- Machío, F., Rodríguez-Cielos, R., Navarro, F., Lapazaran, J. y Otero, J. 2017. A 14-year dataset of in situ glacier surface velocities for a tidewater and a land-terminating glacier in Livingston Island, Antarctica. *Earth System Science Data*, 9, 751-764, doi:10.5194/essd-9-751-2017.
- Marinsek, S. y Ermolin, E. 2015. 10 year mass balance by glaciological and geodetic methods of Glaciar Bahía del Diablo, Vega Island, Antarctic Peninsula. *Annals of Glaciology*, 56, 141-145.
- Martín-Español, A., Lapazaran, J.J., Otero, J. y Navarro, F.J. 2016. On the errors involved in ice-thickness estimates III: error in volume. *Journal of Glaciology*, 62, 1030-1036, doi:10.1017/jog.2016.95.
- Martínez de Pisón, E., López-Martínez, J. y Arche, A. 1992. Relieve, unidades y tipos glaciares de la Isla Livingston, Islas Shetland del Sur. En López-Martínez, J., ed.: *Geología de la Antártida Occidental*, Simposios T3, 261-270. III Congreso Geológico de España y VIII Congreso Latinoamericano de Geología, Salamanca.
- Marzeion, B., Jarosch, A.H. y Hofer, M. 2012. Past and future sea-level change from the surface mass balance of glaciers. *The Cryosphere*, 6, 1295-1322, doi:10.5194/tc-6-1295-2012.

- Marzeion, B., Leclercq, P.W., Cogley, J.G. y Jarosch, A.H. 2015. Brief communication: global reconstructions of glacier mass change during the 20th century are consistent. *The Cryosphere*, 9, 2399-2404, doi:10.5194/tc-9-2399-2015.
- Marzeion, B., Champollion, N., Haeberli, W., Langley, K., Leclercq, P. y Paul, F. 2017. Observation-Based Estimates of Global Glacier Mass Change and Its Contribution to Sea-Level Change. *Surveys Geophysics*, 38, 105-130, doi:10.1007/s10712-016-9394-y.
- Mavlyudov, B.R. 2014. Ice mass balance of the Bellingshausen ice cap in 2007–2012 (King George Island, South Shetland Islands, Antarctica). *Ice and Snow*, 1, 27-34. [In Russian with English summary].
- McMillan, M., Shepherd, A., Sundal, A., Briggs, K., Muir, A., Ridout, A., Hogg, A. y Wingham, D. 2014. Increased ice losses from Antarctica detected by CryoSat-2, *Geophysical Research Letters*, 41, 1-7, doi:10.1002/2014GL060111.
- Meier, M.F. 1984. Contribution of Small Glaciers to Global Sea Level. *Science*, 226, 1418-1421, doi:10.1126/science.226.4681.1418.
- Melkonian, A. K., Willis, M. J., Pritchard, M. E. y Stewart, A. J. 2016. Recent changes in glacier velocities and thinning at Novaya Zemlya. *Remote sensing of environment*, 174, 244-257, doi:10.1016/j.rse.2015.11.001.
- Mernild, S.H., Beckerman, A.P., Yde, J.C., Hanna, E., Malmros, J.K., Wilson, R. y Zemp, M. 2015. Mass loss and imbalance of glaciers along the Andes Cordillera to the sub-Antarctic islands. *Global and Planetary Change*, 133, 109-119, doi:10.1016/j.gloplacha.2015.08.009.
- Miles, G.M., Marshall, G.J., McConnell, J.R., Aristarain, A.J. 2008. Recent accumulation variability and change on the Antarctic peninsula from ERA40 reanalysis. *International Journal of Climatology*, 28, 1409-1422, doi:10.1002/joc.1642.
- Moholdt, G., Nuth, C., Hagen, J.O. y Kohler, J. 2010. Recent elevation changes of Svalbard glaciers derived from ICESat laser altimetry. *Remote Sensing Environment*, 114, 275-2767, doi:10.1016/j.rse.2010.06.008.
- Molina, C., Navarro, F.J., Calvet, J., García-Sellés, D., Lapazarán, J.J. 2007. Hurd Peninsula glaciers, Livingston Island, Antarctica, as indicators of regional warming: ice-volume changes during the period 1956-2000. *Annals of Glaciology*, 46, 43-49, doi:10.3189/172756407782871765.
- Molina, C. 2014. Caracterización dinámica del Glaciar Hurd combinando observaciones de campo y simulaciones numéricas, PhD Thesis, Universidad Politécnica de Madrid.
- Möller, M., Finkelnburg, R., Braun, M., Hock, R., Jonsell, U., Pohjola, V. A., Scherer, D. y Schneider, C. 2011. Climatic mass balance of the ice cap Vestfonna, Svalbard: A spatially distributed assessment using ERA-Interim and MODIS data. *Journal of Geophysical Research*, 116, F03009, doi:10.1029/2010JF001905.
- Müller, F. 1962. Zonation in the accumulation area of the glaciers of Axel Heiberg Island, N.W.T., Canada. *Journal of Glaciology* 4, 302-311.
- Müller, H. y Kappenberger, G. 1991. Claridenfirn Messungen 1914-1984, *Zürcher Geogr. Schr.* 40, 79, Geogr. Inst., ETH Zurich, Zurich, Switzerland.
- Müller, K., Hamran, S.E., Sinisalo, A. y Hagen, J.O. 2011. Phase center of L-band radar in polar snow and ice. *IEEE Transactions Geoscience Remote Sensing*, 49, 4572–4579, doi:10.1109/TGRS.2011.2140376.
- Mulvaney, R., Abram, N.J., Hindmarsh, R.C.A., Arrowsmith, C., Fleet, L., Triest, J., Sime, L.C., Alemany, O. y Foord, S. 2012. Recent Antarctic Peninsula warming relative to Holocene climate and ice-shelf history. *Nature*, 489, 141-144.

- Navarro, F.J., Glazovsky, A.F., Machert, Y., Vasilenko, E.V., Corcuera, M.I. y Cua-Drado, M.L. 2005. Ice-volume changes (1936-1990) and structure of Aldegondabreen, Spitsbergen. *Annals of Glaciology*, 42, 158-162.
- Navarro, F.J., Otero, J., Macheret, Y.Y., Vasilenko, E.V., Lapazaran, J.J., Ahlstrom, A.P. y Machío, F. 2009. Radioglaciological studies on Hurd Peninsula glaciers, Livingston Island, Antarctica. *Annals of Glaciology*, 50, 17-23, doi:10.3189/172756409789097603.
- Navarro, F.J. y Eisen, O. 2010. Ground Penetrating Radar. In Pellikka, P. y Rees, W.G. (eds.): *Remote sensing of glaciers - techniques for topographic, spatial and thematic mapping*, 195-229. CRC Press, Leiden.
- Navarro, F., Jonsell, U., Corcuera, M.I. y Martín-Español, A. 2013. Decelerated mass loss of Hurd and Johnsons Glaciers, Livingston Island, Antarctic Peninsula. *Journal of Glaciology* 59, 115-128, doi:10.3189/2013JoG12J144.
- Neelin, J. D. 2011. *Climate Change and Climate Modeling*. Cambridge University Press.
- Nicholls, K.W., Makinson, K. y Venables, E.J. 2012. Ocean circulation beneath Larsen C Ice Shelf, Antarctica from in situ observations. *Geophysical Research Letters*, 39, L19608, doi:10.1029/2012gl053187.
- Noble, H.M. 1965. Glaciological observations at Admiralty Bay, King George Island, in 1957-58. *British Antarctic Survey Bulletin*- 5, 1-11.
- Nuth, C., Moholdt, G., Kohler, J., Hagen, J.O. y Kääb, A. 2010. Svalbard glacier elevation changes and contribution to sea level rise. *Journal of Geophysical Research*, 115, F01008, doi:10.1029/2008JF001223.
- Nuth, C. y Kääb, A. 2011. Co-registration and bias corrections of satellite elevation data sets for quantifying glacier thickness change, *The Cryosphere*, 5, 271-290, doi:10.5194/tc-5-271-2011.
- Nye, J.F. 1957. The distribution of stress and velocity in glaciers and ice-sheets. *Proceedings of the Royal Society of London, Ser. A*, 239, 113-133.
- Ohmura, A. 2001. Physical basis for the temperature-based melt-index method. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 40, 753-761, doi:10.1175/1520-0450(2001)040<0753:PBFTTB>2.0.CO;2.
- Oksanen, J. 2006. *Digital elevation model error in terrain analysis*, Academic Dissertation in Geography. Faculty of Science. University of Helsinki, 51pp.
- Orheim, O. y Govorukha, L. 1982. Present-Day Glaciation in the South Shetland Island. *Annals of Glaciology*, 3, 233-238, doi:10.1017/S0260305500002834.
- Oliva, M., Navarro, F., Hrbáček, F., Hernández, A., Nývlt, D., Pereira, P., Ruiz-Fernández, J. y Trigo, R. 2017a. Recent regional cooling of the Antarctic Peninsula and its impacts on the cryosphere. *Science of the Total Environment*, 580, 210-223, doi:10.1016/j.scitotenv.2016.12.030.
- Oliva, M., Hrbáček, F., Ruiz-Fernández, J., De Pablo, M.A., Vieira, G., Ramos, M. y Antoniades, D. 2017b. Active layer dynamics in three topographically distinct lake catchments in Byers Peninsula (Livingston Island, Antarctica). *Catena*, 149, 548-559, doi:10.1016/j.catena.2016.07.011.
- Oliva, M. y Ruiz-Fernández, J. 2017c. Geomorphological processes and frozen ground conditions in Elephant Point (Livingston Island, South Shetland Islands, Antarctica). *Geomorphology*, 293, 368-379, doi: 10.1016/j.geomorph.2016.01.020.
- Oliva, M., Ruiz-Fernández, J., Palacios Estremera, D., Antoniades, D., Giralt, S., Granados, I., Pla, S. y Toro, M., 2018. Cronología del retroceso glaciar en las islas Shetland del Sur (Antártida): desafíos y perspectivas. En: Blanco Chao, R. (Ed.): *Xeomorfoloxía e paisaxes*

- xeográficas, catro décadas de investigación e ensino: homenaxe a Augusto Pérez Alberti, 345-360. ISBN 978-84-16954-96-4.
- Osmanoğlu, B., Navarro, F.J., Hock, R., Braun, M. y Corcuera, M.I. 2013. Surface velocity and mass balance of Livingston Island ice cap, Antarctica. *The Cryosphere*, 8, 1807-1823, doi:10.5194/tc-8-1807-2014.
- Osmanoğlu, B., Braun, M., Hock, R. y Navarro, F.J. 2014. Surface velocity and ice discharge of the ice cap on King George Island, Antarctica. *Annals of Glaciology*, 54, 111-119, doi:10.3189/2013AoG63A517.
- Østrem, G. y Brugman, M. 1991. Glacier mass-balance measurements: a manual for field and office work (NHRI Science Report 4) National Hydrology Research Institute, Environment Canada. Saskatoon, Saskatchewan, 224pp.
- Otero, J. 2008. Generación automática de malla de elementos finitos en modelos evolutivos de dinámica de glaciares. (PhD thesis, Universidad Politécnica de Madrid.).
- Otero, J., Navarro, F.J., Martín, C., Cuadrado, M.L. y Corcuera, M.I. 2010. A three-dimensional calving model: numerical experiments on Johnsons Glacier, Livingston Island, Antarctica. *Journal of Glaciology*, 56, 196, 200-214, doi:10.3189/002214310791968539.
- Otero, J., Navarro, F.J., Lapazaran, J.J., Welty, E., Puczko, D. y Finkelnburg, R. 2017. Modeling the Controls on the Front Position of a Tidewater Glacier in Svalbard. *Frontiers in Earth Science*, 5, 29, doi:10.3389/feart.2017.00029.
- Pallàs, R., Vilaplana, J.M. y Sàbat, F. 1995. Geomorphological and neotectonic features of Hurd Peninsula, Livingston Island, South Shetland Islands. *Antarctic Science*, 7, 395-406.
- Pallàs, R. 1996. Geología de L'Ílla Livingston. (Shetland del Sud, Antàrtida), del Mesozoic al Present. Tesis Doctoral, Universitat de Barcelona.
- Parés, J.M. y Dinarès-Turell, J. 1999. Datos paleomagnéticos del sustrato rocoso de la isla de Livingston (Península Antártica): implicaciones tectónicas en la evolución neógena. *Acta Geológica Hispánica*, 34, 365-374.
- Pattyn, F., Ritz, C., Hanna, E., Asay-Davis, X., DeConto, R., Durand, G., Favier, L., Fettweis, X., Goelzer, H., R. Golledge, N., Kuipers Munneke, P., T. M. Lenaerts, J., Nowicki, S., J. Payne, A., Robinson, A., Seroussi, H., D. Trusel, L. yvan den Broeke, M. 2018. The Greenland and Antarctic ice sheets under 1.5 °C global warming. *Nature Climate Change*, 8, 1053-1061, doi:10.1038/s41558-018-0305-8.
- Paul, J. 1974 Twelve watercolours of glaciers in the province of Canterbury. Julius von Haast and John Gully: collaborators. *Turnbull Library Record* 7, 2.
- Pellicciotti, F., Brock, B., Strasser, U., Burlando, P., Funk, M. y Corripio, J. 2005. An enhanced temperature-index glacier melt model including the shortwave radiation balance: Development and testing for Haut Glacier d'Arolla, Switzerland. *Journal of Glaciology*, 51, 573-587, doi:10.3189/172756505781829124.
- Peltier, W.R. 2004. Global glacial isostasy and the surface of the ice-age earth: the ICE-5 G (VM2) model and GRACE. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 32, 111-149, doi: 10.1146/annurev.earth.32.082503.144359.
- Pfeffer, W.T., Meier, M.F. y Illangasekare, T.H. 1991. Retention of Greenland runoff by refreezing: implications for projected future sea level change. *Journal of Geophysical Research*, 96, 22117-22124, doi:10.1029/91JC02502.
- Pfeffer, T., Arendt, A., Bliss, A., Bolch, T., Cogley, J.G., Gardner, A.S., Hagen, J.O., Hock, R., Kaser, G., Kienholz, C., Miles, E.S. Moholdt, G., Moelg, N., Paul, F., Radić, V., Rastner, P., Raup, B.H., Rich, J., Sharp, M.J. and the Randolph Consortium. 2014. The Randolph

- Glacier Inventory: a globally complete inventory of glaciers. *Journal of Glaciology*, 60, 537-552.
- Podobnikar, T. 2009. Methods for visual quality assessment of a digital terrain model. *Survey and perspectives integrating environment y society*. 2.2, 2.
- Porter, S. E., Parkinson, C. L. y Mosley-Thompson, E. 2016. Bellingshausen Sea ice extent recorded in an Antarctic Peninsula ice core. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 121, 13886-13900, doi:10.1002/2016JD025626.
- Pritchard, H.D. y Vaughan, D.G. 2007. Widespread acceleration of tidewater glaciers on the Antarctic Peninsula. *Journal of Geophysical Research*, 112(F3), F03S29, doi:10.1029/2006JF000597.
- Pritchard, H.D., Ligtenberg, S.R.M., Fricker, H.A., Vaughan, D., van den Broeke, M.R., Padman, L. 2012. Antarctic ice-sheet loss driven by basal melting of ice shelves. *Nature*, 484, 502-505, doi:10.1038/nature10968.
- Qin, D., Zielinski, G.A., Germani, M.S., Ren, J., Wang, X.X. y Wang, W.T. 1994. Use of tephrochronology in the evaluation of accumulation rates on Nelson Ice Cap, South Shetland Islands. *Antarctica Science China*, 37, 1272-1278.
- Radić, V., Hock, R. 2011. Regionally differentiated contribution of mountain glaciers and ice caps to future sea-level rise. *Nature Geoscience*, 4, 91-94, doi:10.1038/ngeo1052.
- Radić, V., Bliss, A., Beedlow, A.C., Hock, R., Miles, E. y Cogley, J.G. 2014. Regional and global projections of twenty-first century glacier mass changes in response to climate scenarios from global climate models. *Climate Dynamics*, 42, 37-58, doi:10.1007/s10712-013-9262-y.
- Ramos, M., De Pablo, M.A., Molina A., Vieira, G., Trindade, A. y Correia, A. 2012. Study of the active layer freezing and thawing cycles in the surroundings of the Spanish Antarctic Station JCI. 2000 to 2011. *Proceedings of the 7th Portuguese Spanish Assembly of Geodesy and Geophysics*, 723-726.
- Rau, F., Mauz, F., De Angelis, H., Jana, R., Neto, J.A., Skvarca, P., Vogt, S., Saurer, H., Gossmann, H. 2004. Variations of glacier frontal positions on the northern Antarctic Peninsula. *Annals of Glaciology*, 39, 525-530.
- Recio-Blitz, C., Navarro, F. J., Otero, J., Lapazaran, J.J., Gonzalez, S. 2018. Effects of recent cooling in the Antarctic Peninsula on snow density and surface mass balance. *Polish Polar Research*, 39, 457-480, doi:10.24425/118756.
- Rémy, F., Flament, T., Michel, A. y Blumstein, D. 2015. Envisat and SARAL/AltiKa Observations of the Antarctic Ice Sheet: A Comparison Between the Ku-band and Ka-band. *Marine Geodesy*, 38, 510-521, doi:10.1080/01490419.2014.985347.
- Ren, J. 1988. Development conditions and mass balance of the glaciers nearby the Great Wall Station, Antarctica. In: *A collection of Antarctic Scientific Explorations*, 5, Beijing, Science Press, 247-255.
- Ren, J., Qin, D., Petit, J.R., Jouzel, J., Wang, W., Liu, C., Wang, S., Qian, S. y Wang, X. 1995. Glaciological studies in Nelson Island, Antarctica. *Journal of Glaciology*, 41, 408-412.
- Rignot, E., Echelmeyer, K. y Krabill, W. 2001. Penetration depth of interferometric synthetic-aperture radar signals in snow and ice. *Geophysical Research Letters*, 28, 3501-3504, doi:10.1029/2000GL012484.
- Rignot, E., Casassa, G., Gogineni, P., Krabill, W., Rivera A., Thomas, R. 2004. Accelerated ice discharge from the Antarctic Peninsula following the collapse of Larsen B ice shelf. *Geophysical Research Letters*, 31, L18401, doi:10.1029/2004GL020697.

- Rignot, E., Bamber, J. L., van den Broeke, M. R., Davis, C., Li, Y., van de Berg, W. J. y van Meijgaard, E. 2008. Recent Antarctic ice mass loss from radar interferometry and regional climate modelling. *Nature Geoscience*, 1, 106-110, doi:10.1038/ngeo102.
- Rignot, E., Jacobs, S., Mouginot, J. y Scheuchl, B. 2013. Ice-shelf melting around Antarctica. *Science*, 341, 266-270, doi:10.1126/science.1235798.
- Rizzoli, P., M. Martone, Gonzalez, C., Wecklich, C., Tridon, D.B., Bräutigam, B., Bachmann, M., Schulze, D., Fritz, T., Huber, M. y Wessel, B. 2017. Generation and performance assessment of the global TanDEM-X digital elevation model. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 132, 119-139, doi:10.1016/j.isprsjprs.2017.08.008.
- Rodríguez-Cielos, R. 2014. Integración de modelos numéricos de glaciares y procesamiento de datos de georradar en un sistema de información geográfica, PhD Thesis, Universidad Politécnica de Madrid.
- Rodríguez-Cielos, R., Aguirre de Mata, J., Díez-Galilea, A., Álvarez-Alonso, M., Rodríguez-Cielos, P. y Navarro, F.J. 2016. Geomatic methods applied to the study of the front position changes of Johnsons and Hurd Glaciers, Livingston Island, Antarctica, between 1957 and 2013. *Earth System Science Data*, 8, 341-353, doi:10.5194/essd-8-341-2016.
- Rolstad, C., Haug, T. y Denby, B. 2009. Spatially integrated geodetic glacier mass balance and its uncertainty based on geostatistical analysis: Application to the western Svartisen ice cap, Norway. *Journal of Glaciology*, 55, 666-680, doi:10.3189/002214309789470950.
- Rott, H., Skvarca, P. y Nagler, T. 1996. Rapid Collapse of Northern Larsen Ice Shelf, Antarctica. *Science*, 27, 788-792, doi:10.1126/science.271.5250.788.
- Rott, H., Müller, F. Nagler, T. y Floricioiu, D. 2011. The imbalance of glaciers after disintegration of Larsen-B ice shelf, Antarctic Peninsula. *The Cryosphere*, 5, 125-134, doi:10.5194/tc-5-125-2011.
- Rott, H., Floricioiu, D., Wuite, J., Scheiblauer, S., Nagler, T. y Kern, M. 2014. Mass changes of outlet glaciers along the Nordensjøkøld Coast, northern Antarctic Peninsula, based on TanDEM-X satellite measurements. *Geophysical Research Letters*, 41, 8123-8129, doi:10.1002/2014GL061613.
- Rückamp, M., Blindow, N., Suckro, S., Braun, M. y Humbert, A. 2010. Dynamics of the ice cap on King George Island, Antarctica: Field measurements and numerical simulations. *Annals of Glaciology*, 51, 80-90, doi:10.3189/172756410791392817.
- Rückamp, M., Braun, M., Suckro, S. y Blindow, N. 2011. Observed glacial changes on the King George Island ice cap, Antarctica, in the last decade. *Global and Planetary Change*, 79, 99-109, doi:10.1016/j.gloplacha.2011.06.009.
- Ruiz-Fernández, J. y Oliva, M. 2016. Relative paleoenvironmental adjustments following deglaciation of the Byers Peninsula (Livingston Island, Antarctica). *Arctic, Antarctic and Alpine Research*, 48, 345-359, doi:10.1657/AAAR0015-014.
- Sancho, L., Pintado, A., Navarro, F., Ramos, M., de Pablo, M.A., Blanquer Lorite, J.M., Raggio, J., Valladares, F. y Green, L. 2017. Recent warming and cooling in the Antarctic Peninsula region has rapid and large effects on lichen vegetation. *Scientific Reports*, 7, 5689, doi:10.1038/s41598-017-05989-4.
- Santanach, P., Pallàs, R., Sàbat, F. y Muñoz, J.M. 1992. Fracturación en la Isla de Livingston, Islas Shetland del Sur. *Geología de la Antártida Occidental. Simposios T3. III Congreso Latinoamericano de Geología*. Salamanca, España.
- Sasgen, I., Konrad, H., Ivins, E.R., van den Broeke, M.R., Bamber, J.L., Martinec, Z., Klemann, V. 2013. Antarctic ice-mass balance 2003 to 2012: regional reanalysis of GRACE satellite

- gravimetry measurements with improved estimate of glacial-isostatic adjustment based on GPS uplift rates. *The Cryosphere*, 7, 1499-1512, doi:10.5194/tc-7-1499-2013.
- Sánchez-Gómez, P. y Navarro, F.J. 2018. Ice discharge error estimates using different cross-sectional area approaches: a case study for the Canadian High Arctic, 2016/17. *Journal of Glaciology*, 64, 595-608, doi:10.1017/jog.2018.48.
- Sapiano, J.J., Harrison, W.D. y Echelmeyer, K.A. 1998. Elevation, volume and terminus changes of nine glaciers in North America. *Journal of Glaciology*, 44, 119-135.
- Sashegyi, K.D. y Madala, R.V. 1994. Initial conditions and boundary conditions, in R. A. Pielke and R. P. Pearce (eds.), *Mesoscale Modeling of the Atmosphere*, American Meteorological Society, 1-23, doi:10.1007/978-1-935704-12-6_1.
- Scambos, T.A., Hulbe, C., Fahnestock, M. y Bohlander, J. 2000. The link between climate warming and break-up of ice shelves in the Antarctic Peninsula. *Journal of Glaciology*, 46, 516-530, doi:10.3189/172756500781833043.
- Scambos, T.A., Bohlander, J.A., Shuman, C.A. y Skvarca, P. 2004. Glacier acceleration and thinning after ice shelf collapse in the Larsen B embayment, Antarctica. *Geophysical Research Letters*, 31, L18402, doi: 10.1029/2004GL020670.
- Scambos, T.A., Berthier, E., Haran, T., Shuman, C.A., Cook, A.J., Ligtenberg, S.R.M., Bohlander, J. 2014. Detailed ice loss pattern in the northern Antarctic Peninsula: Widespread decline driven by ice front retreats. *The Cryosphere*, 8, 2135-2145, doi:10.5194/tc-8-2135-2014.
- Schannwell, C., Barrand, N.E. y Radić, V. 2015. Modeling ice dynamic contributions to sea level rise from the Antarctic Peninsula. *Journal of Geophysical Research*, 120, 2374-2392, doi:10.1002/2015JF003667.
- Schannwell, C., Cornford, S., Pollard, D. y Barrand, N. E. 2018. Dynamic response of Antarctic Peninsula Ice Sheet to potential collapse of Larsen C and George VI ice shelves, *The Cryosphere*, 12, 2307-2326, doi:10.5194/tc-12-2307-2018.
- Schenk, T. y Csathó, B. 2012. A new methodology for detecting ice sheet surface elevation changes from laser altimetry data. *IEEE Trans Geosci Remote Sens*, 50, 3302- 3316. doi:10.1109/TGRS.2011.2182357.
- Schilling, D.H. y Hollin, J.T. 1981. Numerical reconstructions of valley glaciers and small ice caps G.H. Denton, T.J. Hughes (Eds.), *The Last Great Ice Sheets*, Wiley, New York, 207-220.
- Schmid, T., López-Martínez, J., Koch, M., Maestro, A., Serrano, E. y Linés, C. 2012. Geomorphological mapping in the Antarctic Peninsula region applying single and multipolarization RADARSAT-2 data. *Canadian Journal of Remote Sensing*, 38, 367-382.
- Schrama, E.J.O., Wouters, B. y Rietbroek, R. 2014. A mascon approach to assess ice sheet and glacier mass balances and their uncertainties from GRACE data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 119, 6048-6066, doi:10.1002/2013JB010923.
- Schuler, T., Hock, R., Jackson, M., Elvehøy, H., Braun, M., Brown, I. y Hagen, J. 2005. Distributed mass-balance and climate sensitivity modelling of Engabreen, Norway. *Annals of Glaciology*, 42, 395-401, doi:10.3189/172756405781812998.
- Seehaus, T., Cook, A. J., Silva, A. B. y Braun, M. 2018. Changes in glacier dynamics in the northern Antarctic Peninsula since 1985, *The Cryosphere*, 12, 577-594, doi:10.5194/tc-12-577-2018.
- Serrano, E. y López-Martínez, J. 2000. Rock glacier in the South Shetland Island (Antarctica). *Geomorphology*, 35, 145-162.

- Shepherd, A., Wingham, D., Payne, T., Skvarca, P. 2003. Larsen ice shelf has progressively thinned. *Science*, 302, 856-859, doi:10.1126/science.1089768.
- Shepherd, A., Ivins, E. R., G.A. Barletta, V.R., Bentley, M.J., Bettadpur, S., Briggs, K.H., Bromwich, D.H., Forsberg, R., Galin, N., Horwath, M., Jacobs, S., Joughin, I., King, M.A., Lenaerts, J.T., Li, J., Ligtenberg, S.R., Luckman, A., Luthcke, S.B., McMillan, M., Meister, R., Milne, G., Mouginot, J., Muir, A., Nicolas, J. P., Paden, J., Payne, A. J., Pritchard, H., Rignot, E., Rott, H., Sørensen, L. S., Scambos, T. A., Scheuchl, B., Schrama, E. J., Smith, B., et al. 2012. A Reconciled Estimate of Ice-Sheet Mass Balance. *Science*, 338, 1183, doi:10.1126/science.1228102.
- Shepherd, A. et al. 2018. Mass balance of the Antarctic Ice Sheet from 1992 to 2017. *Nature*, 558, 219-222, doi:10.1038/s41586-018-0179-y.
- Sicart, J.E., Hock, R. y Six, D. 2008. Glacier melt, air temperature, and energy balance in different climates: The Bolivian Tropics, the French Alps, and northern Sweden. *Journal of Geophysical Research*, 113, D24113, doi:10.1029/2008JD010406.
- Singh, V.P., Singh, P., Haritashya, U.K. (Eds.). 2011. *Encyclopedia of Snow, Ice and Glaciers*. Cambridge University Press.
- Skvarca, P., De Angelis, H. y Ermolin, E. 2004. Mass balance of 'Glaciar Bahía del Diablo', Vega Island, Antarctic Peninsula. *Annals of Glaciology*, 39, 209-213, doi:10.3189/172756404781814672.
- Smith, A.M., Vaughan, D.G., Doake, C.S.M. y Johnson, A.C. 1998. Surface lowering of the ice ramp at Rothera Point, Antarctic Peninsula, in response to regional climate change. *Annals of Glaciology* 27, 113-118.
- Solomon, S., Qin, D., Manning, M., Chen, Z., Marquis, M., et al. Climate change. 2007. The physical science basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Cambridge University Press.
- Sørensen, L.S., Simonsen, S.B., Nielsen, K., Lucas-Picher, P., Spada, G., Adalgeirsdottir, G., Forsberg, R. y Hvidberg, C.S. 2011 Mass balance of the Greenland ice sheet (2003–2008) from ICESat data-the impact of interpolation, sampling and firn density. *The Cryosphere*, 5, 173-186, doi:10.5194/tc-5-173-2011.
- Stansbury, M.J. 1961. Glaciological observations at Admiralty Bay (Lat. 62°05S, Lon. 58°24W), King George Island, South Shetland Islands, 1959-60. Falkland Islands Dependencies Survey, Preliminary Glaciological Report 4, 45. BAS Archives Document Reference: AD6/2/1961/S5.
- Stensrud, D.J. 1996. Importance of low-level jets to climate: a review. *Journal of Climate*, 9, 1698-1711, doi:10.1175/1520-0442(1996)0092.0.CO;2.
- Sterken, M., Roberts, S.J., Hodgson, D.A., Vyverman, W., Balbo, A., Sabbe, K., Moreton, S.G., Verleyen, E. (2012). Holocene glacial and climate history of Prince Gustav Channel, northeastern Antarctic Peninsula. *Quaternary Science Reviews*, 31, 93-111.
- Strozzi, T., Luckman, A., Murray, T., Wegmuller, U. y Werner, C. 2002. Glacier motion estimation using SAR offset-tracking procedures. *IEEE Transactions on Geosciences and Remote Sensing*, 40, 2384-2391, doi: 10.1109/tgrs.2002.805079.
- Sugiyama, S., Navarro, F.J, Sawagaki, T., Masahiro Minowa, M., Segawa, T., Onuma, Y., Otero, J. y Vasilenko, E.V. 2019. Subglacial water pressure and ice speed variations at Johnsons Glacier, Livingston Island, Antarctic Peninsula. *Journal of Glaciology*, in press.
- Summerhayes, C., Barnes, D., Bergstrom, D., Bindschadler, R., Bockheim, J., Bodeker, G., Bopp, L., Bracegirdle, T., Chown, S., Convey, P., di Prisco, G., Fahrbach, E., Forcada, J., Frenot, Y., Goose, H., Gutt, J., Hodgson, D., Huiskes, A., Jones, A. y Wang, Z. 2009. The

- Antarctic environment in the global system/the next 100 years. *Antarctic Climate Change and the Environment*, 299-387.
- Tangborn, W. V., Krimmel, R. y Meier, M. 1975. A comparison of glacier mass balance by glaciological, hydrological, and mapping methods, South Cascade Glacier, Washington, in *General Assembly of Moscow. IAHS Paper Search*, 104, 185-196.
- Tapley, B.D., Bettadpur, S., Ries, J.C., Thompson, P.F. y Watkins, M.M. 2004. GRACE measurements of mass variability in the Earth system. *Science*, 305, 503-505, doi:10.1126/science.1099192.
- Taylor, K.E., Stouffer, R.J. y Meehl, G.A. 2012. An overview of CMIP5 and the experiment design. *Bulletin of the American Meteorological Society* 93, 485-498, doi:10.1175/BAMS-D-11-00094.1.
- Thibert, E., Baroudi, D., Limam, A., Berthet-Rambaud, P. 2008. Avalanche impact pressure on an instrumented structure. *Cold Regions Science and Technology*, 54, 206-215, doi:10.1016/j.coldregions.2008.01.005.
- Thomas, E., Marshall, G., McConnell, J. 2008. A doubling in snow accumulation in the western Antarctic Peninsula since 1850. *Geophysical Research Letters*, 35, L01706, doi:10.1029/2007GL032529.
- Thomas, E.R., Hosking, J.S., Tuckwell, R.R., Warren, R.A. y Ludlow, E.C. 2015. Twentieth century increase in snowfall in coastal West Antarctica. *Geophysical Research Letters*, 42, 9387-9393, doi:10.1002/2015GL065750.
- Thomas, E. R., Melchior Van Wessem, J., Roberts, J., Isaksson, E., Schlosser, E., Fudge, T.J., Vallelonga, P., Medley, B., Lenaerts, J., Bertler, N., Van Den Broeke, M.R., Dixon, D.A., Frezzotti, M., Stenni, B., Curran, M. y Ekaykin, A. A. 2017. Regional Antarctic snow accumulation over the past 1000 years, *Climate of the Past*, 13, 1491-1513, doi:10.5194/cp-13-1491-2017.
- Tsukernik, M. y Lynch, A. H. 2013. Atmospheric meridional moisture flux over the Southern Ocean: A story of the Amundsen Sea, *J. Climate*, 26, 8055-8064.
- Turner, J., Lachlan-Cope, T.A., Marshall, G.J., Morris, E.M., Mulvaney, R. y Winter, W. 2002. Spatial variability of Antarctic Peninsula net surface mass balance. *Journal of Geophysical Research*, 107, 4173, doi:10.1029/2001JD000755.
- Turner, J., Colwell, S.R., Marshall, G.J., Lachlan-Cope, T.A., Carleton, A.M., Jones, P.D., Lagun, V., Reid P.A., Iagovkinas, S. 2005a. Antarctic climate change during the last 50 years. *International Journal of Climatology*, 25, 279-294.
- Turner, J., Lachlan-Cope, T.A., Colwell, S., Marshall, G.J. 2005b. A positive trend in western Antarctic Peninsula precipitation over the last 50 years reflecting regional and Antarctic-wide atmospheric circulation changes. *Annals of Glaciology*, 41, 85-91, doi:10.3189/172756405781813177.
- Turner, J., Bindschadler, R.A. Convey, P., di Prisco, G. Fahrbach, E. Gutt, J. Hodgson, D.A., Mayewski, P.A., Summerhayes, C.P. (editors). 2009. *Antarctic climate change and the environment*. Cambridge: Scientific Committee on Antarctic Research.
- Turner, J., Lu, H., White, I., King, J.C., Phillips, T., Hosking, S.J., Bracegirdle, T.J., Marshall, G.J., Mulvaney, R. and Deb, P. 2016. Absence of 21st century warming on Antarctic Peninsula consistent with natural variability. *Nature*, 535, 411-416, doi:10.1038/nature18645.
- Van den Broeke, M.R. 1996. *The atmospheric boundary layer over ice sheets and glaciers*, Ph.D. thesis, 178 pp., Utrecht Univ., Utrecht, Netherlands.

- Van den Broeke, M. 2005. Strong surface melting preceded collapse of Antarctic Peninsula ice shelf. *Geophysical Research Letters*, 32, L12815, doi:10.1029/2005GL023247.
- Van den Broeke, M., van de Berg, W. y von Meijgaard, E. 2006. Snowfall in coastal West Antarctica much greater than previously assumed. *Geophysical Research Letters*, 33, L02505, doi:10.1029/2005GL025239.
- Van der Wal, W., Whitehouse, P.L. y Schramaa, J.O. 2015. Effect of GIA models with 3D composite mantle viscosity on GRACE mass balance estimates for Antarctica. *Earth and Planetary Science Letters*, 414, 134-143, doi:10.1016/j.epsl.2015.01.001.
- Van Lipzig, N.P.M. 1999. The surface mass balance of the Antarctic ice sheet: a study with a regional atmospheric model. (Ph.D. thesis, Utrecht University).
- Van Lipzig, N.P.M., King, J.C., Lachlan-Cope, T.A. y van den Broeke, M.R. 2004. Precipitation, sublimation, and snow drift in the Antarctic Peninsula region from a regional atmospheric model. *Journal of Geophysical Research*, 109, D24106, doi:10.1029/2004JD004701.
- Van Wessem, J.M., Reijmer, C.H., van de Berg, W.J., van den Broeke, M.R., Cook, A.J., van Uft, L.H. y van Meijgaard, E. 2015. Temperature and Wind Climate of the Antarctic Peninsula as Simulated by a High-Resolution Regional Atmospheric Climate Model. *Journal of Climate*, 28, 7306-7326, doi:10.1175/JCLI-D-15-0060.1.
- Van Wessem, J. M., Ligtenberg, S. R. M., Reijmer, C. H., van de Berg, W. J., van den Broeke, M. R., Barrand, N. E., Thomas, E. R., Turner, J., Wuite, J., Scambos, T. A. y van Meijgaard, E. 2016. The modelled surface mass balance of the Antarctic Peninsula at 5.5 km horizontal resolution, *The Cryosphere*, 10, 271-285, doi:10.5194/tc-10-271-2016.
- Vaughan, D.G., Bamber, J.L., Giovinetto, M., Russell, J. y Cooper, A.P.R. 1999. Reassessment of net surface mass balance in Antarctica. *Journal of Climate*, 12, 933- 946.
- Vaughan, D.G. 2006. Recent Trends in Melting Conditions on the Antarctic Peninsula and Their Implications for Ice-sheet Mass Balance and Sea Level. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, 38, 147-152, doi:10.1657/15230430(2006)038[0147:RTIMCO]2.0.CO;2.
- Vaughan, D.G., Comiso, J.C., Allison, I., Carrasco, J., Kaser, G., Kwok, R., Mote, P., Murray, T., Paul, F., Ren, J., Rignot, E., Solomina, O., Steffen, K., Zhang, T. 2013. Observations: Cryosphere. 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*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 317-382, doi:10.1017/CBO9781107415324.012.
- Vieira, G., Bockheim, J., Guglielmin, M., Balks, M., Abramov, A.A., Boelhouwers, J., Cannone, N., Ganzert, L., Gilichinsky, D.A., Goryachkin, S., López, J., Meiklejohn, I., Raffi, R., Ramos, M., Schaefer, C., Serrano, E., Simas, F., Sletten, R. y Wagner, D. 2010. Thermal state of permafrost and active layer monitoring in the Antarctic: advances during the International Polar Year 2007-2009. *Permafrost and Periglacial Processes*, 21, 182-197.
- Vilaplana, J.M. y Pallàs, R. 1993. Características y evolución del manto nivoso en Isla Livingston. *Actas del V Simposio de Estudios Antárticos*, 279-290. Barcelona.
- Wager, A.C. y Jamieson, A.W. 1983. Glaciological characteristics of Spartan Glacier, Alexander Island. *British Antarctic Survey Bulletin*, 52, 221-228.
- Wahr, J. y Molenaar, M. 1998. Time variability of the Earth's gravity field: hydrological and oceanic effects and their possible detection using GRACE. *Journal of Geophysical Research*, 103, 30205-30229, doi:10.1029/98JB02844.
- Wang, D. y Käab, A. 2015. Modeling glacier elevation change from DEM time series. *Remote Sensing*, 7, 10117-10142, doi:10.3390/rs70810117.

- Warner, T.T. 2011. Numerical weather and climate prediction. Cambridge University Press, doi:10.1017/CBO9780511763243.
- Wen, J., Kang, J., Xie, Z., Han, J. y Lluberas, A. 1994. Climate, mass balance and glacial changes on small dome of Collins ice cap, King George Island. *Antarctica. Antarctic Research*, 5, 52-61.
- Wen, J., Kang, J., Han, J., Xie, Z., Liu, L. y Wang, D. 1998. Glaciological studies on King George Island ice cap, South Shetland Islands, Antarctica. *Annals of Glaciology* 27, 105-109.
- Wessel, B., Huber, M., Wohlfart, C., Marschalk, U., Kosmann, D., Roth, A. 2018. Accuracy assessment of the global TanDEM-X Digital Elevation Model with GPS data. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 139, 171-182, doi:10.1016/j.isprsjprs.2018.02.017.
- Wouters, B., Martín-Español, A., Helm, V., Flament, T., van Wessem, J.M., Ligtenberg, S.R.M., van den Broeke, M.R., Bamber, J.L. 2015. Glacier mass loss. Dynamic thinning of glaciers on the Southern Antarctic Peninsula. *Science*, 348, 899-903, doi:10.1126/science.aaa5727.
- Wu, X., Heflin, M.B., Schotman, H., Vermeersen, B.L., Dong, D., Gross, R.S., Ivins, E.R., Moore, A.W. y Owen, S.E. 2010 Simultaneous estimation of global present-day water transport and glacial isostatic adjustment. *Nature Geosciences*, 3, 642-646.
- Wuite, J., Rott, H., Hetzenecker, M., Floricioiu, D., De Rydt, J., Gudmundsson, G.H., Nagler, T. y Kern, M. 2015. Evolution of surface velocities and ice discharge of Larsen B outlet glaciers from 1995 to 2013. *The Cryosphere*, 9, 957-969, doi:10.5194/tc-9-957-2015.
- Ximenis, L., Calvet, Enrique, J., Corbera, J., Fernández de Gamboa, C. y Furdada, G. 1999. The measurement of ice velocity, mass balance and thinning-rate on Johnsons Glacier, Livingston Island, South Shetland Islands, Antarctica. *Acta Geologica hispanica*, 34, 403-409.
- Ximenis, L., Calvet, J., Garcia-Sellés, D. y Sàbat, F. 2000. Folding in the Johnsons Glacier, Livingston Island, Antarctica. *Geological Society, London, Special Publications*, 176, 147-157, doi:10.1144/GSL.SP.2000.176.01.11.
- Ximenis, L. 2001. Dinàmica de la Glacera Johnsons (Livingston, Shetland del Sud, Antàrtida), PhD Thesis, University of Barcelona, 194 pp. (in Catalanian).
- Yi, S., Sun, W., Heki, K. y Qian, A. 2015. An increase in the rate of global mean sea level since 2010. *Geophysical Research Letters*, 42, 3998–4006, doi:10.1002/2015GL063902.
- Zemp, M., Jansson, P., Holmlund, P., Gärtner-Roer, I., Koblet, T., Thee, P., and Haeberli, W. 2010. Reanalysis of multi-temporal aerial images of Storglaciären, Sweden (1959–99) – Part 2: Comparison of glaciological and volumetric mass balances, *The Cryosphere*, 4, 345-357, doi:10.5194/tc-4-345-2010.
- Zemp, M., Thibert, E., Huss, M., Stumm, D., Rolstad Denby, C., Nuth, C., Nussbaumer, S.U., Moholdt, G., Mercer, A., Mayer, C., Joerg, P.C., Jansson, P., Hynek, B., Fischer, A., Escher-Vetter, H., Elvehøy, H. y Andreassen, L.M. 2013. Reanalysing glacier mass balance measurement series, *The Cryosphere*, 7, 1227-1245, doi:10.5194/tc-7-1227-2013.

Apéndice A

Glosario de términos glaciológicos

Los términos glaciológicos que se presentan a continuación están basados en los textos de Cogley et al. (2011), Kaser y Osmaston (2002) y Cuffey and Paterson (2010).

AAR

Véase razón de área de acumulación.

Ablación

Véase acumulación y ablación.

Ablación basal (Basal ablation)

Es la desaparición de hielo de la base de un glaciar por fusión. En la base del glaciar, la fuente de calor que produce la fusión es flujo de calor geotérmico y la conversión en calor de la energía cinética del deslizamiento basal. La fusión también puede verse favorecida por variaciones en el punto de fusión debidas a variaciones en la presión de hielo suprayacente.

Ablación frontal (Frontal ablation)

Es la ablación que tiene lugar en el frente, casi vertical, de los glaciares con terminación en mar. Incluye el desprendimiento de icebergs (*calving*), la fusión y sublimación en la parte emergida del frente y la fusión en la parte sumergida del frente.

Acumulación y ablación (Accumulation and ablation)

La ablación son todos los procesos que reducen la masa del glaciar y la acumulación son todos los procesos que suman masa al glaciar. La ganancia o pérdida de masa puede tener lugar en la superficie del glaciar, dentro del cuerpo del glaciar, o en la base del mismo. Los procesos de acumulación en superficie incluyen nevadas, deposición de escarcha, redistribución de nieve por el viento, avalanchas y congelación de agua de lluvia. Los principales procesos de ablación son la fusión, la sublimación y el *calving*.

Acumulación interna (Internal accumulation)

Es la acumulación producida por recongelación de agua en el interior de un glaciar. Esta agua puede provenir de fusión en superficie o de lluvia. Si proviene de lluvia, constituye una acumulación. Si proviene de fusión superficial, sólo constituye acumulación interna si la recongelación se produce por debajo de la superficie del último verano. Si se produjera en la capa de nieve, no supone una pérdida de masa sino una redistribución.

Acumulación basal (Basal accumulation)

Es la congelación de agua en la base del glaciar, que genera un aumento de la masa del glaciar. La acumulación basal eleva la temperatura basal de un glaciar, si esa temperatura está por debajo del punto de congelación. La acumulación basal representa una adición de masa al

glaciar que no se contabiliza por observaciones en superficie, lo que supone llevaría a una subestimación de la ganancia de masa.

Albedo

Es la fracción de radiación reflejada en una cierta superficie con respecto a la energía incidente sobre ella. Por lo general, se refiere a la totalidad del espectro de radiación solar (albedo de banda ancha) o solo a la parte del espectro visible. Los albedos de banda ancha de las superficies de los glaciares superan valores de 0,8 en nieve recién caída, aunque son menores para nieve más antigua y mucho menores para el hielo expuesto del glaciar. La nieve y el hielo cargados de sedimentos pueden tener albedos aún más bajos.

Altitud (cota) de la línea de equilibrio (Equilibrium line altitude, ELA)

La línea de equilibrio de un glaciar es la línea de balance de masa en superficie cero. En general, cada uno de sus puntos está a distinta altitud. Por esta razón, se define como su altitud la del punto de corte del perfil vertical del balance de masa en superficie con la recta (vertical) de balance de masa cero.

Balance de masa (Mass balance)

Es el cambio en la masa de un glaciar en un intervalo determinado de tiempo, usualmente un año o una estación.

Balance de masa acumulativo (Cumulative mass balance)

Es la variación de masa de un glaciar entre dos instantes de tiempo. Se calcula como la diferencia entre la masa en un instante t y la masa en un instante previo t_0 , es decir, $M(t) - M(t_0)$.

Balance de masa anual (Annual mass-balance)

Es el cambio en la masa de un glaciar en un año, normalmente medido desde fin de verano de un año a fin de verano del siguiente. Para más información, véase el Capítulo 2 de esta tesis.

Balance de masa basal (Basal mass balance)

Es el cambio en la masa del glaciar debido a la acumulación y ablación basal durante un período de tiempo. Se representa con b_b el balance de masa basal en un punto, y con B_b el balance de masa basal del conjunto del glaciar. Para más información, véase el Capítulo 2 de esta tesis.

Balance de masa de invierno (Winter mass balance)

Es la suma de la acumulación y la ablación en un glaciar durante el invierno. Se representa con b_w el balance de masa de invierno en un punto, y con B_w el balance de masa de invierno del conjunto del glaciar. Para más información, véase el Capítulo 2 de esta tesis.

Balance de masa de verano (Summer mass balance)

Es la suma de la acumulación y la ablación en un glaciar durante el verano. Se representa con b_s el balance de masa de verano en un punto, y con B_s el balance de masa de verano del conjunto del glaciar. Para más información, véase el Capítulo 2 de esta tesis.

Banquisa oceánica, hielo marino (Sea ice)

Es el hielo, habitualmente estacional, formado por la congelación del agua marina durante el invierno. A diferencia de las plataformas de hielo, la banquisa oceánica tiene un grosor máximo de unos pocos metros, excepto en aquellas zonas donde se forman crestas.

Calor latente (Latent heat)

Es la energía absorbida o liberada, por unidad de masa, por un sistema que está experimentando un cambio de fase reversible, bajo temperatura y presión constantes.

Calving (Desprendimiento de icebergs)

Es la componente de la ablación que consiste en la ruptura de pedazos de hielo de un glaciar que caen al mar o a un lago, produciendo icebergs, o en tierra en el caso del calving seco. El calving excluye la fusión y sublimación frontal, aunque en la práctica puede resultar difícil tener en cuenta dichos fenómenos por separado.

Campo de hielo (Ice field)

Es un gran cuerpo de hielo que cubre un terreno montañoso, pero de forma que su grosor no es suficiente para cubrir toda la topografía del terreno subyacente, que emerge en ciertas ubicaciones. En consecuencia, su flujo no es predominantemente radial como en los casquetes de hielo.

Casquete de hielo (Ice cap)

Es un cuerpo de hielo en forma de cúpula, con flujo del hielo predominantemente en dirección radial. Cubre en gran medida la topografía del subsuelo y generalmente su tamaño es menor de 50.000 km². Su patrón de flujo está menos influenciado por la topografía del subsuelo que en el caso de los campos de hielo y los glaciares de valle.

Cata de nieve (Snow pit)

Es una zanja excavada en la nieve, que facilita la observación y el muestreo de la densidad de la nieve y el hielo, así como las diversas estructuras, su estratificación, el tamaño de los cristales de hielo y otros atributos de la zona más superficial del glaciar. Para más información, véase el Capítulo 3 de esta tesis.

Corriente de hielo (Ice stream)

Es una parte de un casquete de hielo o un manto de hielo que tiene un flujo mucho más rápido que el del hielo de su entorno. Su alta velocidad normalmente está asociada al flujo sobre sedimentos deformables saturados de agua. Debido al contraste de velocidades entre la corriente y su entorno, sus márgenes están en general fuertemente agrietados.

Criosfera (Cryosphere)

Es el conjunto de partes de la Tierra en la que el agua se encuentra en estado sólido. Incluye el hielo marino, de lago y de río, la cobertura nival, los glaciares y casquetes de hielo, los mantos y plataformas de hielo, y el suelo helado (temporal o permanentemente; este último constituye el permafrost).

Densidad (Density)

Es la razón de la masa de cualquier sustancia y el volumen que ocupa. En el sistema internacional, la densidad se expresa en kg m⁻³. La densidad del material que encontramos en

un glaciar varía típicamente entre 200 kg m^{-3} (nieve recién caída) y 917 kg m^{-3} para el hielo puro.

Descarga de hielo o descarga glaciar (Ice discharge)

Es el flujo de hielo (que puede contener agua) que atraviesa una sección vertical de un glaciar en la dirección perpendicular al flujo, denominada “puerta de flujo”. En las estimaciones de descarga, suele situarse esta puerta de flujo cerca del frente. Debe tenerse precaución en no confundir este término con la descarga de agua de fusión, pues también para ésta se usa en hidrología el término descarga.

Divisoria de hielo (Ice divide)

Es la línea que separa dos cuencas glaciares contiguas, de forma que el flujo horizontal de hielo es divergente en ella.

ELA

Véase altitud de la línea de equilibrio.

Escorrentía (Runoff)

Este término se usa tanto para referirse al flujo de agua que abandona a un glaciar como para denotar la descarga de agua dividida por el área de la cuenca de drenaje que aporta agua a la sección transversal de medida de ese flujo. Se suele expresar en mm w.e. d^{-1} o $\text{kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$.

Estaca (Stake, pole)

Es un palo o vara colocado en un agujero vertical, perforado en la superficie del glaciar, para realizar medidas de balance de masa.

Factor de grados-día (Degree-day factor)

En un modelo de grados-día positivos, establecido como el cociente entre la ablación en superficie (que es negativa) y la suma de los grados-día positivos a lo largo de un cierto periodo.

Glaciar (Glacier)

Es una masa de hielo perenne, que puede incluir también de nieve y neviza, que se origina sobre la superficie por compactación y recristalización de nieve y neviza, y que muestra alguna evidencia de flujo pasado o presente.

Glaciar con terminación en mar (Tidewater Glacier)

Es aquel que termina en el mar. El término inglés “tidewater” se refiere habitualmente a los glaciares terminados en mar cuya lengua no flota. Si flota, se usa el término alternativo lengua flotante (floating tongue). El frente de los glaciares con terminación en mar es habitualmente vertical.

Glaciar con terminación en lago (Freshwater Glacier)

Es aquel que termina en un lago. El frente de los glaciares con terminación en mar es habitualmente vertical.

Glaciar de descarga (Outlet glacier)

Es un glaciar, generalmente en forma de glaciar de valle, que drena un campo de hielo o manto de hielo.

Glaciar de montaña o glaciar alpino (Mountain glacier or alpine glacier)

Es un glaciar que está limitado por un terreno montañoso circundante.

Glaciar frío (Cold glacier)

Es un glaciar constituido en su totalidad por hielo frío.

Glaciar politérmico (Polythermal glacier)

Es un glaciar que consta de estratos de hielo frío y templado. En la zona de ablación, el estrato de hielo frío normalmente es el superior, en contacto con la atmósfera, y el templado el subyacente, hasta llegar al lecho (aunque en la zona frontal de los glaciares con terminación en tierra el estrato de hielo frío en ocasiones llega hasta el lecho). En la zona de acumulación, el hielo por debajo de la capa de neviza es habitualmente hielo templado.

Glaciar templado (Temperate glacier)

Es un glaciar constituido por hielo templado a excepción de una capa superficial de hielo frío, de unos 10-15 metros de espesor, que se encuentra sometida a las variaciones estacionales de la temperatura de la atmósfera en contacto con la superficie (el espesor de la capa lo determina la penetración de la onda térmica anual) y que tiene temperaturas por debajo de los cero grados.

Global Land Ice Measurements from Space (GLIMS)

Es un proyecto diseñado para la monitorización de los glaciares del mundo, usando principalmente datos de sensores ópticos satelitales (<https://www.glims.org/>).

Global Navigation Satellite System (GNSS)

Es un sistema global de navegación por satélite, constituido por una constelación de satélites que transmite rangos de señales utilizados para el posicionamiento y localización en cualquier parte del globo terrestre. GPS, GLONASS y Galileo son ejemplos de sistemas GNSS.

Gradiente de balance de masa (Mass-balance gradient)

Es la tasa de cambio del balance de masa en función de la altitud. Se le denomina también perfil (vertical) del balance de masa*.

Grados-día (positivos) ((Positive) degree-day)

El grado-día es una unidad derivada (K d que representa una desviación de la temperatura media diaria respecto a una temperatura de referencia, promediada sobre un periodo de un día. Si la temperatura de referencia es la temperatura de fusión del hielo, se habla de grados-día positivos.

Hielo (Ice)

Es agua en estado sólido. La mayor parte del hielo glaciar se forma sobre la superficie por compactación de neviza. Ésta se considera que se convierte en hielo glaciar cuando los poros de aire entre los cristales de hielo dejan de estar interconectados. Esto ocurre a una densidad de aproximadamente 840 kg m^{-3} . A partir de ese momento (es decir, en el hielo glaciar) el aire está presente como burbujas.

Hielo frío (Cold ice)

Se denomina hielo frío a aquél que está por debajo del punto de fusión.

Hielo marino (Sea ice)

Véase banquisa oceánica.

Hielo templado (Temperate ice)

Se denomina hielo templado a aquél que está a la temperatura del punto de fusión. En el hielo templado coexisten el hielo en estado sólido y pequeñas cantidades de agua intersticial entre los cristales de hielo.

Hipsometría (Hypsometry)

Es la distribución del área del glaciar en función de la altitud de la superficie (elevación).

Infiltración (infiltration)

Véase percolación.

Lengua flotante (Floating tongue)

Es la parte terminal de un glaciar (o corriente de hielo), cuyo peso está parcial o totalmente soportado por el agua de un lago o el mar. La tensión lateral producido por las paredes del valle, más tensiones asociadas al terreno subyacente a posibles promontorios de hielo u otras partes del glaciar en contacto con el terreno, soportan una parte significativa del peso del hielo flotante, a diferencia de lo que ocurre con las plataformas de hielo.

Lengua glaciar (Glacier tongue)

Es la parte más baja y alargada de un glaciar de valle o glaciar de descarga. Puede ser flotante o no.

Ley de Sorge (Sorge's Law)

En su acepción más generalizada en glaciología, la Ley de Sorge consiste en suponer que no hay cambios temporales del espesor ni de la densidad de la capa de neviza, por lo que todos los cambios de volumen considerados en un estudio de balance de masa geodésico corresponden a hielo glaciar. La formulación original de Sorge se refiere a un caso más concreto, descrito en Bader (1954).

Línea de equilibrio (Equilibrium line)

Es el conjunto de puntos en la superficie de un glaciar, donde, en un determinado momento, el balance de masa climático se hace cero. Por lo tanto, es la línea que separa las zonas de acumulación y ablación. Suele coincidir con la línea de nieve de final de verano, siempre que no haya hielo superpuesto.

Línea de nieve (Snow line)

Es el conjunto de puntos en la superficie de un glaciar que definen el límite inferior de la parte del glaciar cubierta por nieve. Separa la zona de percolación de cualquiera de las zonas de hielo superpuesto o la zona de ablación. La línea de nieve suele ser fácil de localizar a simple vista, porque la nieve es más blanca y tiene mayor reflectividad que el hielo. Si no hay hielo superpuesto, la línea de nieve al final del verano coincide con la línea de equilibrio. Para más información, véase Sección 2.1.

Línea de nieve húmeda (Wet-snow line)

Es el conjunto de puntos en la superficie de un glaciar que separa la zona superior de percolación (a mayor altitud) de la zona de percolación inferior o zona de nieve húmeda. La línea de nieve húmeda no tiene expresión en la superficie, pero es significativa, ya que es el

límite superior de la zona en la que puede tener lugar acumulación interna. Para más información, véase Sección 2.1.

Línea de varado (Grouding line)

Es la línea donde una lengua flotante o un manto de hielo cuya base se encuentra por debajo del nivel del mar empieza a flotar. En el caso de los mantos de hielo, la línea de varado marca la transición de un manto de hielo a una plataforma de hielo, que no es sino es la extensión flotante del manto de hielo.

Manto de hielo (Ice sheet)

Es un cuerpo de hielo que cubre un área montañosa continental, que generalmente ocupa 50.000 km² o más, es decir, es un concepto similar al de casquete de hielo, pero de mucho mayor extensión. En la práctica, este término queda restringido, en la actualidad, a las grandes masas de hielo de la Antártida y Groenlandia.

Modelo digital de elevación (Digital elevation model, DEM)

Es una matriz de números que representa la elevación de una parte o la totalidad de la superficie de la Tierra sobre una malla habitualmente equiespaciada. Los DEM son un medio muy utilizado para representar los cambios de elevación (en las que se basan las medidas de balance de masa por el método geodésico).

Neveza (Firn)

Es nieve que ha sobrevivido a un verano, pero que todavía no se ha transformado en hielo. Estructuralmente es el estado intermedio entre nieve y hielo, en la cual los poros internos están todavía al menos parcialmente interconectados, permitiendo que el agua y el aire intersticiales circulen por ellos. Las densidades típicas de la neveza están entre 400 y 840 kg m⁻³.

Nieve (Snow)

Es la precipitación sólida, en forma de cristales de hielo, que se acumula en un glaciar. Debido a procesos de fusión, recongelación y compactación, acaba transformándose en neveza. La diferencia entre nieve y neveza es muy difusa, aunque suele situarse en una densidad de 400 kg m⁻³

Percolación/infiltración (Percolation/infiltration)

Es la penetración de un líquido, como el agua, a través de los espacios vacíos de un sólido permeable como la nieve o la neveza.

Perfil (vertical) del balance de masa ((Vertical) mass-balance Profile, VBP)

Se denomina también gradiente de balance de masa*. Es la curva de variación del balance de masa en superficie en función de la altitud. Se suele representar con la altitud en el eje vertical y el balance en el eje horizontal. Su corte con la recta (vertical) de balance de masa cero define la altitud de la línea de equilibrio.

Plataforma de hielo (Ice shelf)

Es la prolongación flotante de un manto de hielo sobre el océano. Las plataformas de hielo son mucho más gruesas que el hielo marino. Actualmente, casi todas se encuentran en la Antártida.

Punto de fusión (Melting point)

Es la temperatura a la cual el hielo se funde. Depende de la presión. A la presión estándar de 101.325 Pa, esta temperatura es de 273,15 K = 0 °C.

Randolph Glacier Inventory (RGI)

Es un inventario global de contornos de glaciares. Es complementario a GLIMS*. La producción del RGI fue motivada por el IPCC AR5. Para más información, puede consultarse el Informe técnico de RGI 6.0 (<https://www.glims.org/RGI/>) o Pfeffer et al. (2014).

Razón de área de acumulación (Accumulation area ratio, AAR)

Es la relación entre el área de la zona de acumulación y el área total del glaciar, que a menudo se expresa como un porcentaje. Su valor está entre 0 y 1 (0 y 100 si dado en porcentaje). La probabilidad de que el balance de masa sea positivo, aumenta a medida que el AAR se aproxima a 1. ELA y AAR están directamente relacionadas.

RECCO

Es un sistema habitualmente empleado en rescate en caso de avalanchas de nieve, pero que también puede utilizarse para detección de objetos sepultados en la nieve. Consta de dos elementos, el radar detector y los reflectores pasivos, que no emiten señal. El reflector consiste en un pequeño transpondedor electrónico de apenas cuatro gramos de peso con una fina antena de cobre y un diodo que rebota la señal del detector y duplica la frecuencia. Va recubierto de una lámina exterior protectora de goma que le da su conocida forma alargada de pastilla. Es prácticamente indestructible. El reflector no emite señal y por tanto no requiere fuente de energía.

Recongelación (Refreezing)

Es la congelación, en la capa de nieve o neviza, de agua de fusión producida en la superficie y que se ha infiltrado a través de la nieve/neviza.

Sistema combinado (Combined system)

Una combinación de dos sistemas temporales de medidas de balance de masa, habitualmente el estratigráfico junto con bien el de fecha fija o bien el de fecha flotante.

Sistema de fecha fija (Fixed-date system)

Es el sistema en el que el balance de masa se determina a partir de trabajos de campo realizados en fechas de calendario fijas. La fecha fija que representa el inicio del año de balance se sitúa habitualmente al inicio del año hidrológico local. Véase más información en la Sección 2.1.

Sistema de fecha flotante (Floating-date system)

Es el sistema en el cual el balance de masa se determina al realizar mediciones de campo con un calendario de fechas flotantes. La duración del año de balance varía en el sistema de fecha flotante. Véase más información en la Sección 2.1.

Sistema estratigráfico (Stratigraphic system)

Es el sistema en el que la determinación del balance de masa se basa en la identificación de mínimos anuales sucesivos en la masa del glaciar, y para balances estacionales también los máximos anuales. La duración del año de balance varía en el sistema estratigráficos. Véase más información en la Sección 2.1.

Velocidad glaciar (Glacier velocity)

Los glaciares fluyen porque: a) el hielo que contienen se deforma bajo el efecto de la gravedad, de acuerdo con la relación constitutiva (relación tensión-deformación) propia del hielo glaciar, para la que habitualmente se toma la generalización de Nye (1957) de la ley de flujo de Glen (1955); b) el hielo se desliza sobre el lecho basal si el hielo no está congelado a él (es decir, si el hielo basal se encuentra a temperaturas superiores a la del punto de fusión); y c) los sedimentos subglaciares pueden también deformarse y contribuir así al movimiento (esto ocurre especialmente cuando los sedimentos subglaciares están saturados de agua).

World Glacier Inventory (WGI)

Es un proyecto cooperativo, organizado durante el Decenio Hidrológico Internacional (1965-1974) sobre la base de sugerencias formuladas por primera vez en la década de 1950, para la recopilación de datos morfométricos y otra información sobre todos los glaciares del mundo (https://nsidc.org/data/glacier_inventory/).

World Glacier Monitoring Service (WGMS)

Es la organización encargada de la recopilación, almacenamiento y difusión de información sobre fluctuaciones glaciares (<http://wgms.ch>). El World Glacier Inventory* (WGI) contiene información complementaria.

Zona de ablación (Ablation zone)

Es la parte del glaciar donde la ablación excede en magnitud a la acumulación, es decir, donde el balance de masa en superficie anual es negativo.

Zona de acumulación (Accumulation zone)

Es la zona del glaciar donde la acumulación excede en magnitud a la ablación, es decir, donde el balance de masa en superficie anual es positivo.

Apéndice B

Manual de campo

El Manual de Procedimientos de Campo que se incluye en este apéndice ha sido desarrollado por el grupo de investigación de la Universidad Politécnica de Madrid al que pertenece la autora de esta tesis, con la participación de la misma. En particular, la autora de esta tesis fue responsable de la actualización del manual realizada en la primavera de 2016, tras su participación en la campaña de campo 2015-2016.

**Manual de campo
para trabajos de
balance de masas en
los glaciares
Johnsons y Hurd**

Índice

1	Planificación de campaña	176
1.1	Resumen de medidas a realizar	176
1.2	Orden lógico de realización de las medidas	177
1.3	A la vuelta a España, no olvidar.....	177
2	Red de estacas de Johnsons-Hurd.....	179
2.1	Resumen de Operaciones y Medidas a realizar.....	179
2.2	Material	180
2.3	Cómo medir en la red de estacas de Johnsons-Hurd.....	180
	2.3.1 Búsqueda de las estacas.....	180
	2.3.2 Colocación de la antena GPS	180
	2.3.3 Variables/parámetros a medir o calcular	183
2.4	Mantenimiento de la red de estacas.....	189
	2.4.1 Motivación y descripción de los trabajos a realizar	189
	2.4.2 Medidas a realizar	190
3	Catas de nieve.....	191
3.1	Introducción	191
3.2	Material Necesario	191
3.3	Procedimiento en Campo	192
3.4	Presentación de los datos.....	194
4	Frentes - Posición	196
5	Fotogrametría	197
	ANEXO. Puntos de Control DGPS.....	200

1 Planificación de campaña

1.1 Resumen de medidas a realizar

En lo que sigue, se supone que el personal del proyecto participa en la campaña durante 2-3 semanas al inicio de ésta (1ª fase) y 2-3 semanas al final de la misma (2ª fase). Denominaremos interfase al periodo comprendido entre éstas.

1. Al inicio y final de cada fase, medida de **posicionamiento GPS diferencial (DGPS) y acumulación-ablación de la red de estacas de Johnsons-Hurd** (Fig. 1), junto con medida del espesor de nieve.
2. Al inicio de la 1ª fase, medida del **espesor de nieve** en una serie de aproximadamente 50 puntos adicionales a las estacas.
3. Al inicio y final de cada fase, medida de la **densidad en catas de nieve** efectuadas en cinco ubicaciones de zona de acumulación: EJ03, EH01, EJ04, EH03 y EH06 (Fig. 1). Se anota además la profundidad y espesor de los rehielos observados en la zanja.

ADICIONALMENTE, los de 2ª fase realizarán, próximo al final de la campaña:

4. El **mantenimiento (replantado) de estacas**, a efectuar en aquéllas que sea previsible que puedan caer (por aflorar en exceso) debido a fusión adicional tras el final de la campaña, o quedar excesivamente sepultadas durante el invierno. Esta operación se realizará simultáneamente a la medida de estacas del final de 2ª fase.
5. Al final de cada fase, medida DGPS de la **posición de los frentes** de Sally Rocks y de los lóbulos Argentina y Las Palmas.
6. Cada 2-3 años se realiza adicionalmente **la fotogrametría** de las lenguas del glaciar Hurd en Sally Rocks y de los de los lóbulos Argentina y Las Palmas.

1.2 Orden lógico de realización de las medidas

Considerando una campaña “típica” constituida por primera fase de 2-3 semanas al inicio de la campaña y segunda fase de 2-3 semanas al final de la campaña, el orden sugerido de realización de medidas, y el tiempo típico dedicado a ellas (jornadas completas de trabajo efectivo), es el siguiente:

PLANIFICACIÓN DE UNA CAMPAÑA TÍPICA

PRIMERA FASE

- 1) Catas de nieve (2 días).
- 2) Red de estacas junto con medidas de espesores de nieve (6 días).

SEGUNDA FASE

- 3) Fotogrametría de los frentes glaciares (2 días).
- 4) Medidas de frentes: posicionamiento DGPS (2 días).
- 5) Red de estacas con mantenimiento de estacas junto con espesores de nieve (8 días).
- 6) Catas de nieve (2 días).

COMENTARIOS

- Se ha tenido en cuenta que, en ciertos casos, conviene efectuar distintas medidas tan próximas como sea posible al inicio o final de fase. En esos casos, se ha situado más cerca del inicio/final de la campaña la de realización más corta frente a otra más larga (e.g., catas de nieve frente a red de estacas). En algunos casos pueden solaparse en un mismo día distintas medidas.
- Circunstancias especiales de alguna campaña pueden forzar a omitir alguna de las medidas señaladas; en cualquier caso, resulta fundamental (prioridad absoluta) realizar al menos dos tandas de medidas de la red de estacas, al inicio y al final de la campaña, para ser capaces de separar las componentes estival e invernal de la velocidad del hielo y disponer de medidas de acumulación-ablación al inicio y final del periodo de fusión estival.

1.3 A la vuelta a España, no olvidar

- Copia de datos base DGPS en formato Rinex (útiles en caso de inconsistencia de datos DGPS).
- Todos los archivos de datos de la EMA (1ª y 2ª fase).
- Envío de las fotografías (fotogrametría) a la UB.
- Inventario de material en refugio (enviar a jefe de base).
- Inventario, etiquetado y envío de cajas de materiales a España.

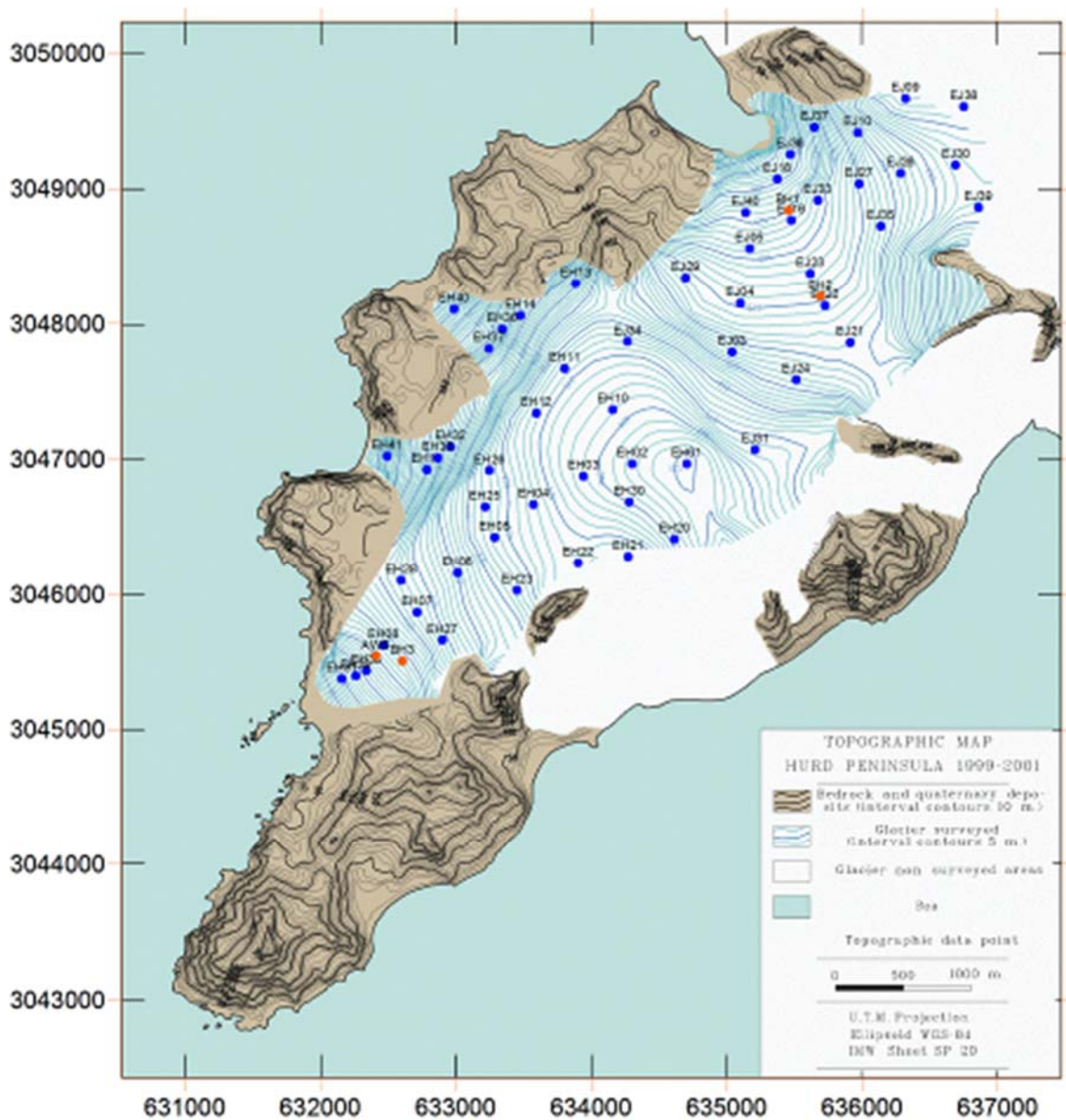


Fig. 1 Mapa de Península Hurd, mostrando la ubicación de las estacas de la red de Johnsons-Hurd al final de la campaña 2015-2016. Se muestran en rojo los dos sondeos de los japoneses (glaciar Jhonsons), la posición actual de la EMA y el sondeo de Evgeny (glaciar Hurd).

2 Red de estacas de Johnsons-Hurd

Se pretende monitorizar la velocidad y balance de masa superficiales, en distintos puntos de los glaciares Johnsons y Hurd a lo largo del tiempo. Para ello, se toman medidas de posicionamiento de todas las estacas que conforman la zona de muestreo (red), así como la cantidad de nieve acumulada durante el invierno alrededor de las mismas.

2.1 Resumen de Operaciones y Medidas a realizar

En el refugio, inicio:

- 1- En el Trimble Survey Controller (TSC), crear un trabajo de nombre **JHaamddd**, donde se registrarán las medidas de estacas de ese día. Se ha de utilizar la plantilla *Estacas-muestra* y el tipo de levantamiento *RTK-glaciar*.
- 2- Medimos la posición del punto de referencia **PtoRefRefugio** (ANEXO), cercano al refugio usando el estilo de levantamiento *RTK-glaciar*.

En el glaciar:

- 1- Medir (con DGPS) las coordenadas (X, Y, Z) del extremo superior de cada estaca,
- 2- Medir (con cinta métrica) la altura h que aflora de cada estaca (por encima de la superficie de la nieve o hielo)
- 3- Medir (con sonda de nieve) el espesor H de la capa de nieve en los alrededores de la estaca.

Algunos problemas a los que nos enfrentaremos en campo: La existencia de estacas inclinadas, la dificultad de acceder a la parte superior de la estaca (por estar demasiado alta) o el hecho de que ciertas estacas permanezcan enterradas bajo la nieve (la antena DGPS no tiene visual directa a los satélites), obligan a hacer medidas con jalón (o estaca auxiliar) y a corregir las coordenadas (X_m, Y_m, Z_m) medidas por el DGPS a las coordenadas deseadas (X, Y, Z) , operación en la que también intervienen parámetros que definen la inclinación y orientación de la estaca.

Las medidas, así como las observaciones oportunas, se anotarán en el cuaderno de campo, conforme a la siguiente plantilla:

ESTACAS CAMPO									
Campaña:				Tanda:		Fecha:			Operador:
Estaca	Hora local	h_e (cm)	h_m (cm)	e (deg)	ϕ_m (deg)	α (deg)	H (cm) (varios valores)	l (cm)	Comentarios

Fig. 2 Plantilla “Estacas Campo” (última hoja del archivo [Plantilla_estacas_20xx-yy.xls](#)). En la primera hoja del mismo fichero, se encuentra la descripción de cada uno de los parámetros.

En el refugio, fin:

- 1- Volvemos a medir la posición del punto de referencia **PtoRefRefugio**.
- 2- Cerramos el trabajo del día en el TSC.

En la Base:

Con el ordenador. Trasvase de datos tomados en campo, al fichero Excel [Plantilla_estacas_20xx-yy.xls](#). Este fichero contiene varias hojas, a rellenar según proceda (ver apartado 2.3.3), y que guardaremos con el nombre [Estacas_20xx-yy.xls](#)

2.2 Material

- Detector Recco + reflectores recco para reponer + tornillos y destornillador
- DGPS + batería de repuesto + adaptador de antena (capuchón) + Jalón DGPS (o estaca auxiliar)
- Trimble Survey Controller (Rover del DGPS) + batería de repuesto
- Cinta métrica
- Brújula-clinómetro
- Sonda de nieve (suelen llevar los técnicos de montaña)
- Cámara de fotos
- Estacas para reponer (mantenimiento)
- Bridas (mantenimiento)
- Rotulador permanente (mantenimiento)
- Cuaderno de campo y plantillas
- Coordenadas de Posición Estimada de las estacas

2.3 Cómo medir en la red de estacas de Johnsons-Hurd

2.3.1 Búsqueda de las estacas

Antes del inicio de la campaña, es necesario estimar la localización de cada una de las estacas (a partir del promedio de velocidades de años anteriores). Las coordenadas previstas se entregarán a los técnicos de montaña antes de subir al glaciar. Para las ocasiones en las que las estacas están cubiertas por nieve, nos valdremos del sistema RECCO para una búsqueda más precisa de las mismas. La combinación de los dos métodos nos asegura una alta probabilidad de éxito en la búsqueda de la estaca. Sin embargo, aún pueden darse ocasiones en las que alguna estaca no aparezca por diversos motivos (pueda haber caído en una grieta, estar enterrada bajo varios metros de acumulación > 2 metros). En estos casos se abandonará la búsqueda de la estaca, y por tanto, se replantará una nueva estaca y se realizarán las correspondientes medidas en esa fase concreta de la campaña.

IMPORTANTE además, se seguirán tomando las medidas de espesor de nieve H en los alrededores del punto en el que se esperaba encontrar la estaca. Estas medidas de H se anotarán bajo el nombre **PJHxx** en la plantilla de medidas de espesores [Plantilla_espesornieve-20xx-yy.xls](#). **JHxx** identifica la estaca no encontrada alrededor de la cual se efectúan las medidas de H .

2.3.2 Colocación de la antena GPS

Existen tres posibilidades de colocar la antena:

1) Con capuchón + adaptador, directamente a la punta superior de la estaca. Este método implica una diferencia de altura (Δ_{ant}) entre la medida GPS y el extremo superior de la estaca de 11,2 cm (Fig. 3), que se corrige después automáticamente en la plantilla Excel.

2) Directamente al jalón, con una $\Delta_{ant} = 0$ cm. Con lo cual, habría que especificar este valor en la columna correspondiente de la plantilla Excel.

3) Con adaptador a un jalón, con una $\Delta_{ant} = 7,6$ cm. Con lo cual, habría que especificar este valor en columna correspondiente de la plantilla Excel. El jalón actualmente no necesita adaptador con lo que esta posibilidad no existe.

Preferentemente, y siempre que las condiciones lo permitan, realizaremos la medición con la opción 1) (Fig. 4a), ya que es la que trae por defecto la plantilla Excel.

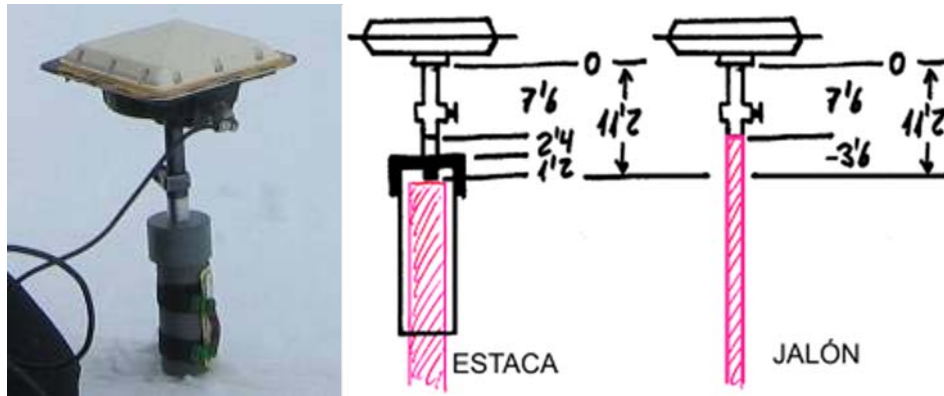


Fig. 3. Adaptador de antena con capuchón y con jalón

Sin embargo, esto no siempre es factible. Hay cuatro casos típicos en los que la antena GPS no se colocará sobre la estaca real sino sobre el jalón que colocaremos junto a ella, siempre en posición vertical:

-
- **Estaca vertical que aflora demasiado**, dificultando el acceso al extremo superior. Se instala un jalón junto (y paralelo) a la real y se toma la medida GPS en la auxiliar (Fig. 4b).

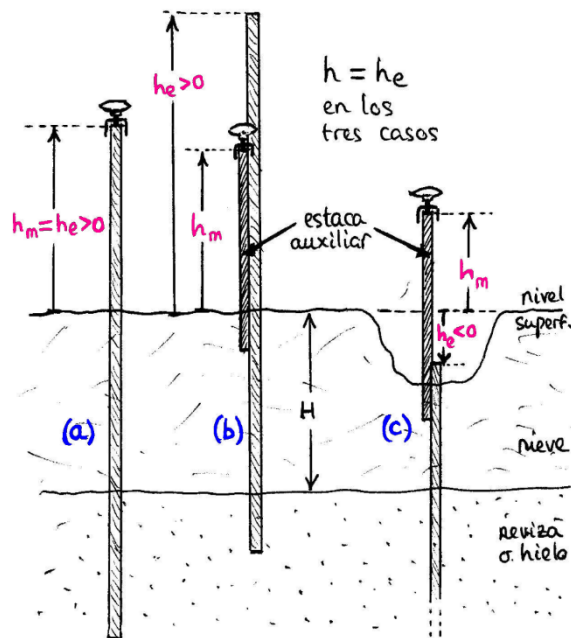


Figura. 4. Algunos casos típicos de medición de estacas

- **Estaca vertical y hundida bajo la nieve**. Si colocáramos la antena sobre la estaca real, no “vería” los satélites. Debe colocarse el jalón junto (y paralelo) a ella, o vertical encima de la estaca, de modo que la antena GPS –situada sobre el jalón– quede por encima de la superficie de la nieve (Fig. 4c).

- **Estaca inclinada que aflora.** Se considera estaca inclinada aquella cuyo ángulo de elevación es inferior a 80° . Para estos casos, colocaremos un jalón, en posición vertical, en el punto de intersección de la estaca inclinada con la superficie de la nieve (Fig. 5a), realizando la medida DGPS en este jalón. También para estos casos se tomará nota del ángulo de inclinación (elevación) y del sentido del buzamiento (rumbo) de la estaca y de la inclinación de la superficie de la nieve en el caso de estarlo (Fig. 5b).

NOTA cuando la estaca está inclinada menos de 10° , se tratará de enderezar (usar piolet, trozo de madera o similar) para que la medida sea tomada lo más vertical posible.

- **Estaca inclinada hundida bajo la nieve.** Esta situación podrá darse, habitualmente, en zona de ablación o próxima a ella, tras veranos con gran fusión seguidos de inviernos con grandes acumulaciones de nieve.

En este caso, una estaca auxiliar o caña 1) debe colocarse (en la misma dirección de inclinación de la estaca sepultada) sobre la superficie, para después poder medir h_m^* y h_e^* y 2) colocando el jalón vertical en el extremo de la estaca real tomar medidas (X_m^*, Y_m^*, Z_m^*) colocando el DGPS en su extremo superior (Fig. 6).

Además, debe medirse el ángulo e de la estaca inclinada sepultada.

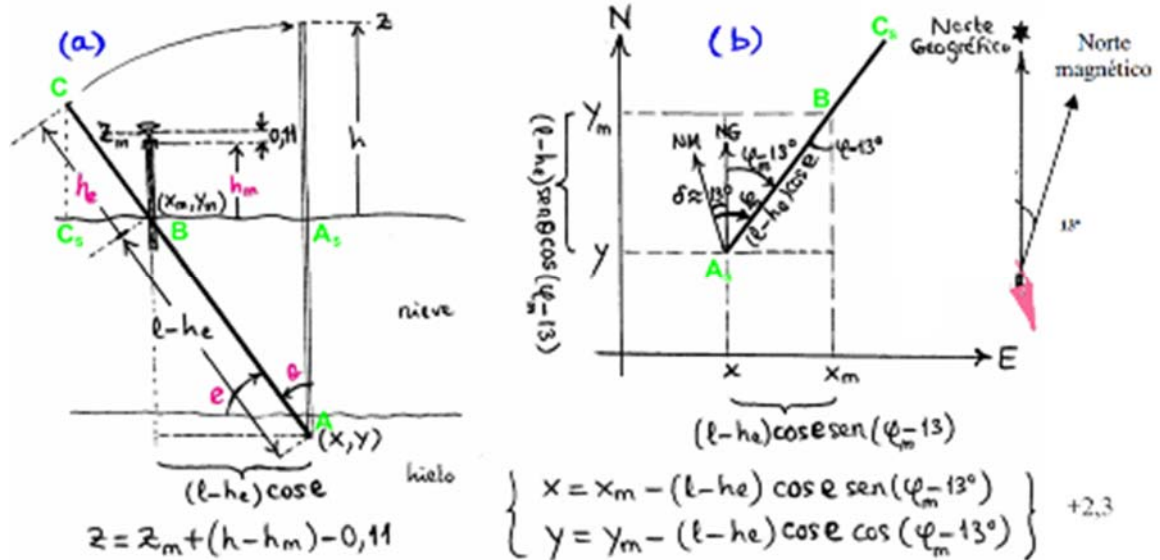
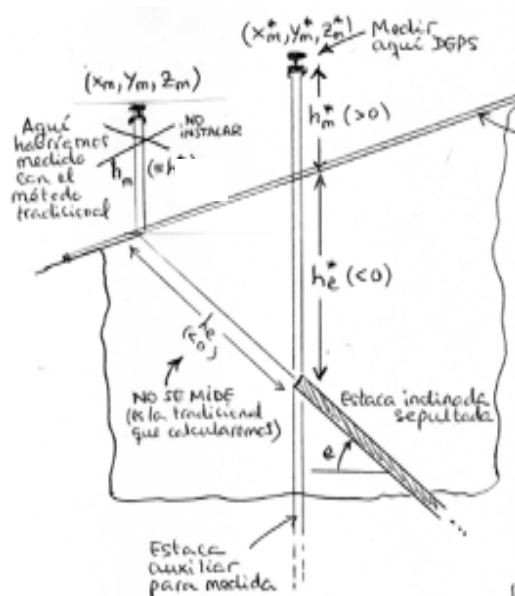


Fig. 5



Caña empleada para la intersección con la prolongación de la estaca y medición de la inclinación de la superficie (α)

Fig. 6

NOTA: habrá que corregir esto en la hoja Excel (hoja concreta para este tipo de situaciones), diferenciando entre estaca inclinada sepultada y no sepultada. Además, el azimut de inclinación de la estaca, se introducirá directamente en la hoja Excel *CorrInclinSepult*, para calcular (X_m, Y_m, Z_m) , h_m y h_e . Sustituir por figura de mejor calidad

IMPORTANTE si es necesario replantar la estaca, se tomarán medidas con el DGPS de la de la sepultada y de la estaca nueva, y se anotarán ésta última en Mantenimiento de la hoja Excel.

2.3.3 Variables/parámetros a medir o calcular

REGISTRADOS EN EL TSC (**AZUL en Excel**):

Los que quedan registrados en el Data Controller del DGPS, bien porque hayan sido tecleados manualmente por el usuario o porque hayan sido medidos por el sistema DGPS. Se incluyen a continuación únicamente los que se copiarán posteriormente a las hojas Excel de datos estacas (el sistema DGPS registra multitud de variables adicionales, que quedarán almacenados en los ficheros Trimble correspondientes).

- **Nombre de la estaca**, tecleado en campo por el usuario.
- **Fecha y hora (UTC)** de la medida (aunque el DGPS las registra en cada medida, en campo las anotaremos también manualmente como fecha y hora locales).
- **Coordenadas (X_m, Y_m, Z_m)** del punto de medida, sea en la estaca real o en la estaca auxiliar (según el procedimiento descrito en el subapartado anterior).
- Aunque la **altura de antena (Δ_{ant})** , que recoge la diferencia de altura entre la base de la antena del GPS (punto al que se refiere la medida efectuada por el DGPS) y el punto concreto de medida (extremo superior de la estaca de medida, en nuestro caso), puede teclearse en campo en el Data Controller, resulta más sencillo (y evita olvidos) anotarlo manualmente en el cuaderno de campo (véase medidas manuales). En consecuencia, **hay que dejar a cero –valor por defecto– el campo de altura de la antena del Data Controller**.
- **Coordenadas (X_r, Y_r, Z_r) de la estación base DGPS respecto a la que se ha tomado cada medida**, y con referencia a la cual se efectuarán las correcciones diferenciales. Véase más detalle en la discusión sobre valores “Calculados mediante hoja de cálculo”.

Los que se anotan manualmente en el cuaderno de campo y posteriormente (de vuelta en la base) se transcriben a las hojas Excel:

- **Campaña** (formato **20xx-20yy**), **tanda** (a,b,c, ...), **operador** que realiza las medidas de campo e **instrumento** (equipo DGPS –base y Rover) utilizado para la medida. Este último suele ser común para todas las medidas de una cierta campaña, por lo que no se refleja en las hojas de campo, aunque sí hay que anotarlo en las hojas Excel.
- **Fecha y hora local**. En campañas anteriores, por incompatibilidades entre las versiones del *firmware* del Data Controller y el *software* de Trimble instalado en el PC (Data Transfer, TSOoffice), la fecha y hora GPS no se descargaba en ocasiones en el caso de medidas RTK (en tiempo real). Aunque este problema está actualmente resuelto, por prevención (simplemente frente a posibles fallos del GPS) se toman adicionalmente, de forma manual, la fecha y hora local. El usar la hora local en lugar de la UTC en la anotación manual se debe a que es fácil cometer errores cuando se anotan en campo horas UTC.

OJO: Si bien en campo tomamos nota de la **hora local**, la tabla de Excel se rellenará con la **hora UTC**. La diferencia entre la hora local y UTC son 3 horas (UTC = hora local + 3).

- **Datos** relativos a operaciones **de mantenimiento de estacas**. Para cada glaciar, existen dos hojas de datos de estacas, prácticamente idénticas, una llamada “**Estacas Johnsons/Hurd**” y otra “**Estacas Johnsons/Hurd mto.**”, en las que se transcriben los datos correspondientes a medidas ordinarias o previas a mantenimiento, y los relativos a medidas inmediatamente posteriores a mantenimiento, respectivamente. Existen dos diferencias entre ambas hojas:
 - 1) la hoja “**mto.**” tiene una columna adicional, etiquetada “ **$\Delta h(m)$** ”, en la que se recogen los valores de cambio de *h* debidos a operaciones de mantenimiento de estacas (esta columna es de cálculo automático por el sistema y, como tal, se discutirá más adelante);
 - 2) las celdas de las columnas etiquetadas “ **ζ Mto.?**”, “**PreMtoFecha**” y “**PreMtoHora**” se rellenan de forma distinta en uno y otro caso:
 - En la hoja normal, las celdas “ **ζ Mto.?**” aparecen rellenas con **NO**, reflejando que no se trata de medidas posteriores a mantenimiento, y aparece la indicación explícita de dejar en blanco las celdas de las columnas “**PreMtoFecha**” y “**PreMtoHora**”.
 - En la hoja de mantenimiento, las celdas “ **ζ Mto.?**” aparecen rellenas con **SÍ**, y se rellenan los datos en las restantes celdas de esa fila cuando se haya realizado mantenimiento de esa estaca (tales datos corresponderán a los valores inmediatamente posteriores al mantenimiento). En las celdas “**PreMtoFecha**” y “**PreMtoHora**” habrá que rellena la fecha y hora de la medida DGPS de la propia estaca ANTES de efectuarse el mantenimiento (es decir, la recogida en la hoja normal asociada). Una vez terminadas las medidas de mantenimiento (en la tanda que corresponda), para aquellas estacas de la hoja a las que no se haya efectuado mantenimiento habrá que borrar el **SÍ** de la celda “**Mto.?**”.
- **Nombre del fichero fuente Trimble** (.job) del que proviene la medida GPS, es decir, el nombre (con formato **JHaammdd**) del trabajo del Data Controller definido para la jornada de medidas de estacas en cuestión.
- **Altura de antena (Δant)**, que recoge la diferencia de altura entre la base de la antena del GPS (punto al que se refiere la medida efectuada por el DGPS) y el extremo superior de la estaca de medida. **$\Delta ant = 0,11$ m cuando la medida se realiza –como siempre debe hacerse– con el adaptador de PVC de antena Trimble** (Fig. 3). El valor de este campo variará sólo en situaciones excepcionales, como puedan ser el olvido o rotura del adaptador de antena, o bien cuando se utilicen otras antenas Trimble (según evolucionan los equipos).

- **Comentarios sobre la medida DGPS.** Cualquier información que pueda ser útil a la hora de procesar los datos (por ej., si estaba rota la estaca, cómo se ha recompuesto para medirla).
- **Longitud h_e de la parte expuesta de la estaca**, desde el nivel de la nieve o hielo hasta el extremo superior de la estaca;
 - Se mide **SIEMPRE a lo largo de la estaca**, tanto si está vertical como inclinada (Fig. 4a).
 - Se toma **positivo para estacas que afloran** y negativo para las sepultadas bajo la nieve.

ATENCIÓN: si la estaca está inclinada y enterrada, pero sin estar rota, h_e –que será negativa– debe medirse a lo largo de la prolongación virtual de la estaca, hasta su intersección virtual con la superficie de la nieve (Fig. 4b).
- **Longitud h_m ("h medida") de la parte expuesta del jalón**, desde el nivel de la nieve o hielo hasta el extremo superior de la estaca. Recordemos que la estaca auxiliar se coloca siempre en posición vertical y aflorando por encima de la superficie de la nieve, de forma que h_m será siempre positiva (Fig. 4c).
- El valor de **α (pendiente de la superficie, en grados sexagesimales** (Fig. 6)), se mide con el clinómetro y se introduce en la columna habilitada al efecto hacia el final (de la hoja Excel de estacas); y al introducir el valor de la pendiente en el Excel, el único valor que varía es la **h** .
- Para estacas inclinadas substancialmente (desviación respecto a la vertical θ –o ángulo cenital– mayor o igual que 10° , esto es, $e < 80^\circ$), mediremos con el clinómetro el **ángulo de elevación e** de la estaca respecto a la horizontal (en grados sexagesimales, de 0 a 90°). e es el complementario de θ (Fig. 5a).
- Para tales estacas, **rumbo ϕ_m** (en grados sexagesimales, 0 a 360°) de la estaca, se mide considerando la estaca como un vector saliente del glaciar, y se mide desde el *norte magnético* hasta la proyección horizontal del vector de la estaca, en el sentido de las agujas del reloj (denominado retrógrado), según viene dado directamente por la brújula topográfica (Fig. 5b). La conversión a azimut, teniendo en cuenta la declinación magnética (aprox. $+13^\circ$ en Isla Livingston) se hace automáticamente en la hoja de cálculo. Si la estaca está vertical el rumbo tomará valor nulo ($\phi_m = 0$).

Atención, no considera la posible inclinación de la superficie

- **Espesor de nieve junto a la estaca (H) acumulado desde el final de la temporada estival anterior.** Se hace con la sonda de nieve, midiendo el espesor de nieve entre la superficie y la capa de hielo que suele formarse en superficie al final de la temporada estival anterior. Las capas de rehielo intermedias producidas con posterioridad pueden falsear la medida. Por ello, en función de si nos encontramos en zona de ablación o de acumulación, el protocolo será ligeramente distinto: en **zona de ablación** se golpeará fuertemente para intentar romper las capas de rehielo hasta alcanzar el hielo. En **zona de acumulación** habrá que tener especial cuidado ya que si golpeamos demasiado fuerte, podemos romper la capa de hielo del verano anterior, que es la que nos interesa. Por tanto, se procederá a llevar al campo un listado con las medidas de la longitud que asomaba la estaca el verano anterior, h_e . Esto nos servirá para prever a qué profundidad se encontrará la capa de hielo, a partir de la base que:

$H > h_e$ fin verano anterior – h_e actual.

ATENCIÓN si al final del verano anterior quedó nieve en la zona de ablación, es posible que ésta hubiese formado una capa de rehielo. Por tanto, habría que tener cuidado al sondear para no romper esta capa. Es aconsejable que en estos casos se tomen tanto la medida a la capa de rehielo formada con la nieve del verano anterior como al hielo de años anteriores.

Para disminuir incertidumbres en la medida:

- Deben tomarse varias medidas (**al menos 5**) alrededor de la estaca.
- Si alguna medida individual discrepa bastante, será necesario tomar medidas adicionales (o sea, más de 5) para calcular la media.
- En ocasiones, aparecerán claramente definidas dos (o más) capas; en tal caso, conviene reflejar en la media únicamente la que parezca más creíble para H (para ello, conviene analizar las medidas de años anteriores), pero también dejar constancia de las restantes. A tal efecto, se ha separado en la hoja Excel los datos de H a utilizar o no en la media, mediante las casillas etiquetadas “ H usadas en media” y “ H no usadas en media”.

Excel realizará de forma automática la media de H , teniendo en consideración únicamente las celdas en las que se hayan rellenado datos.

IMPORTANTE: si no hay nieve, es decir, si hay hielo expuesto y por lo tanto $H=0$, habrá que rellenar al menos una celda con el valor cero.

- **Longitud l de la estaca (incluyendo sus partes expuesta y enterrada).** Se trata de la longitud total de la estaca física de madera roja, cuya medida estándar es de 3,67 m.
- **Comentarios sobre las medidas de anotación manual.**
- **Recursos gráficos asociados a la medida (a rellenar en la base): nombre de los ficheros** de imagen de fotos o dibujos explicativos o aclaratorios de las medidas realizadas.
- **Comentarios sobre las medidas corregidas.**

CALCULADOS MEDIANTE HOJA DE CÁLCULO (VERDE en Excel):
--

- **Valor medio del espesor de nieve H ,** calculado por Excel a partir de los valores individuales de H introducidos.
Recuérdese que, si no hay nieve, es decir, hay hielo expuesto y por lo tanto $H=0$, habrá que rellenar al menos una celda con el valor cero para que Excel refleje este valor en la celda de H medio.
- Cuando se trate de una **operación de mantenimiento** de estacas, como l se conocerá, la hoja Excel no aplica esta fórmula y requiere la **introducción manual** de la longitud de estaca.
- **Distancia h desde el nivel de la superficie de la nieve hasta el extremo superior de la estaca vertical** (si estuviera inclinada, tras devolverla virtualmente a la posición vertical; Fig. 6.2).

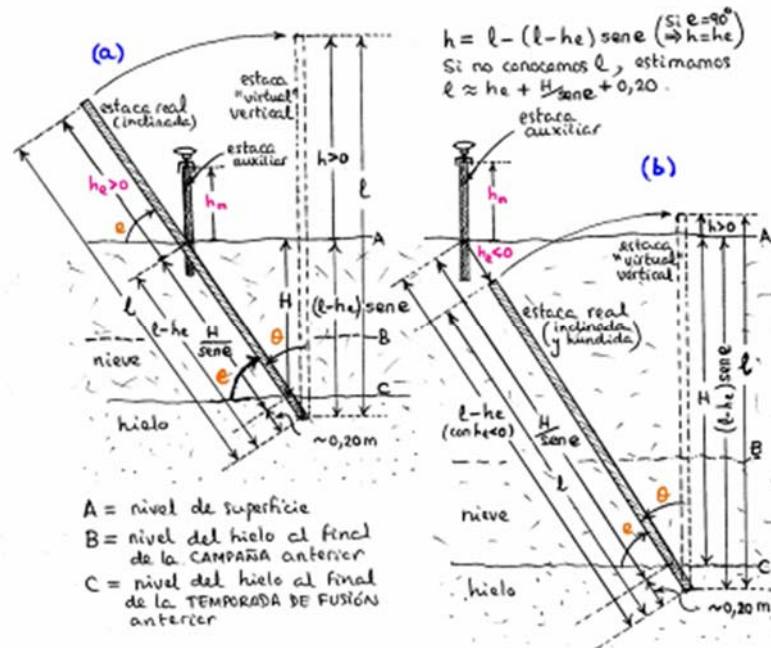


Fig. 6.2

- Para **estaca vertical**, coincide con h_e .

- Las **estacas inclinadas en zona de ablación** las devolvemos virtualmente a la posición vertical para estimar la ablación a partir de la variación de h . A partir de la Fig. 6.2 puede deducirse que $h = l - (l - h_e) \operatorname{sen} e$.

IMPORTANTE: La fórmula de cálculo de h se aplica en la hoja Excel a todas las estacas, pues también es válida para las estacas verticales, para las que $e = 90$, por lo que $\operatorname{sen} e = 1$ y resulta $h = h_e$. Pero el resultado de esta fórmula no es válido para las estacas inclinadas en zona de acumulación (estacas inclinadas y sepultadas).

- **Coordenadas (X,Y,Z) del extremo superior de la estaca vertical.** Sólo se introduce si está en posición vertical o si se trata de una **estaca inclinada en zona de ablación**, en cuyo caso tomaremos el de la estaca colocada "virtualmente" en posición vertical.

Cálculo de X e Y :

- Para **estaca en posición vertical**, se toma directamente $X = X_m$ e $Y = Y_m$.
- Para **estaca inclinada de la zona de ablación**, se calculan X e Y mediante las siguientes ecuaciones:

$$X = X_m - (l - h_e) \cos e \operatorname{sen}(\varphi_m - 13),$$

$$Y = Y_m - (l - h_e) \cos e \cos(\varphi_m - 13),$$

donde, φ_m es el rumbo de buzamiento de la estaca y $+13^\circ$ es la corrección por declinación magnética en Isla Livingston.

Cálculo de Z :

La coordenada vertical se calcula, en todos los casos, mediante

$$Z = Z_m + (h - h_m) - \Delta ant,$$

donde Δant es la diferencia de altura entre la base de la antena del GPS y el extremo superior de la estaca de medida (por defecto, la plantilla de Excel asume que se ha utilizado capuchón con adaptador; por tanto, $\Delta ant = 0,11$ m).

Véase la justificación de estas fórmulas en la figura 6.2. A partir de la campaña 2009-2010 (inclusive), a las fórmulas de cálculo de X, Y, Z se añadió una corrección que recoge las posibles variaciones de la estación base DGPS respecto a la que se efectúan las correcciones diferenciales, según se justifica a continuación.

ENVÍO DIARIO

Finalizada cada jornada de transcripción de datos, el fichero Excel correspondiente se enviará por correo electrónico a francisco.navarro@upm.es para permitir el seguimiento de las medidas y detectar posibles anomalías.

;;**ADVERTENCIA!!** → Para evitar posibles discrepancias en los datos de fecha-hora, configurar el portátil de trabajo con hora UTC.

2.4 *Mantenimiento de la red de estacas*

2.4.1 Motivación y descripción de los trabajos a realizar

Hay dos motivos fundamentales por los que hay que mantener la red de estacas:

- **Replantado** (reinstalación de la misma estaca) de: 1) las que afloran en exceso en la zona de ablación, por lo que podrían caer o romperse por el viento tras el cierre de la campaña; 2) aquellas estacas cuya inclinación sea, con carácter general, igual o superior a 15-20° (si la estaca está situada en una zona de fuerte ablación o pendiente, conviene tomar el umbral inferior); 3) estacas que puedan quedar sepultadas durante el próximo invierno, habitualmente en la zona de acumulación. En todos los casos, la estaca debe replantarse de forma que quede lo más vertical posible y que los valores de X, Y sean lo más próximos posible a los de la estaca original.

- **Nueva estaca.** Las estacas avanzan dejando huecos tras de sí y otras desaparecen. En los huecos de la red de estacas se irán plantando nuevas. También se instalara una estaca nueva, en aquellos casos en los que la estaca esté tan enterrada que sea imposible su extracción.

Estas operaciones se efectuarán normalmente **hacia el final de la campaña**, salvo para estacas que corran peligro de caída durante la campaña, que deberán replantarse cuanto antes para evitar su caída. Al participante en la segunda fase de la campaña, se le suministrará un fichero con la predicción de mantenimiento de las estacas, basada en los datos de campañas anteriores.

Desde la campaña 2008-09 **atornillamos un reflector Recco** a un lateral de la estaca en su límite superior y orientado hacia el Norte para que a la hora de palear nieve no perjudiquemos el Recco (en todas las estacas, de acumulación y de ablación).

- **Recco.** No olvidar trasladar el reflector de Recco a la nueva estaca (replantado o nueva estaca). Es importante que sólo una estaca quede con Recco, sobre todo en acumulación, ya que sería un problema si una estaca que quedara definitivamente sepultada llevara el Recco.

Normalmente, el replantado de las estacas se realiza extrayendo la anterior estaca y efectuando un orificio (presionando la propia estaca) en el que se introduce la nueva estaca, pero en ocasiones se requiere realizar una **perforación** (sobre todo en zona de ablación).

- **Perforación:** Este orificio se efectúa mediante la sonda de vapor Heucke. También puede utilizarse la sonda mecánica Kovacs en caso de encontrarse una excesiva cantidad de huelo. En general, debe preferirse la de vapor, puesto que con ella se obtienen orificios más verticales.

3 Catas de nieve

3.1 Introducción

Durante el invierno, debido a la precipitación y bajas temperaturas, la superficie del glaciar se va cubriendo de nieve. Sin embargo, esta capa de nieve es reactiva a las condiciones meteorológicas que se dan en la zona. Por ejemplo, descensos bruscos de temperatura y condiciones de vientos intensos pueden provocar el endurecimiento de la parte más superficial de dicha capa de nieve, hasta su congelación, formando una especie de costra helada, a la que se denomina: rehielo. El grosor y dureza de los rehielos dependerá de lo sostenidas que sean las condiciones que favorecen su formación, de la humedad, del gradiente térmico al que fueron sometidas, de la presión que se ejerza sobre ellos, etc. En las zonas de acumulación del glaciar, estos rehielos, a su vez, serán sepultados por las nevadas que se produzcan con posterioridad. Y así sucesivamente, formando estratos superpuestos nieve-rehielo-nieve. A medida que aumenta la acumulación, la nieve situada en los estratos inferiores irá compactando, debido al peso que ejerce el resto de estratos situados por encima de la misma. De esta forma, llegará un momento en el que la nieve de estos estratos inferiores alcanzará una densidad tal, que pasará a considerarse neviza y con el paso del tiempo, llegará a tener la densidad del hielo.

Por ello, se considera que tanto los rehielos como la densidad de la nieve, son fuentes potenciales de información.

Objetivos

1. Medir grosor y número de rehielos significativos en la capa de nieve remanente después del último invierno, en 5 puntos distintos.
2. Medir el cambio de densidad con respecto a la profundidad en la columna de nieve en dichos puntos.

3.2 Material Necesario

- Dinamómetro
- Esquí o similar para colgar el dinamómetro y realizar las medidas
- Bolsa de plástico donde pesar la muestra
- Testigo (tubos metálicos) para recoger las muestras
- Pala de metal
- Martillo de goma
- DGPS
- Sonda de nieve
- Herramienta multiusos
- Brújula
- Bidas
- Cinta métrica
- Capuchón de repuesto de PVC
- Tornillos y destornillador
- Estacas pequeñas de repuesto
- Tabla de madera de repuesto
- Cuaderno de campo, Plantillas y Lápiz

3.3 Procedimiento en Campo

Desde 2005-06, a final de campaña, se coloca una tabla de madera sobre la superficie. Esta tabla tiene un agujero de 45 mm en su parte central, por el cual se sujeta a la nieve mediante una estaca corta (1 m aprox.) de 35 mm de diámetro, que la atraviesa. La holgura es suficiente para permitir que la tabla deslice a lo largo de la estaca en caso de fusión de nieve, pero no tanta como para que el viento pudiera hacerla volar. Esta estaca será sepultada por la nieve caída durante el invierno, con lo cual, no será visible al inicio de la campaña siguiente. Por ello, se le atornilla un reflector Recco 15 cm por debajo de la punta superior de la estaca y orientado hacia el Norte (por convenio, para no dañarlo al excavar).

Al principio y final de cada campaña, hay que realizar catas de nieve en cinco ubicaciones, asociadas a las estacas de la Red Global: EJ03, EJ04, EH01, EH06 y EH03 (Fig. 1). La localización exacta de las zonas de muestreo (catas) es relativa desde cada una de estas cinco estacas, definida con rumbo y distancia. También se toma posición DGPS.

Para tomar las medidas en campo se utilizará la plantilla de campo que se encuentra en su hoja correspondiente, dentro del archivo Excel: [Plantilla_catas_nieve_20xx-yy.xls](#) (fig. 10). En ese mismo archivo, existe una hoja llamada *Descripciones*, en la que se definen todas las variables y parámetros necesarios.

PASOS A SEGUIR

1. Localizaremos la estaca de cata. La posición se anotó en la plantilla del año anterior, y es relativa a la estaca de balance de masas asociada. También se empleará Recco para afinar la búsqueda.

2. Cavaremos la zanja, hasta que encontremos la tabla de referencia.

Si debajo de la tabla no aparece la capa de hielo correspondiente a final de verano del año anterior, continuaremos cavando hasta que aparezca (por si la tabla no se hubiera deslizado hacia abajo pese a producirse fusión posterior a su colocación).

La zanja puede hacerse escalonada para facilitar el acceso (Fig. 8a).

Dejaremos la pared de muestreo (la situada más al Norte, es decir, orientada al Sur) lo más vertical y lisa posible. La orientación hacia el Sur asegura que dicha pared recibe menos insolación (por encontrarnos en el Hemisferio Sur) y evita la alteración de las muestras.

¡¡ATENCIÓN!! La misma zanja será reutilizada para sucesivas catas en la misma campaña. Con el fin de conservar zonas vírgenes para dichos muestreos posteriores, no hay que pisar ni tirar nieve en la zona donde se encuentra la pared de muestreo, es decir, al norte de la zanja (Fig. 8b).

3. Se realizarán las medidas descritas en el apartado siguiente (MEDIDAS A REALIZAR).

La superficie superior del rehielo del final del verano anterior constituirá el “cero” respecto al cual se medirán las alturas de las muestras y rehielos. A lo largo de la campaña, debido a la progresiva ablación producida durante el verano, la zanja de cada cata sucesiva será menos profunda.

4a. (PRIMERA FASE) Se marcará la pared de muestreo clavando una caña a cada lado (fig. 8b), con el fin de que, en segunda fase, quede bien claro dónde se tomaron las medidas.

- 4b. (SEGUNDA FASE) Al terminar las medidas, en la zona más al norte de la zanja (no alterada ni pisada), se recolocará la plancha de madera, insertándole la estaca, que asomará unos 20 cm. Asegurarse de poner el tapón de PVC (distintivo con respecto a la red de Estacas) y un Recco en su parte superior y orientado al Norte.
5. Taparemos la zanja, asegurándonos de que la pared de muestreo queda bien cubierta.
6. Se medirá la posición relativa respecto a su estaca de referencia y con DGPS.

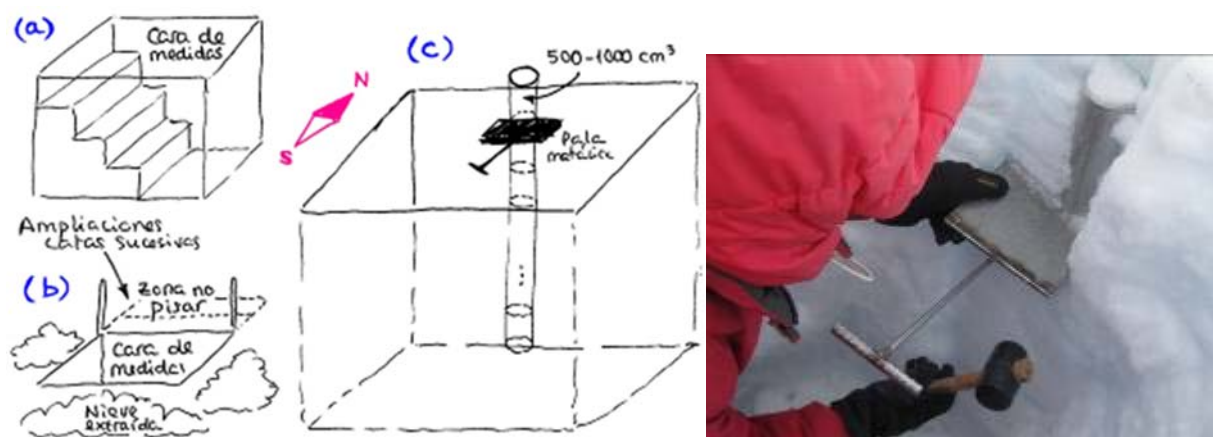


Fig. 8

MEDIDAS A REALIZAR

- Tomar la **posición relativa respecto de la estaca de la red global asociada**: tantos metros de tal estaca, con tal rumbo (el rumbo se medirá desde la estaca de la red global más próxima, a la estaca de cata).
- **La distancia D entre la plancha y el extremo superior de la estaca**. Notación:
 - D_a es la D a la que *encontramos* la tabla.
 - D_b es la D a la que *instalamos* la tabla (sólo en 2ª fase).

La diferencia $D_b(\text{campana anterior}) - D_a(\text{campana actual})$ es un indicativo de la fusión producida desde el fin de la campaña anterior (que pone de manifiesto que, tras el cierre de la bases, siguió produciéndose fusión).

- **Medida, por tramos verticales continuos, de la densidad de la columna**. Las muestras se tomarán con un testigo (cilindro) de acero (Fig. 8c), dispuesto verticalmente, junto a la pared de la cata, de forma que pueda cortarse la base de la muestra con una placa metálica dispuesta horizontalmente. A tal efecto se dispone de una pala metálica con hoja plana (Fig. 8c). Las muestras pueden incluir nieve y rehielos. Los datos que se toman son: la **masa de la muestra** (medida con el dinamómetro, previamente tarado a cero con la bolsa en la que se depositará la muestra). **Por sistema se anota también la masa del cilindro empleado** (cuyo **volumen** se conocerá y anotará). En caso de no tararse a cero, se anotará la masa de la bolsa en el campo TARA, para restárselo posteriormente.
- La **altura y espesor de las capas de rehielo** observadas.
- El **espesor de la capa de nieve total** medido en la propia zanja (H_{cata}).
- El **espesor de la capa de nieve en los alrededores, medido con sonda de nieve**. Deben tomarse **al menos 5 medidas**, y más si hay bastante discrepancia entre ellas ya que se busca

que la media sea representativa.

- Cualquier **comentario adicional** (sobre tamaño del cristal, humedad presente, etc).

3.4 Presentación de los datos

Para anotar las medidas en campo, se utilizará la hoja *plantilla-campo* del archivo [Plantilla_catas_nieve_20xx-yy.xls](#).

Posteriormente, los datos tomados en campo serán pasados a ordenador, según la hoja del mismo archivo denominada *plantilla*. ¡¡ATENCIÓN!! Las mediciones tomadas corresponden al TIPO 2. En estas hojas también se anota la ubicación de las zanjas respecto a sus estacas de referencia.

El archivo donde se irán almacenando todos los datos de medidas relacionadas con las catas de nieve se guardará con el nombre: [Catas_nieve_20xx-yy.xls](#), y será único para toda la campaña. Por tanto, cada una de las cinco catas se guardará en una hoja de dicho archivo y se le dará el nombre de su estaca asociada, seguida de *-a* o *-b*, según corresponda a las medidas tomadas en primera o segunda fase de la campaña, respectivamente. Ejemplo: *EJ03-a* (en el caso de ser la primera cata de la campaña que se efectúa en la estaca EJ03).

Cata nieve, estaca		Posición respecto estaca:		H _{cata} (cm):	
Fecha:		Rango de horas (local):		H (cm):	
D _a (cm), sólo 1ª cata campaña:		D _b (cm), sólo última cata:			
D _{TB} (cm), sólo 1ª cata campaña:					
Tara (g):		Volumen (cm ³) tubo:			
Altura (cm) desde-hasta	Masa medida (g)	Temperatura (°C)	Comentarios	Rehielos significativos: Altura (cm)	
				desde	hasta

Fig. 10

A	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K	L
1	nombre del campo		campo a rellenar		relleno auto						
2											
3											
4	DATOS GENERALES DE LA CATA										
5	CATA junto a estaca:		Posición respecto estaca:			H _{medis} (cm):		Rehielos significativos: altura desde rehielo base (cm)			
6	Calibración T		Indicar en comentarios el método de calibración empleado			#DIV/0!		desde		hasta	
7	Comentarios generales de Cata										
8											
9											
10											
11											
12											
13											
14											
15											
16											
17											
18											
19											
20											
21	(SÓLO PRIMERA CATA) Sobre estaca de localización de cata encontrada:										
22	Comentarios sobre ubicación e identificación de la estaca del año pasado			Da (cm)							
23											
24											
25											
26	(SÓLO ÚLTIMA CATA) Sobre instalación de nueva estaca para localización de cata:										
27	Ubicación e identificación de la nueva estaca instalada			Db (cm)							
28											
29											
30											
31	Id. estaca		Fecha	Hora (UT)	X (m-UTM)	Y (m-UTM)	Z (m-UTM)	Código			
32											

CATA DE NIEVE TIPO 2 - Vertical por tramos continuos (con tubo de 500 ó 1000 cc)								
Fecha:			Rango de horas (local):					
Masa (g) tubo+tapa:			Volumen (cm ³) tubo:			H _{catas2} (cm):		
Altura superior (cm)	Altura inferior (cm)	Altura media (cm)	Profundidad media (cm)	Temperatura medida (°C)	Temperatura corregida	Masa (g)	Densidad (kg/m ³)	Comentarios
		0,0	0,0		0,00		#DIV/0!	
		0,0	0,0		0,00		#DIV/0!	
		0,0	0,0		0,00		#DIV/0!	
		0,0	0,0		0,00		#DIV/0!	
		0,0	0,0		0,00		#DIV/0!	

Fig. 11

4 Frentes - Posición

Se trata de medir, próximos al fin de la campaña y usando DGPS, la posición de los frentes de Sally Rocks y de los lóbulos Argentina y Las Palmas. En las últimas campañas, la realización de esta medida ha sido imposible, a causa de la cantidad de nieve acumulada, y por lo tanto, la dificultad de diferenciar el frente glaciar.

Se tomará el número de puntos necesario para que la forma de los frentes quede definida con suficiente precisión.

Aunque los datos de mayor interés son las coordenadas X e Y, el DGPS nos proporciona además la coordenada Z, que también puede ser útil.

Este tipo de medidas hay que realizarlas desplazándose a pie a lo largo del frente, con el DGPS a espaldas, en la mochila; en consecuencia, es **IMPORTANTE** tomar nota (o definirla en el trabajo del Data Controller) de la altura de la antena sobre el suelo, que dependerá de la altura del porteador (¡atención a posibles cambios en la persona que transporta la mochila!). Guardaremos las coordenadas de los puntos que definen los frentes en un fichero Excel, único por campaña, de nombre **posicion_frentes_20xx-yy.xls**, que constará de tres hojas, de nombres Argentina, Las Palmas y SallyRocks, usando la plantilla de nombre **plantilla_frentes_20xx-yy.xls**, cuyo contenido se muestra en la Fig. 13.

	A	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K
1	Campaña		Frente		Operador		Fichero		Instrum.		
2	Id. punto	Fecha	Hora (UT)	X _m (E-UTM)	Y _m (N-UTM)	Z _m (WGS84)	Código	Tipo punto	Δant(DC)	Z (WGS84)	Comentarios
3		dd-mm-aa	hh:mm	xxxxxx,xx	yyyyyy,yy	zzz,zz				zzz,zz	
4											
5										0,00	
6										0,00	
7										0,00	
8										0,00	
9										0,00	
10										0,00	

Fig. 13

- Trabajo nuevo, tipo "Estacas Muestra" en TSC y exportar.
- De nombre, **FrenteLArgaa**, **FrenteLPalmaa**, **FrenteSallyaa**.
- Puntos RTK con repetidor en glaciar.
- Sólo por moto o accediendo a cada caleta por zodiac y una moto en glaciar que coloque repetidor.

5 Fotogrametría

Desde la campaña 2015-2016 se ha modificado esta técnica. La diferencia sobre el terreno consiste en pasar de hacer panorámicas desde dos o tres estaciones, a seguir una ruta desde donde ir fotografiando el glaciar pero con un alto grado de solapamiento y evitando los objetos muy cercanos y estando más atentos con la configuración de la cámara.

CAMARA FOTOGRÁFICA

Se utilizará la cámara réflex (del grupo de investigación), la cual nos darán alta resultados. Primero se estudiará el modelo con tiempo, tratando de encontrar las siguientes opciones:

Formato: El mejor es el formato RAW, ya que tiene la máxima resolución de la cámara y respetara los datos originales. Evitar jpg si es posible.

ISO: Con luz ambiental lo mejor es una ISO baja, 200 aprox.

Distancia focal: (zoom) es mejor trabajar sin modificar la distancia focal, para imágenes como la de las caletas normalmente seria hacia 24 mm, que abarque buenas panorámicas.

Enfoque: Fijo a infinito.

Tiempo exposición y apertura: Si se domina mucho la fotografía, en posición manual podemos ir haciendo las fotografías e ir adecuando los dos parámetros (velocidad y obertura), como último recurso se puede dejar en automático.

GPS: Activar el GPS incorporado en la cámara.

Sobre el terreno es mejor ir haciendo una ruta y cada cierta distancia, 7 o 9 pasos vamos avanzando en nuestra ruta y poco a poco vamos avanzando sin cambiar la orientación de cámara sobre la perspectiva del glaciar.

En las fotografías que queremos realizar, habrá tres planos importantes al ir desplazándonos en nuestro itinerario. El plano más cercano son las rocas sobre las que caminamos, la superficie del glaciar como plano medio, y el plano más alejado será el margen rocoso opuesto del glaciar. Por cada fotografía estaría bien que saliera un 75% de glaciar, un 24% del margen rocoso opuesto y 1% de cielo.



Figura 18. Estaciones fotogramétricas en Península Hurd.

ESCENARIOS

- Caleta Argentina-

En el margen Norte hay dos itinerarios, el superior con una longitud de 630 m y el inferior que desciende por la morrena lateral de 350 m hasta la playa, es importante hacer las fotos desde arriba de la morrena. Desde la playa hasta el punto Oeste del margen Sur 750m. Los límites de la escena están marcados por las líneas rojas (Fig. 19).

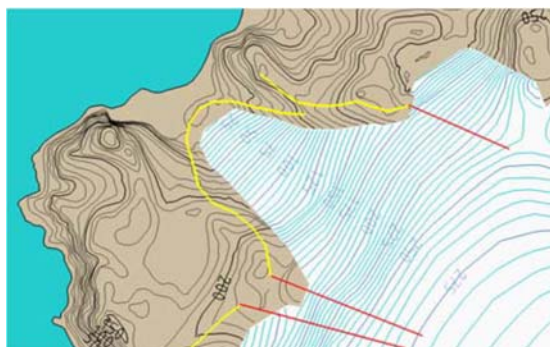


Figura 19. Itinerario propuesto (amarillo) y límite de la escena en Caleta Argentina

-Caleta Las Palmas-

El itinerario parte del Norte y se ha de orientar la cámara en dirección Este unos 400m, e ir descendiendo hasta cerca de la playa unos 350m en dirección Oeste (Fig.20a). Este era el itinerario utilizado, pero ahora, a causa de la cantidad de nieve, el itinerario queda a la misma altura del glaciar y por tanto, la superficie del glaciar no queda bien fotografiada. Se ha de llevar a cabo siguiendo el borde del glaciar, empleando esquís y con apoyo de un técnico de montaña, a causa de la peligrosidad de modificar el itinerario hacia el exterior.

Para hacer las fotografías caminando (esquiando) por el margen Sur y orientar las cámaras hacia el norte es más complicado, ya que según vamos subiendo paralelos al margen del glaciar (zona más elevada sin perder visibilidad), debemos subir por la cornisa del mismo para poder finalizar el itinerario (Fig. 20b).

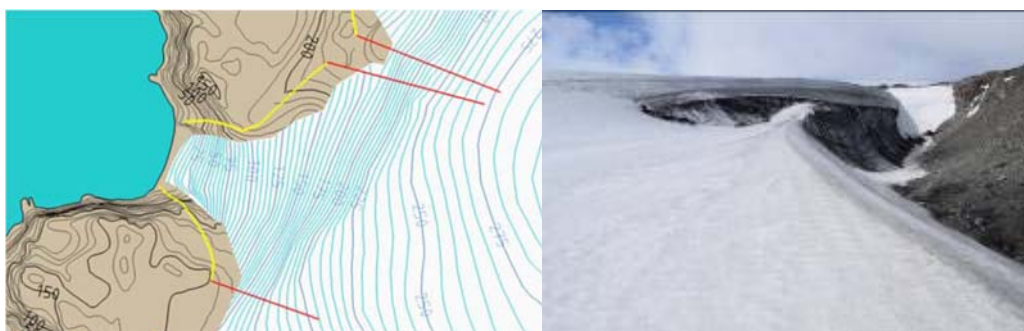


Figura 20a. Itinerario propuesto (amarillo) y límite de la escena en Caleta Las Palmas y 6b. cornisa del glaciar.

-Sally Rocks-

Es el más complicado por los fracasos acumulados (además de por la cantidad de nieve), es muy amplio y difícil de observar en conjunto y la perspectiva de la playa es muy mala, se tendrá que fotografiar desde los márgenes con visión algo limitada. El itinerario desde donde fotografiar tiene en el margen Oeste unos 700m y el Este 1000m (Fig. 21).

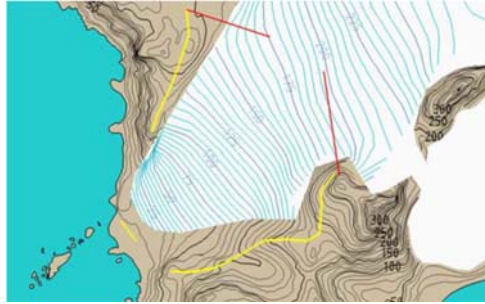


Figura 21. Itinerario propuesto (amarillo) y límite de la escena en Caleta Las Palmas

El programa a través del cual se procesará las fotografías, es el Agisoft. Para saber más sobre él, ir al [Apéndice](#) (versión completa de David García Selles).

ANEXO. Puntos de Control DGPS

Se dispone de varios puntos de referencia para medidas DGPS, dotados de tetón adaptador a antena Trimble:

- Uno junto a la base, en la ubicación antigua de la antena base del DGPS cerca del módulo científico, Fig. 4. Se utiliza para verificar la consistencia de las medidas DGPS efectuadas en distintas campañas.
- Dos junto al refugio de montaña pequeño, uno con tetón en la roca mostrada en la Fig. 45, y otro con un tornillo en la roca. Este segundo se puede medir con jalón vertical sobre él (menos preciso pero más rápido) o con trípode. Se utiliza para verificar la consistencia de las medidas DGPS tomadas a lo largo de un día (para ello, se mide este punto al principio y al final de cada campaña con DGPS en el glaciar) y entre los distintos días de una misma campaña.

MARCO DE REFERENCIA: ITRF2008. ÉPOCA: 12-ENE-2015



COORDENADAS GEOCENTRICAS

X (m)	1451135.715
Y (m)	-2553211.217
Z (m)	-5642850.746

Latitud	62° 39' 46" 44264 S
Longitud	60° 23' 16" 64871 W
h (m)	32.275

COORDENADAS UTM

X_UTM_20S (m)	633755.161
Y_UTM_20S (m)	3049258.485
Z (m)	13.44

ESTACION GNSS-GPS: BEJ2 (RESEÑA PROVISIONAL)

MARCO DE REFERENCIA: ITRF2008. ÉPOCA: 12-ENE-2015



COORDENADAS GEOCENTRICAS

X (m)	1451224.445
Y (m)	-2553159.307
Z (m)	-5642878.559

Latitud	62° 39' 46" 89207 S
Longitud	60° 23' 9" 42919 W
h (m)	56.39

COORDENADAS UTM

X_UTM_20S (m)	633905.217
Y_UTM_20S (m)	3049240.423
Z (m)	

Fig. 3. Punto de control DGPS junto a los refugios de montaña de la BAE Juan Carlos I. Obsoleto
AÑADIR FOTOS DE PTO REF REFUGIO



Fig. 4. Punto de control DGPS junto al refugio de montaña del glaciar Johnsons.

Dichos puntos de referencia se midieron en modo FastStatic, durante aproximadamente media hora, en la 1ª fase de la campaña 2008-2009, obteniéndose los valores mostrados en la tabla, referidos al elipsoide de referencia WGS84, sin modelo geoidal.

Nombre punto	PtoRefBAE	PtoRefRefugio (nuevo)
Medida: duración, hora, fecha	00:37:43 de 21:02:27 6 dic 08	00:30:55 de 17:29:10 5 dic 08
Northing UTM (20E)	3049256,241 m	3048671,838 m
Easting UTM (20E)	633805,845 m	634438,811 m
Altura = elevación	31,654 m (31,894 m RTK*)	183,562 m (183,802 m RTK*)
Latitud	62°39'46,51156"S	62°40'04,54536"S
Longitud	60°23'16,44924"O	60°22'30,35088"O
Precisión horizontal	0,003 m	0,001 m
Precisión vertical	0,004 m	0,002 m

* Los valores medidos en modo RTK son actualmente 0,24 m superiores a los medidos en modo FastStatic, debido a la discrepancia actualmente existente entre las medidas efectuadas en ambos modos, presumiblemente debido a la utilización de un punto base de referencia distinto.

- Otros de Puntos de referencia instalados en la campaña 2009-2010 fueron: Sofia, Mirador, Napier, Topo, Repetidor, cuyas coordenadas se recogen en la siguiente tabla:

PUNTOS DE CONTROL			
Id. Punto	X (E-UTM)	Y (N-UTM)	Z (WGS84)
Sofia	634136,590	3048562,661	293,154
Mirador	636092,082	3047080,976	327,678
Napier	636526,444	3048473,304	312,634
Topo	633627,073	3049117,811	59,854
Repetidor	632300,730	3046114,827	198,850

Apéndice C

Gráficos de balance de masa climático

En las páginas siguientes se muestran las figuras correspondientes a los cálculos del balance de masa climático, obtenidos usando el método glaciológico, para los glaciares Hurd y Johnsons. Cada conjunto de figuras ($C_{x,y}$, con $x=1, 2, 3, \dots$, $y=a, b, \dots, f$) corresponde a un año hidrológico entre 2001 y 2016. Cada una consta de seis paneles (a, ..., f) que representan:

- a) La hipsometría $A(z)$ del glaciar (histograma) y el balance volumétrico neto en función de la altitud, $V_b(z)$ (línea azul). La línea punteada marca la posición de la ELA.
- b) Las curvas de los balances de invierno (línea azul), verano (línea roja) y anual (línea negra) en función de la altitud ($b_w(z)$, $b_s(z)$, $b_a(z)$, respectivamente).
- c) El gradiente vertical de la ablación, $b_s(z)$, ajustado a una recta mediante mínimos cuadrados.
- d) El mapa de balance de invierno, $b_w(x,y)$.
- e) El mapa de balance de verano, $b_s(x,y)$.
- f) El mapa de balance anual, $b_a(x,y)$.

Año 2001-2002, Glaciar Johnsons

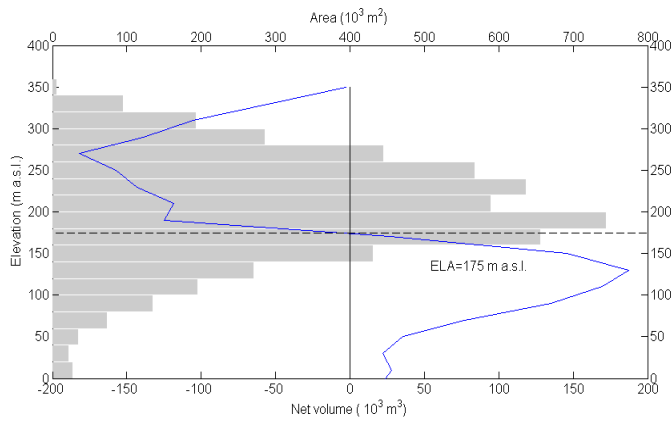


Fig. C2.a. $A(z)$, $V_b(z)$.

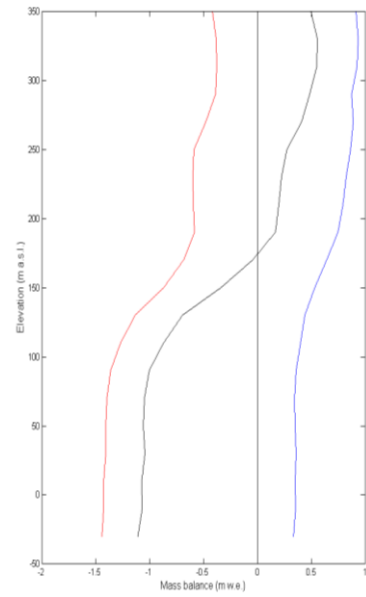


Fig. C2.b. $b_w(z)$, $b_s(z)$, $b_a(z)$.

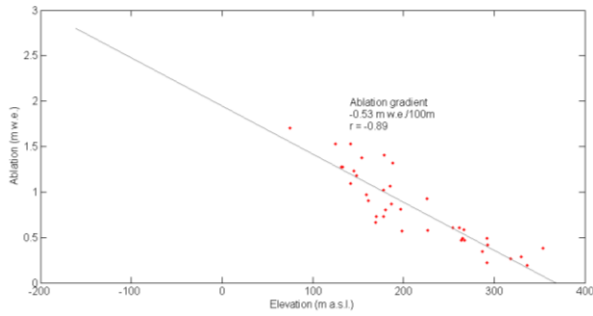


Fig. C2.c. $b_s(z)$.

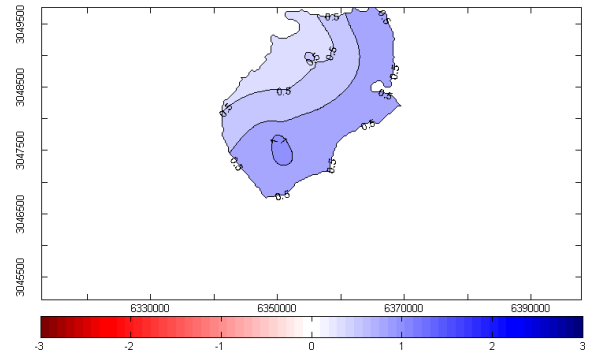


Fig. C2.d. $b_w(x,y)$.

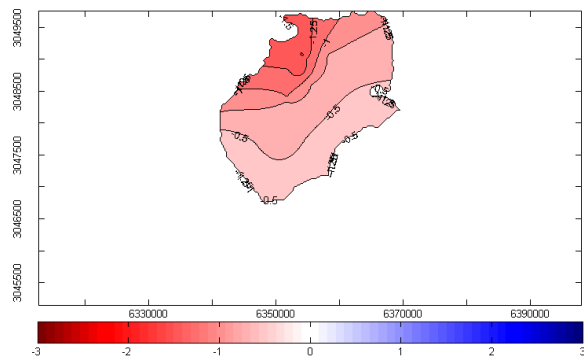


Fig. C2.e. $b_s(x,y)$.

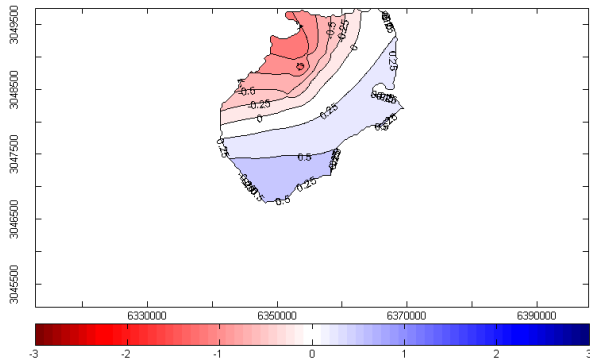


Fig. C2.f. $b_a(x,y)$.

Año 2001-2002, Glaciar Hurd

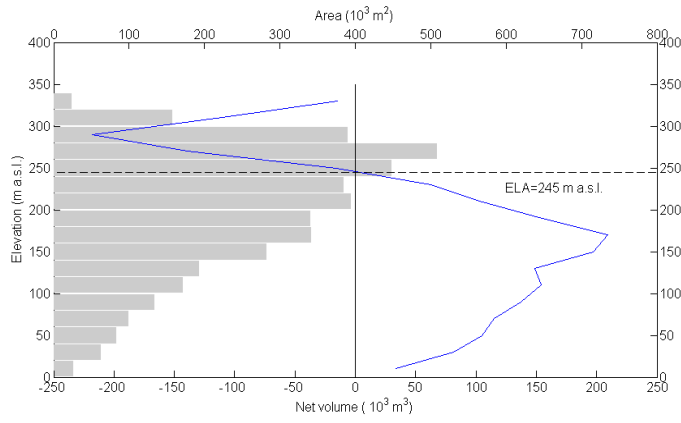


Fig. C3.a. $A(z)$, $V_b(z)$.

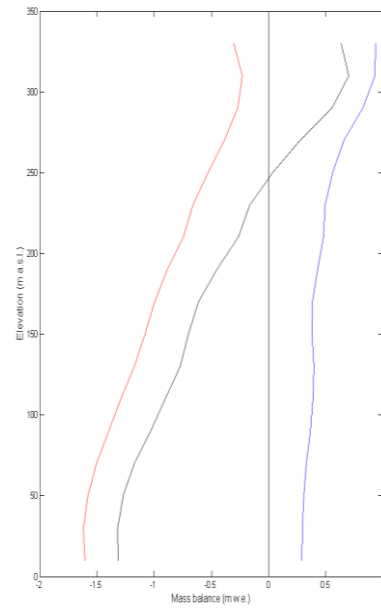


Fig. C3.b. $b_w(z)$, $b_s(z)$, $b_a(z)$.

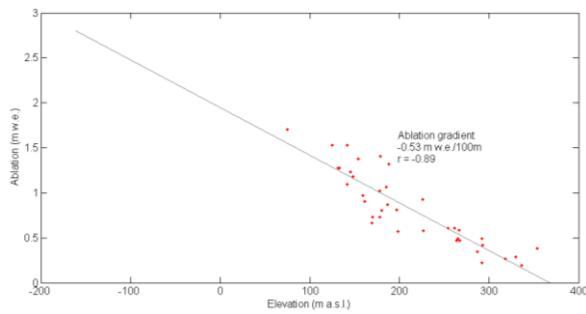


Fig. C3.c. $b_s(z)$.

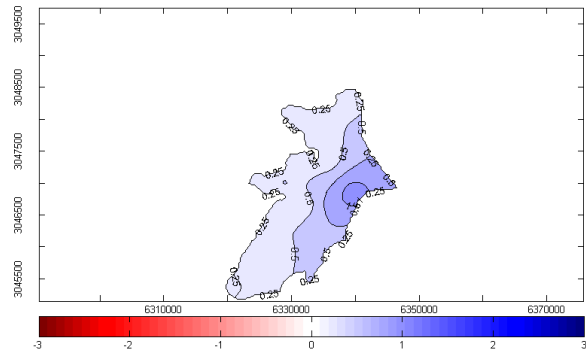


Fig. C3.d. $b_w(x,y)$.

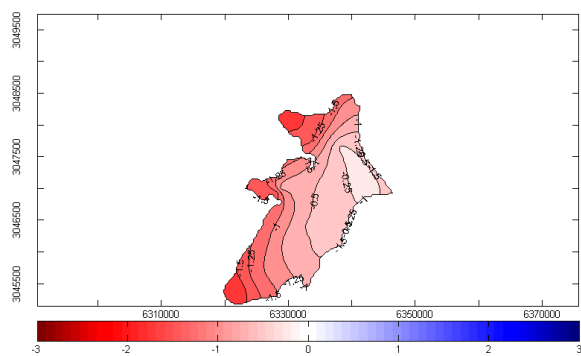


Fig. C3.e. $b_s(x,y)$.

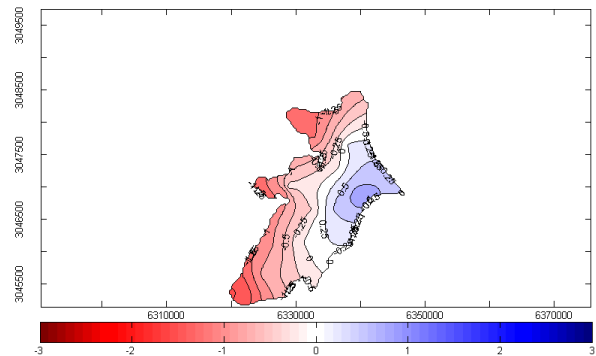


Fig. C3.f. $b_a(x,y)$.

Año 2002-2003, Glaciar Johnsons

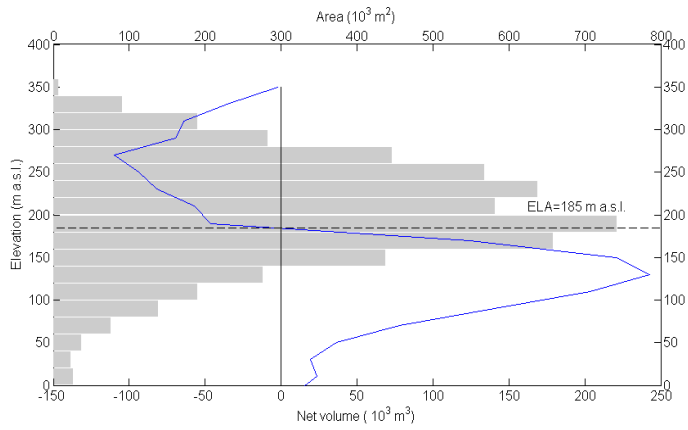


Fig. C4.a. $A(z)$, $V_b(z)$.

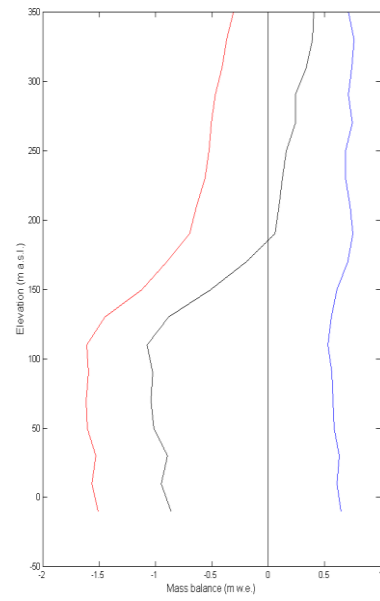


Fig. C4.b. $b_w(z)$, $b_s(z)$, $b_a(z)$.

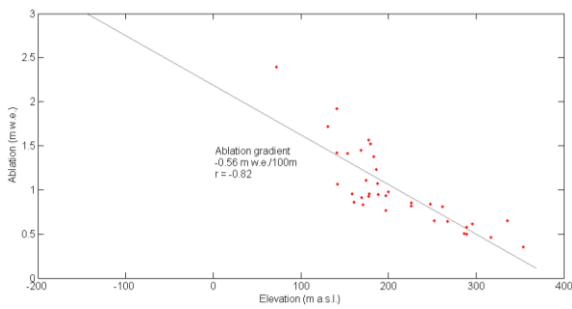


Fig. C4.c. $b_s(z)$.

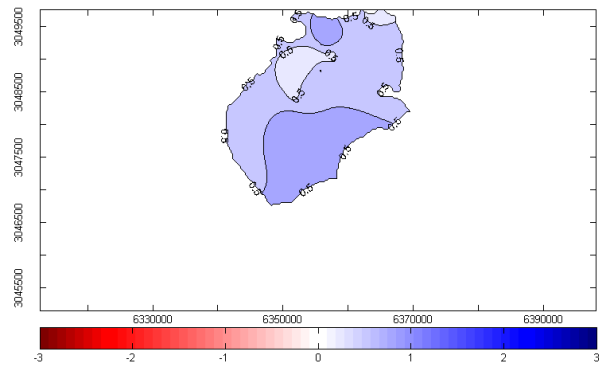


Fig. C4.d. $b_w(x,y)$.

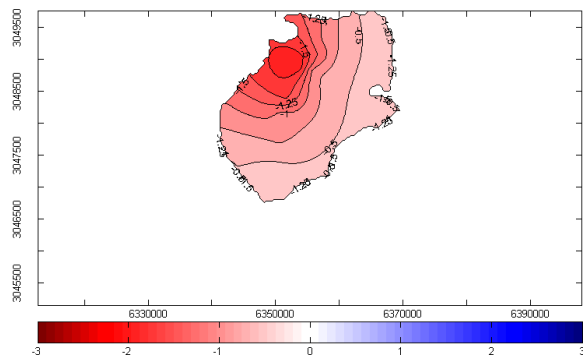


Fig. C4.e. $b_s(x,y)$.

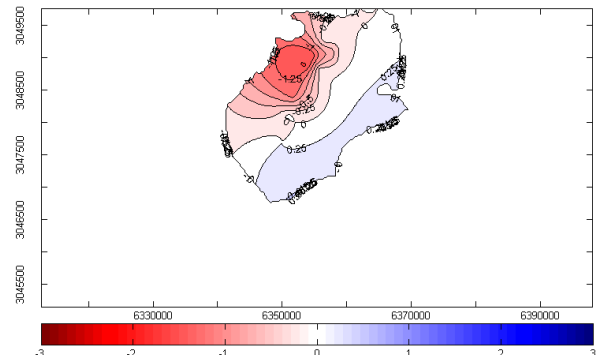


Fig. C4.f. $b_a(x,y)$.

Año 2002-2003, Glaciar Hurd

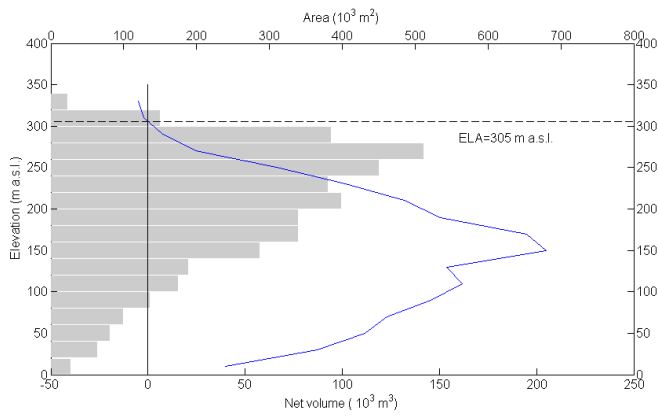


Fig. C5.a. $A(z)$, $V_b(z)$.

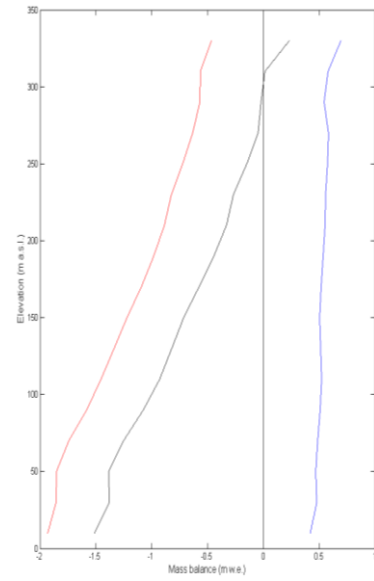


Fig. C5.b. $b_w(z)$, $b_s(z)$, $b_a(z)$.

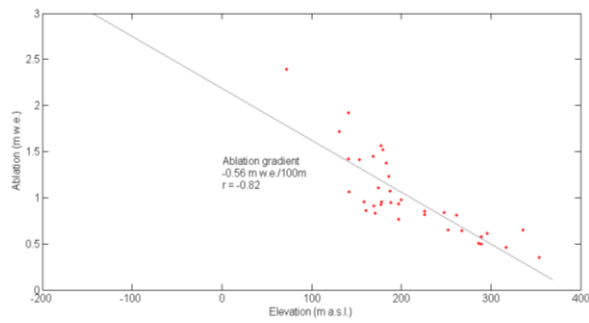


Fig. C5.c. $b_s(z)$.

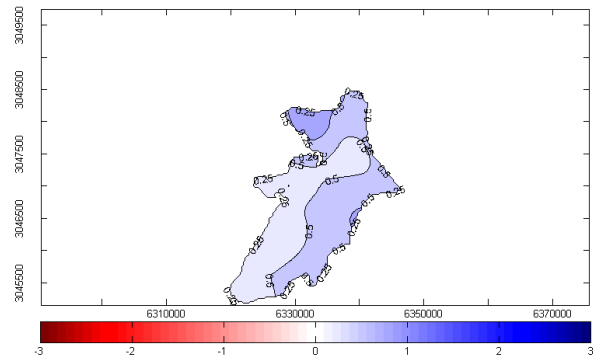


Fig. C5.d. $b_w(x,y)$.

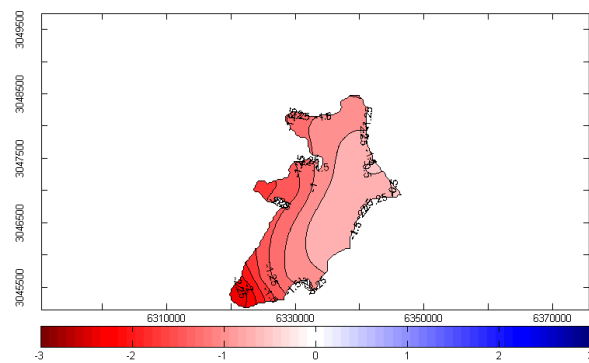


Fig. C5.e. $b_s(x,y)$.

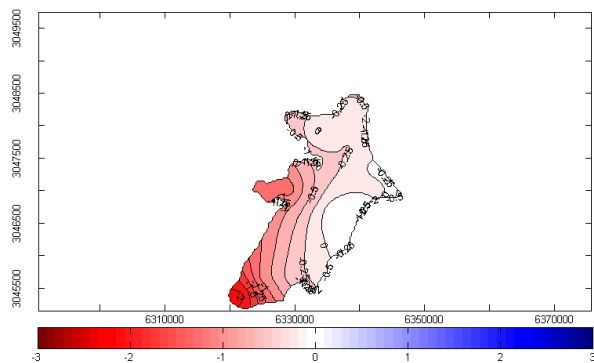


Fig. C5.f. $b_a(x,y)$.

Año 2003-2004, Glaciar Johnsons

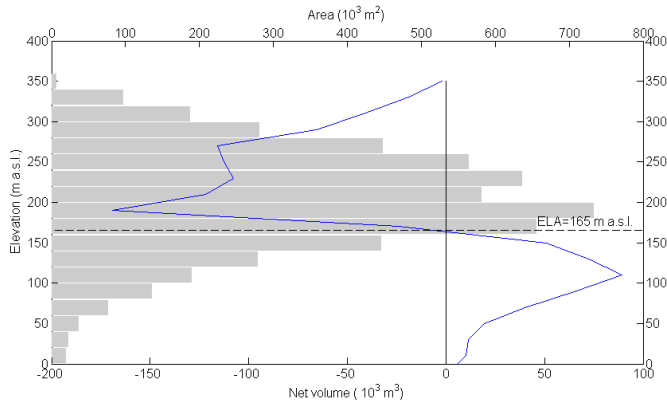


Fig. C6.a. $A(z)$, $V_b(z)$.

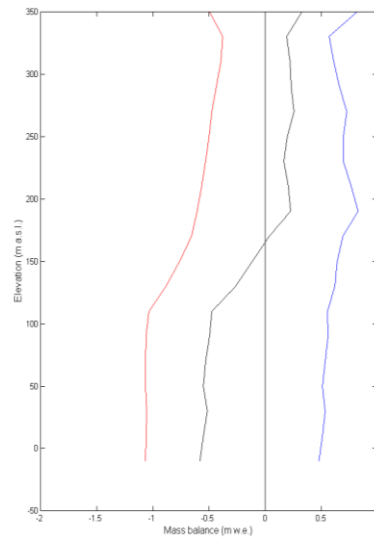


Fig. C6.b. $b_w(z)$, $b_s(z)$, $b_a(z)$.

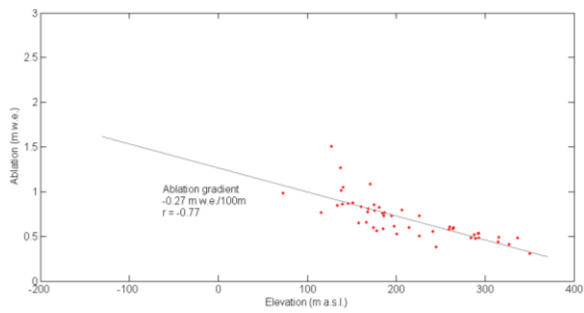


Fig. C6.c. $b_s(z)$.

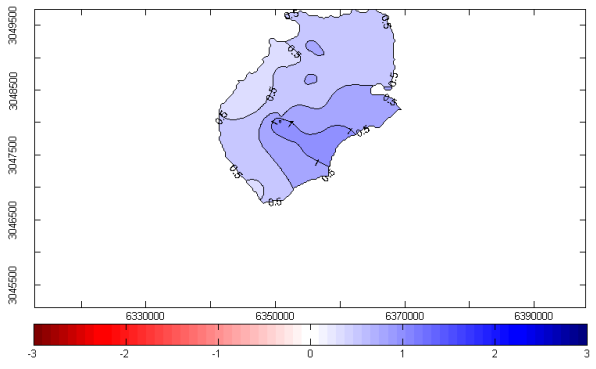


Fig. C6.d. $b_w(x,y)$.

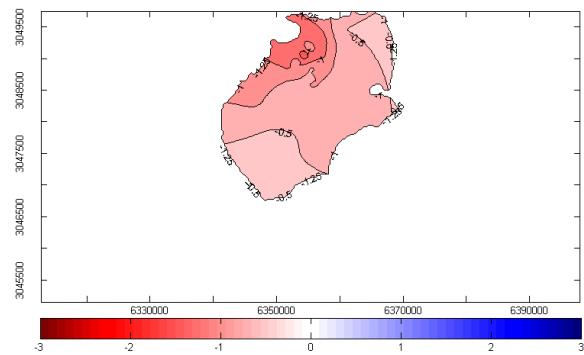


Fig. C6.e. $b_s(x,y)$.

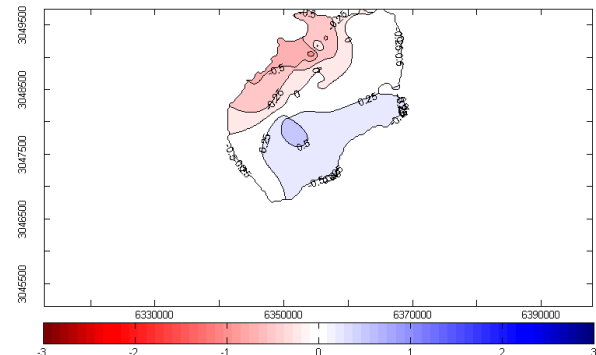


Fig. C6.f. $b_a(x,y)$.

Año 2003-2004, Glaciar Hurd

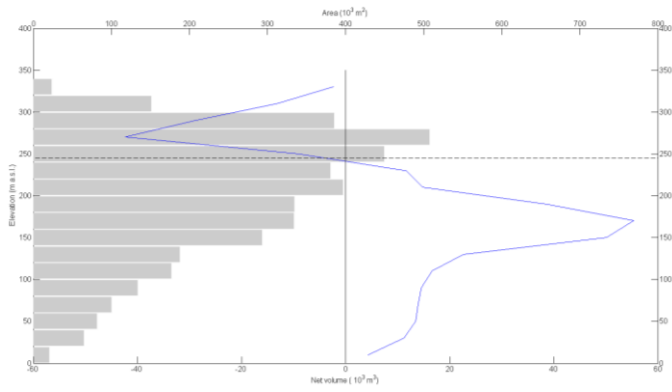


Fig. C7.a. $A(z)$, $V_b(z)$.

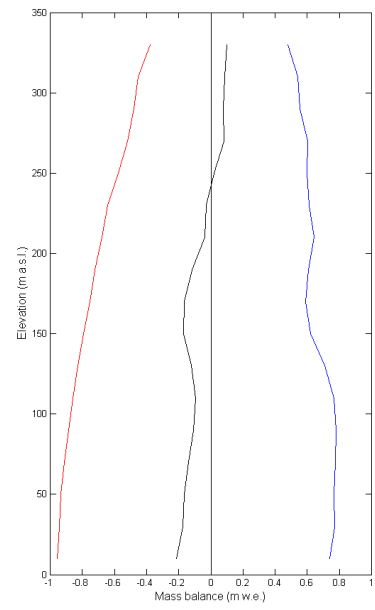


Fig. C7.b. $b_w(z)$, $b_s(z)$, $b_a(z)$.

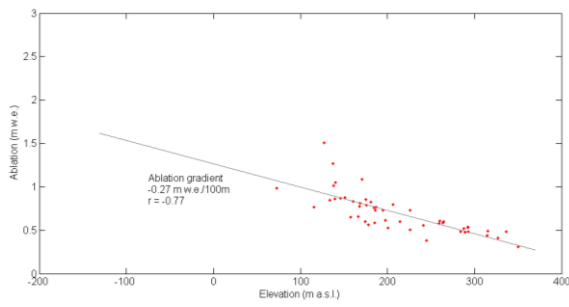


Fig. C7.c. $b_s(z)$.

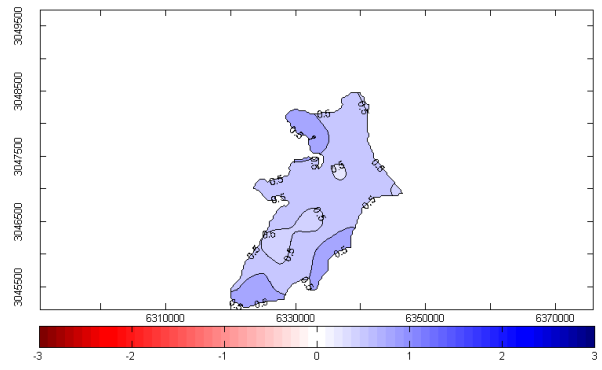


Fig. C7.d. $b_w(x,y)$.

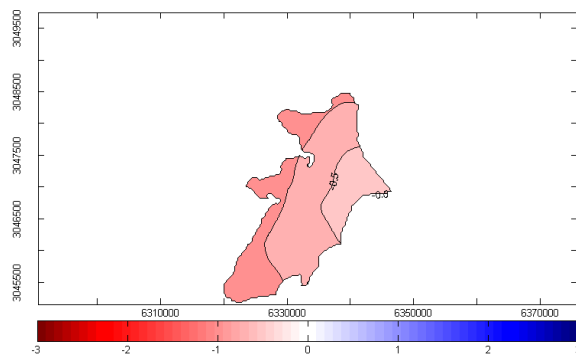


Fig. C7.e. $b_s(x,y)$.

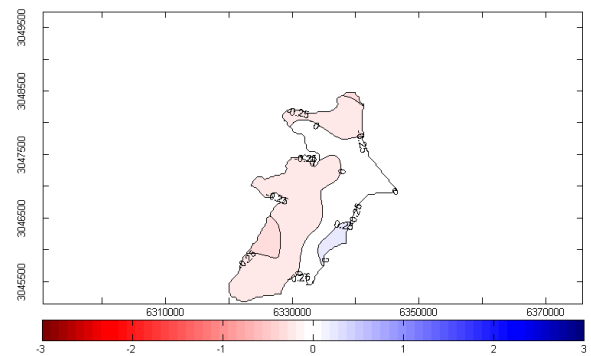


Fig. C7.f. $b_a(x,y)$.

Año 2004-2005, Glaciar Johnsons

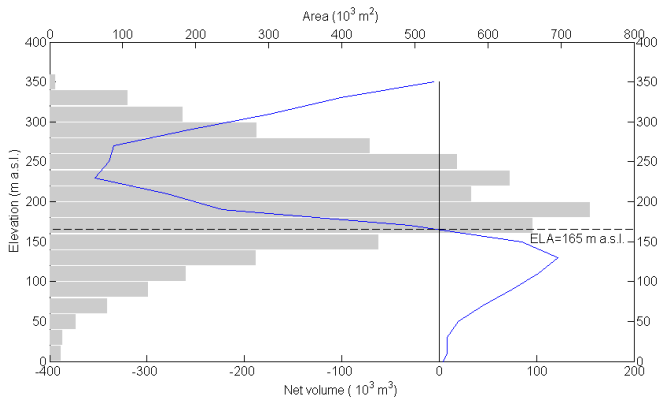


Fig. C8.a. $A(z)$, $V_b(z)$.

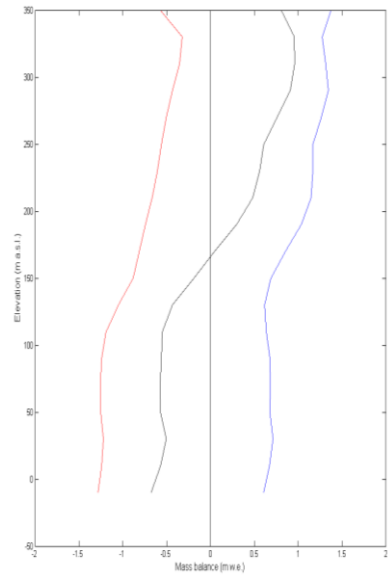


Fig. C8.b. $b_w(z)$, $b_s(z)$, $b_a(z)$.

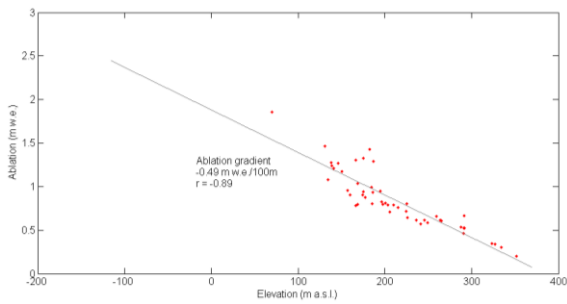


Fig. C8.c. $b_s(z)$.

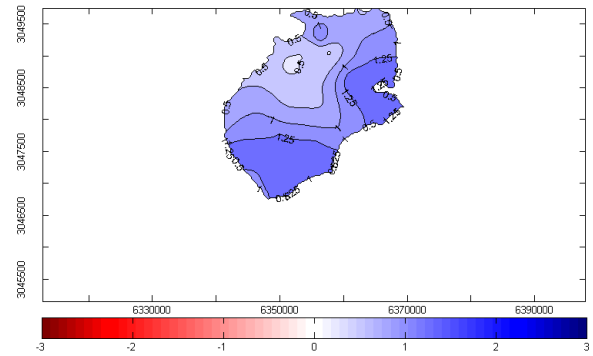


Fig. C8.d. $b_w(x,y)$.

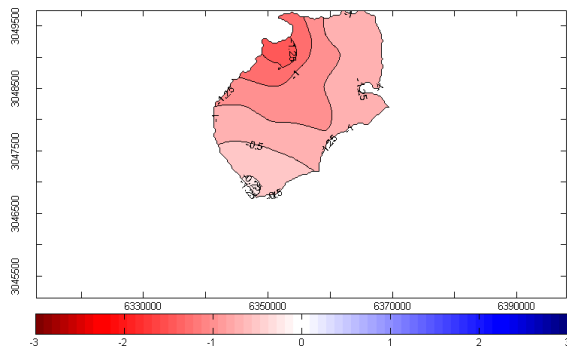


Fig. C8.e. $b_s(x,y)$.

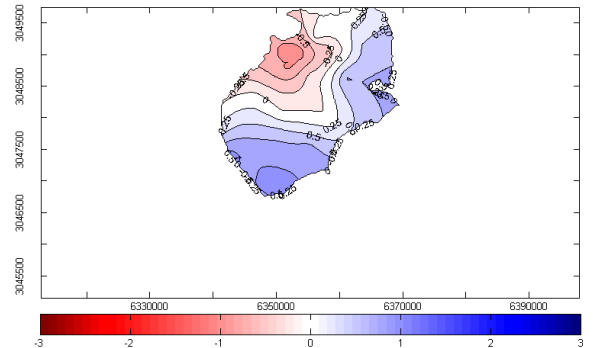


Fig. C8.f. $b_a(x,y)$.

Año 2004-2005, Glaciar Hurd

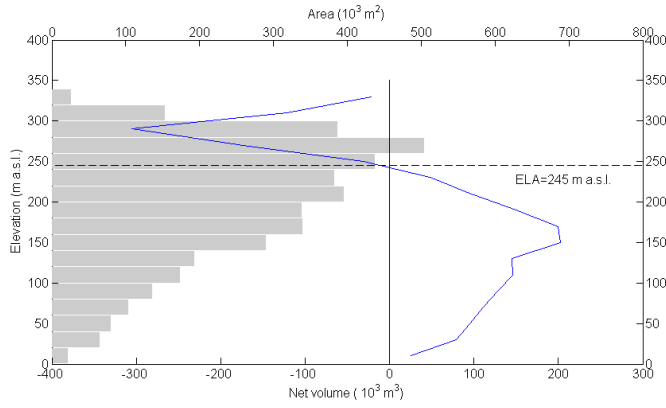


Fig. C9.a. $A(z)$, $V_b(z)$.

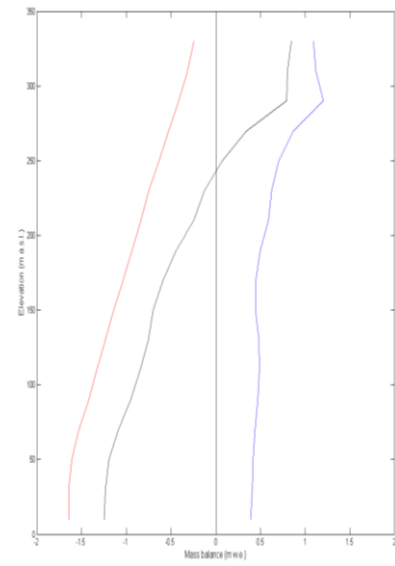


Fig. C9.b. $b_w(z)$, $b_s(z)$, $b_a(z)$.

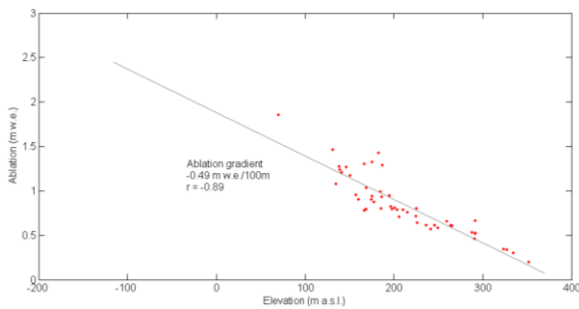


Fig. C9.c. $b_s(z)$.

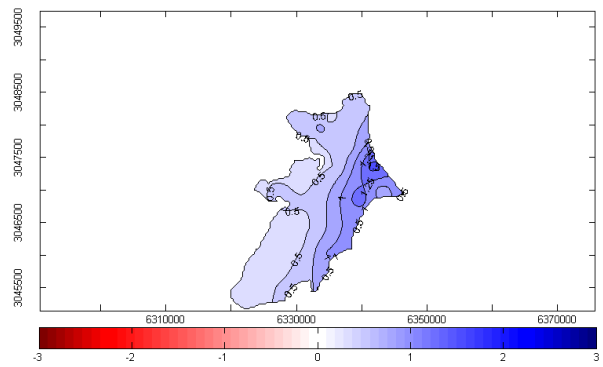


Fig. C9.d. $b_w(x,y)$.

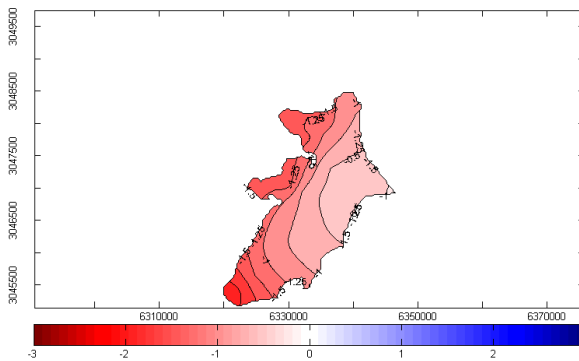


Fig. C9.e. $b_s(x,y)$.

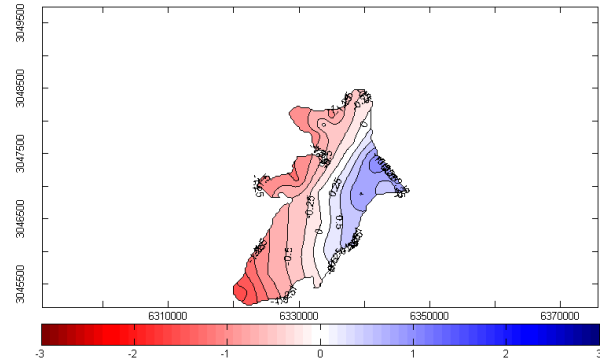


Fig. C9.f. $b_a(x,y)$.

Año 2005-2006, Glaciar Johnsons

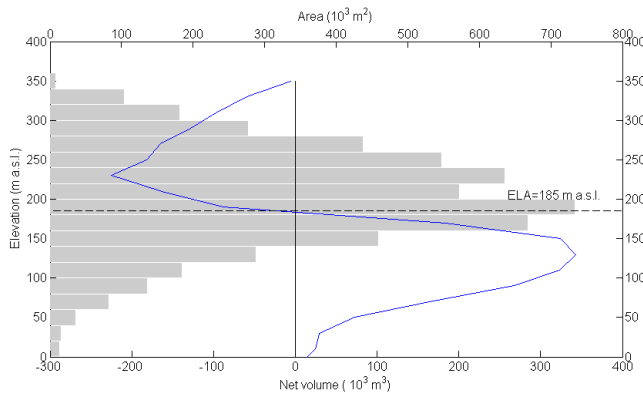


Fig. C10.a. $A(z)$, $V_b(z)$.

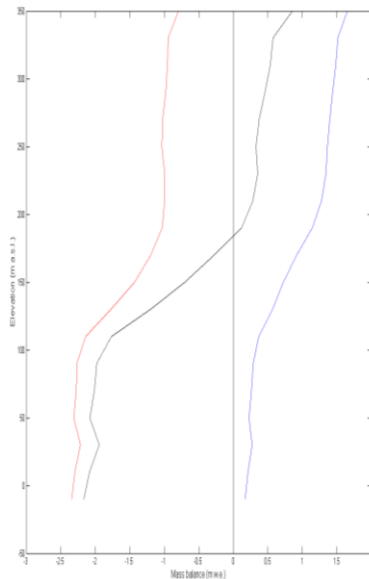


Fig. C10.b. $b_w(z)$, $b_s(z)$, $b_a(z)$.

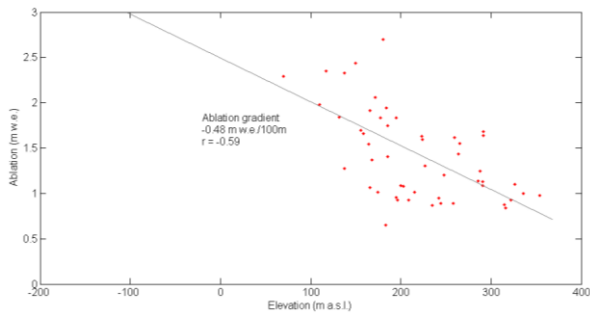


Fig. C10.c. $b_s(z)$.

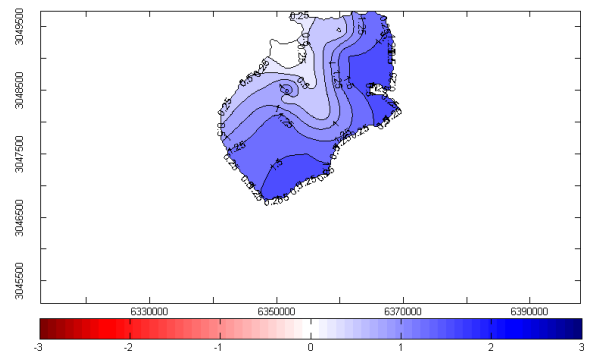


Fig. C10.d. $b_w(x,y)$.

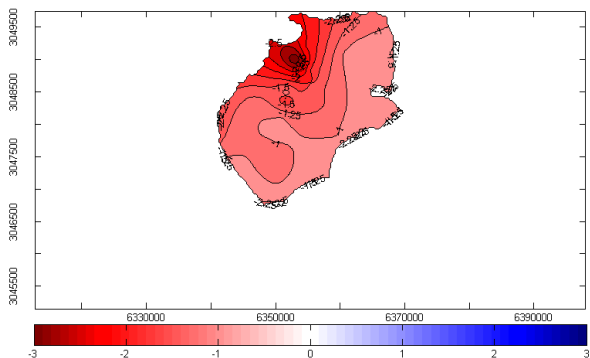


Fig. C10.e. $b_s(x,y)$.

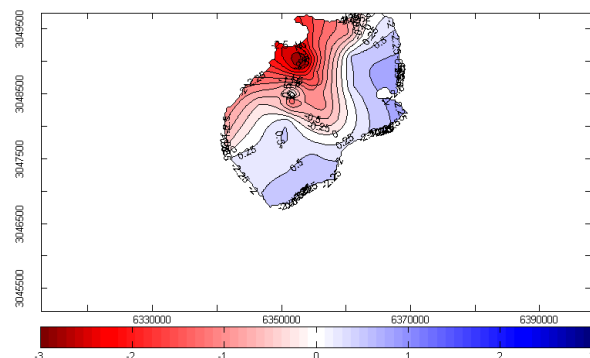


Fig. C10.f. $b_a(x,y)$.

Año 2005-2006, Glaciar Hurd

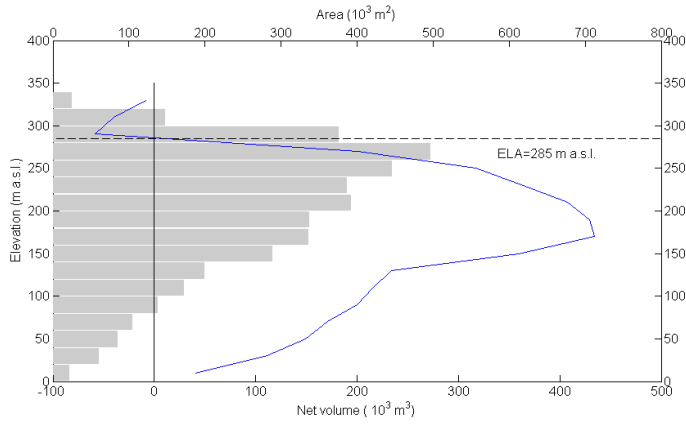


Fig. C11.a. $A(z)$, $Vb(z)$.

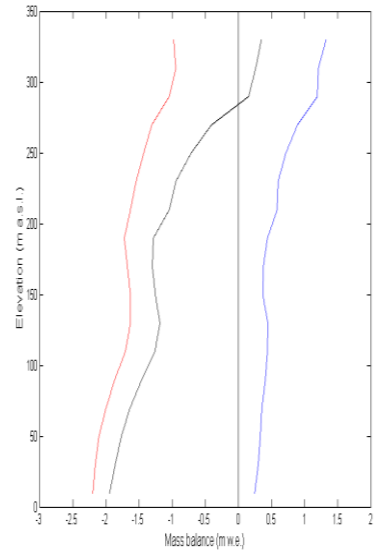


Fig. C11.b. $bw(z)$, $bs(z)$, $ba(z)$.

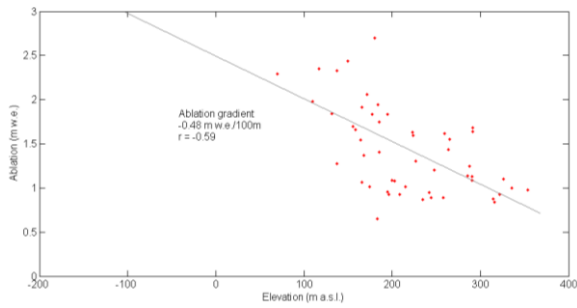


Fig. C11.c. $bs(z)$.

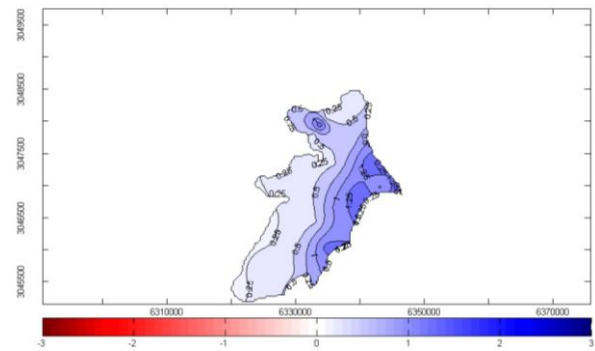


Fig. C11.d. $bw(x,y)$.

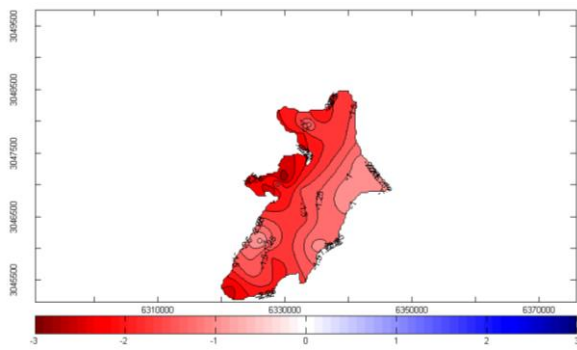


Fig. C11.e. $bs(x,y)$.

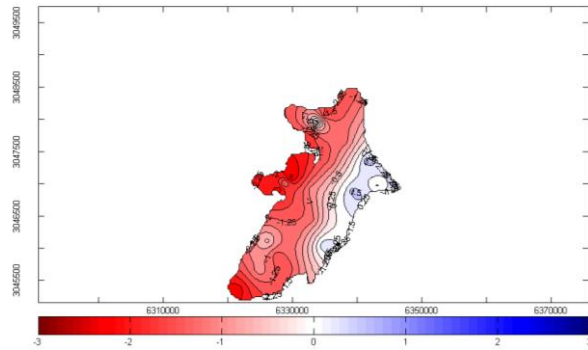


Fig. C11.f. $ba(x,y)$.

Año 2006-2007, Glaciar Johnsons

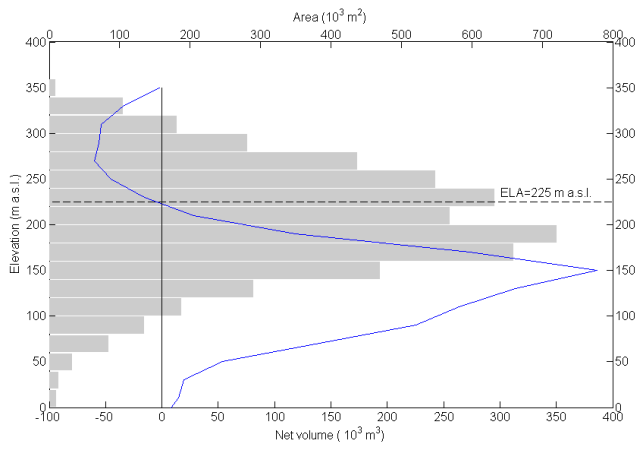


Fig. C12.a. $A(z)$, $V_b(z)$.

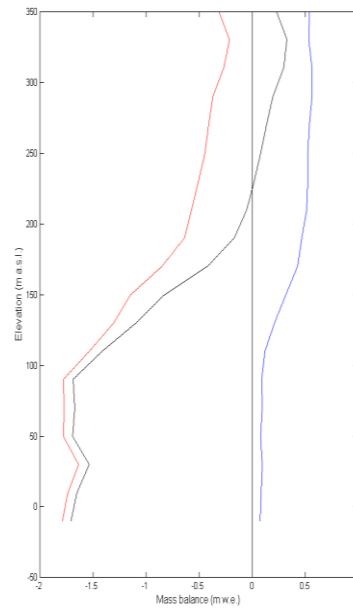


Fig. C12.b. $b_w(z)$, $b_s(z)$, $b_a(z)$.

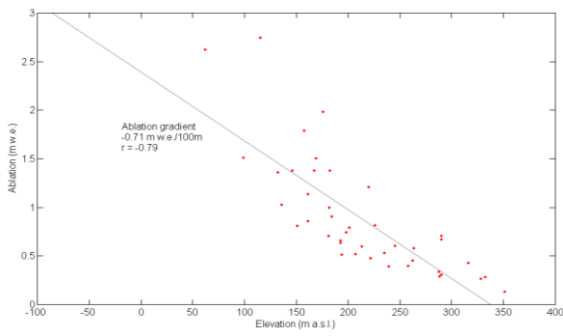


Fig. C12.c. $b_s(z)$.

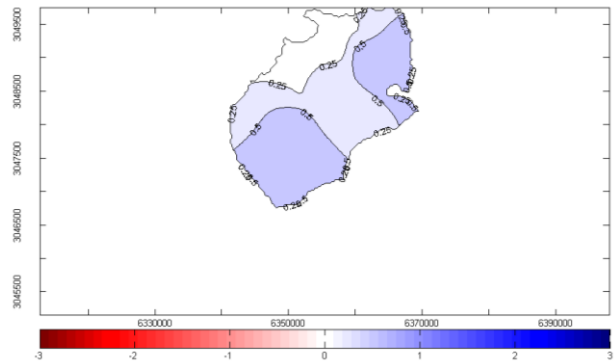


Fig. C12.d. $b_w(x,y)$.

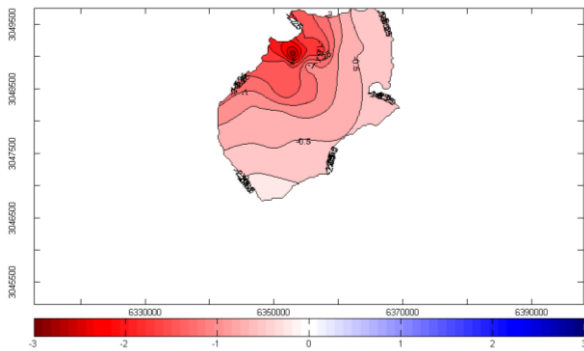


Fig. C12.e. $b_s(x,y)$.

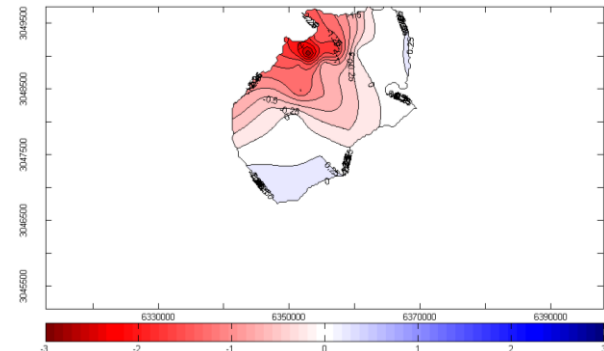


Fig. C12.f. $b_a(x,y)$.

Año 2006-2007, Glaciar Hurd

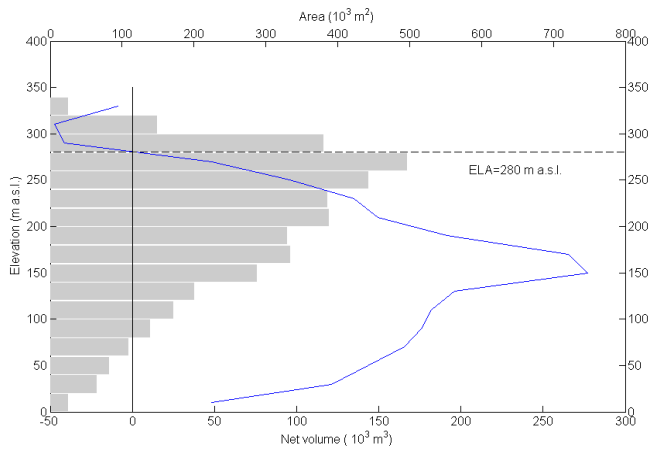


Fig. C13.a. $A(z)$, $V_b(z)$.

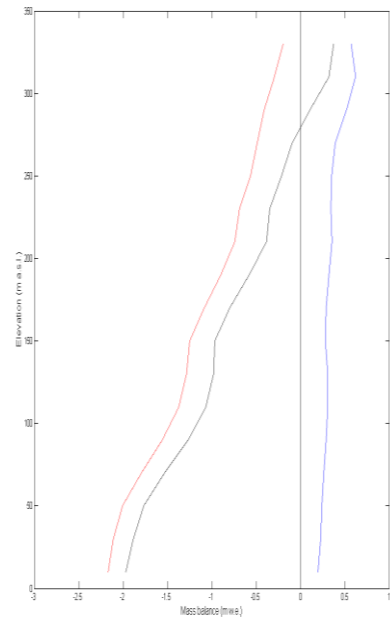


Fig. C13.b. $b_w(z)$, $b_s(z)$, $b_a(z)$.

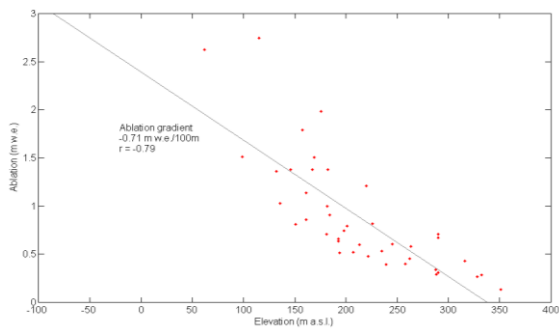


Fig. C13.c. $b_s(z)$.

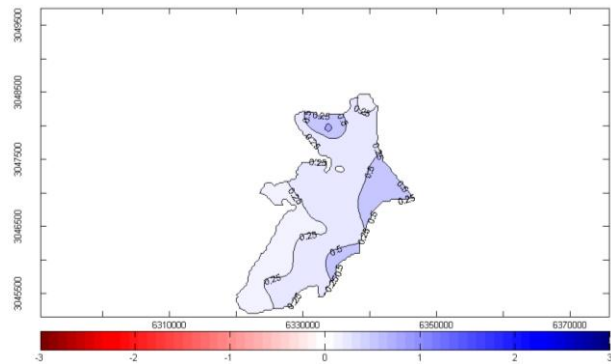


Fig. C13.d. $b_w(x,y)$.

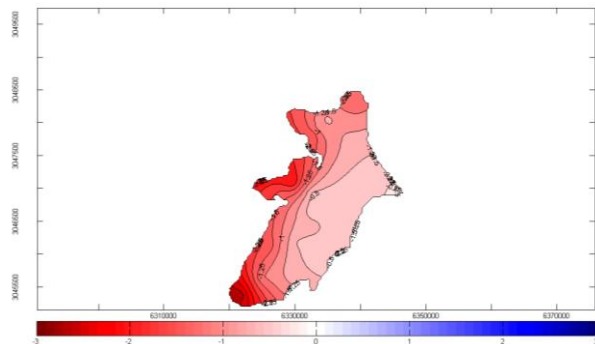


Fig. C13.e. $b_s(x,y)$.

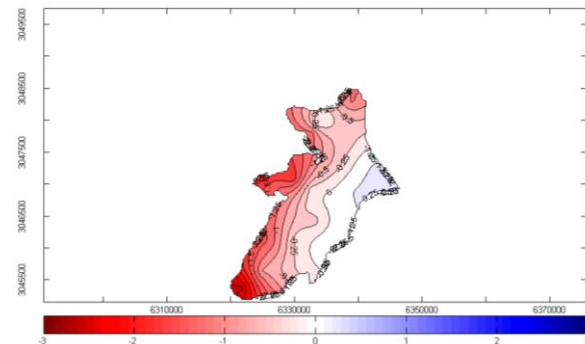


Fig. C13.f. $b_a(x,y)$.

Año 2007-2008, Glaciar Johnsons

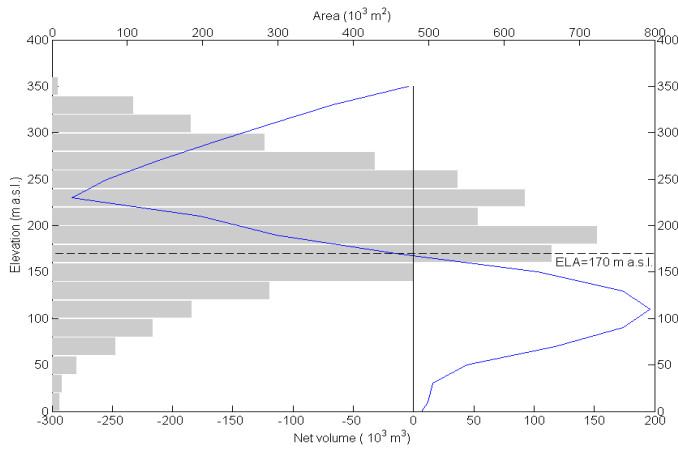


Fig. C14.a. $A(z)$, $V_b(z)$.

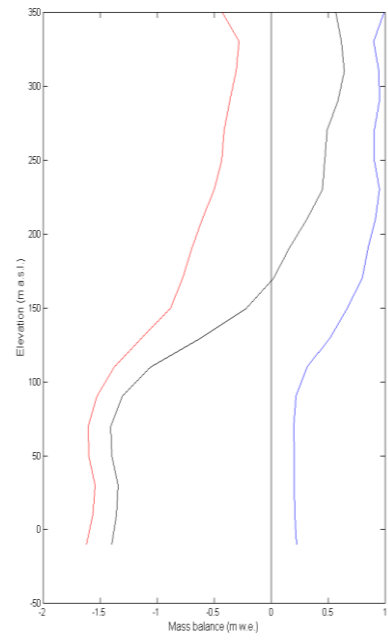


Fig. C14.b. $b_w(z)$, $b_s(z)$, $b_a(z)$.

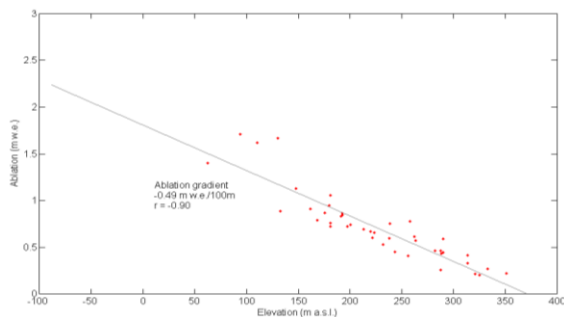


Fig. C14.c. $b_s(z)$.

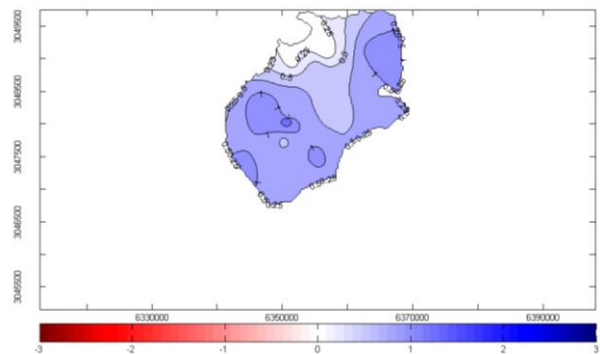


Fig. C14.d. $b_w(x,y)$.

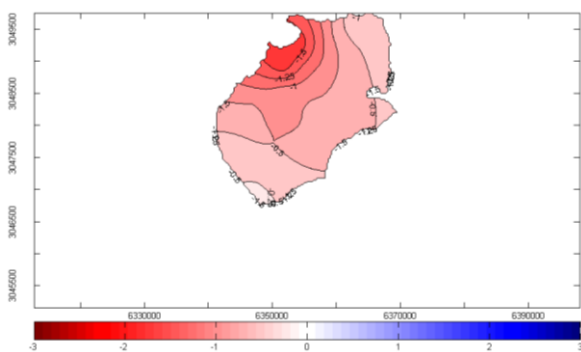


Fig. C14.e. $b_s(x,y)$.

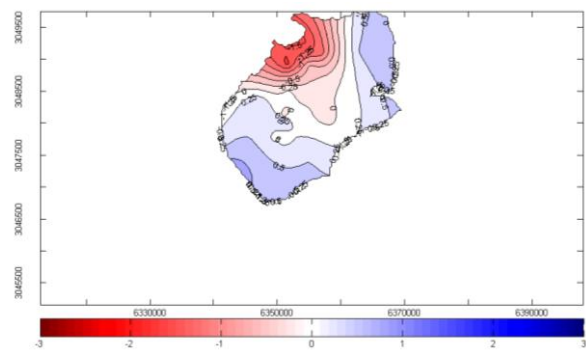


Fig. C14.f. $b_a(x,y)$.

Año 2007-2008, Glaciar Hurd

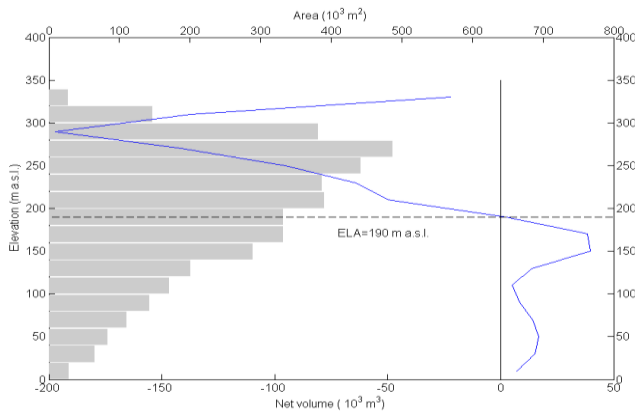


Fig. C15.a. $A(z)$, $V_b(z)$.

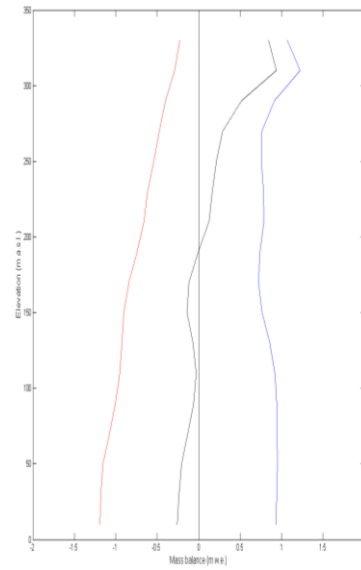


Fig. C15.b. $b_w(z)$, $b_s(z)$, $b_a(z)$.

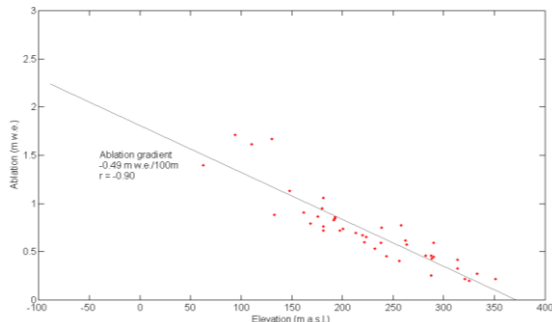


Fig. C15.c. $b_s(z)$.

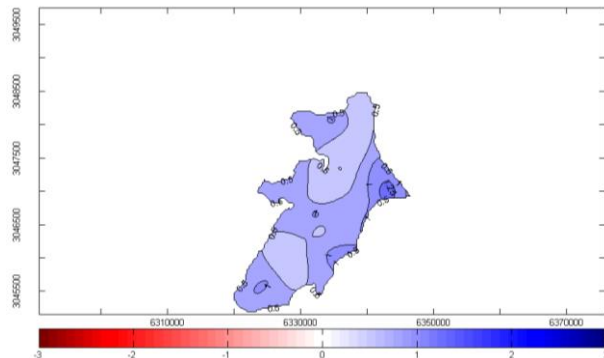


Fig. C15.d. $b_w(x,y)$.

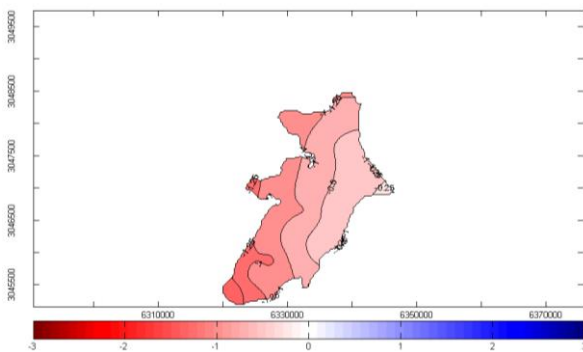


Fig. C15.e. $b_s(x,y)$.

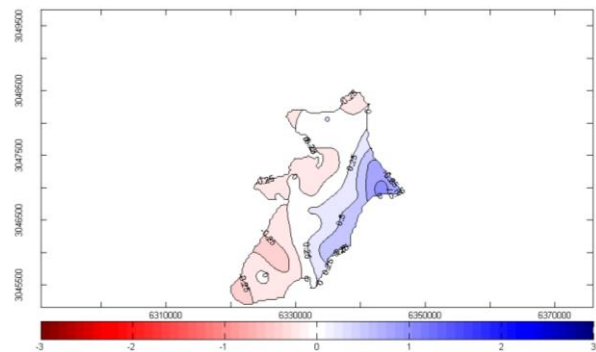


Fig. C15.f. $b_a(x,y)$.

Año 2008-2009, Glaciar Johnsons

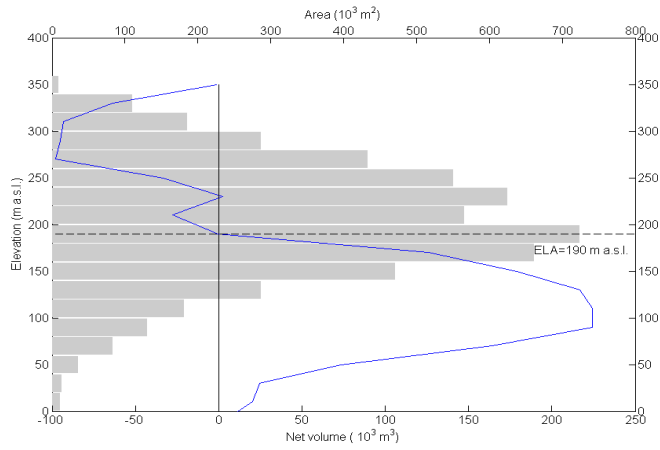


Fig. C16.a. $A(z)$, $V_b(z)$.

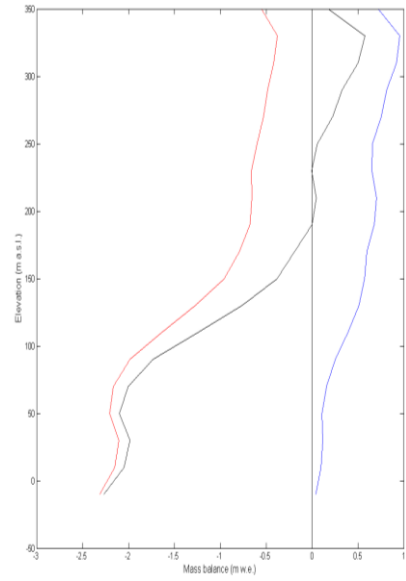


Fig. C16.b. $b_w(z)$, $b_s(z)$, $b_a(z)$.

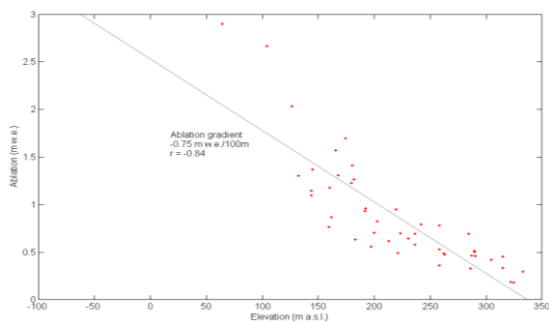


Fig. C16.c. $b_s(z)$.

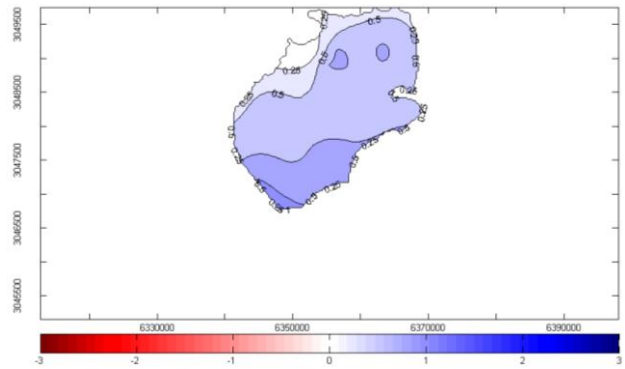


Fig. C16.d. $b_w(x,y)$.

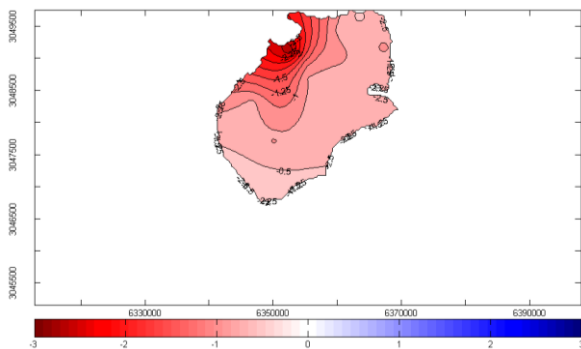


Fig. C16.e. $b_s(x,y)$.

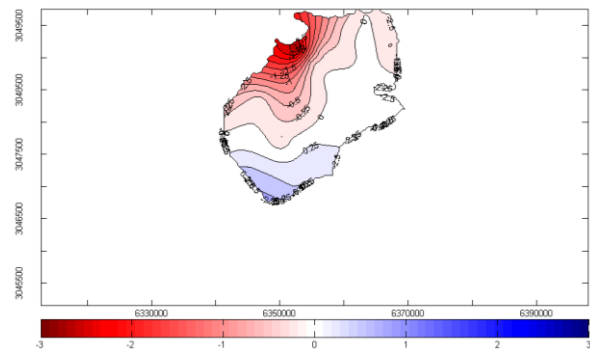


Fig. C16.f. $b_a(x,y)$.

Año 2008-2009, Glaciar Hurd

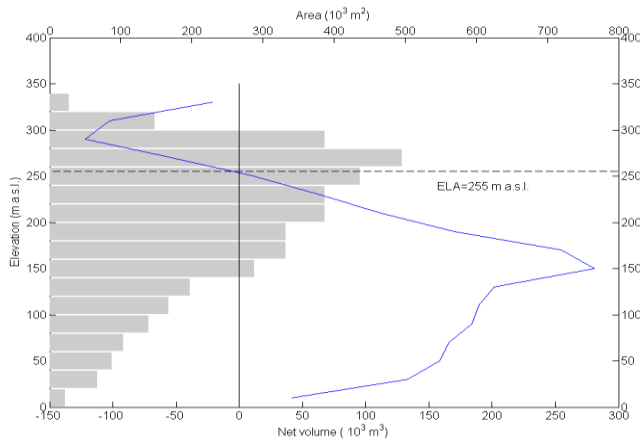


Fig. C17.a. $A(z)$, $V_b(z)$.

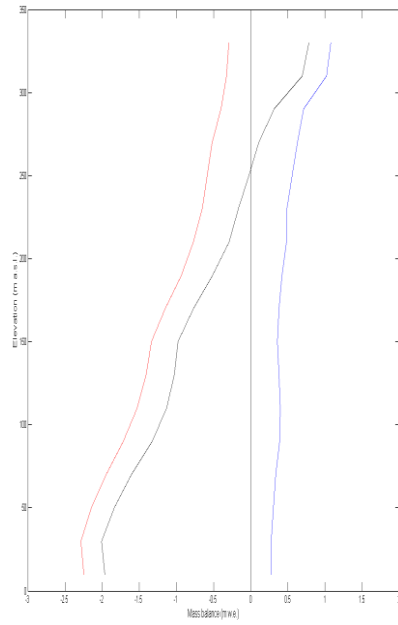


Fig. C17.b. $b_w(z)$, $b_s(z)$, $b_a(z)$.

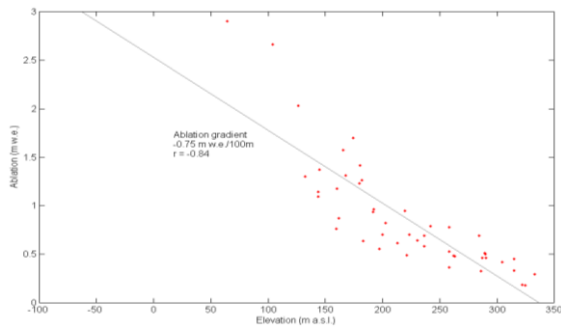


Fig. C17.c. $b_s(z)$.

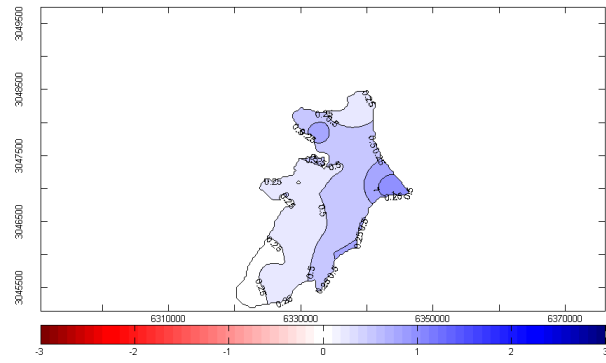


Fig. C17.d. $b_w(x,y)$.

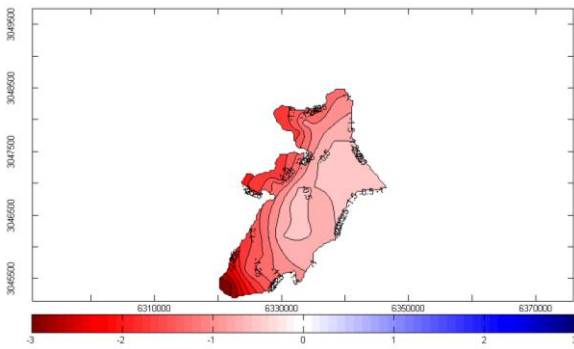


Fig. C17.e. $b_s(x,y)$.

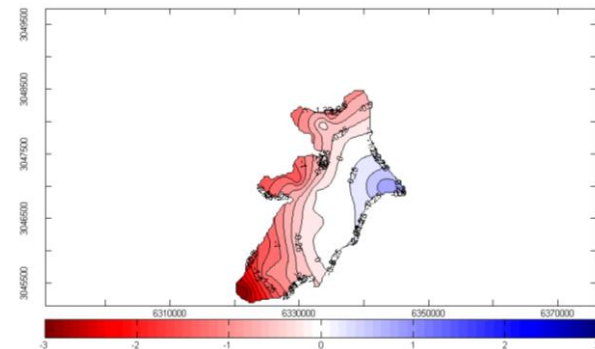


Fig. C17.f. $b_a(x,y)$.

Año 2009-2010, Glaciar Johnsons

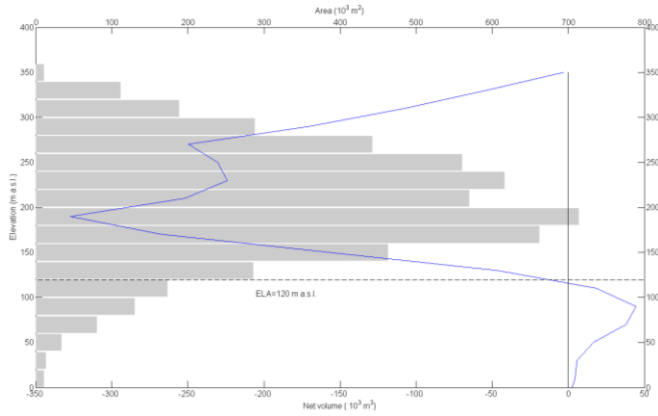


Fig. C18.a. $A(z)$, $V_b(z)$.

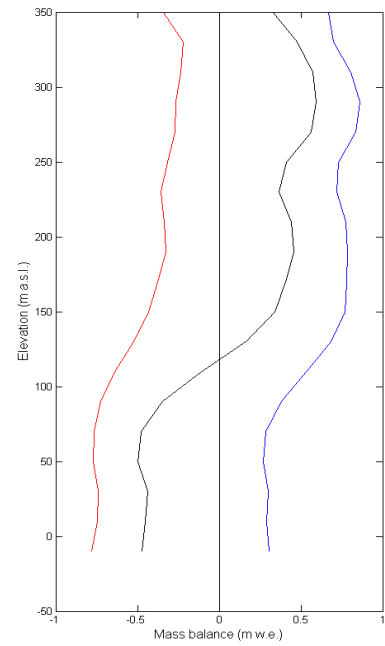


Fig. C18.b. $b_w(z)$, $b_s(z)$, $b_a(z)$.

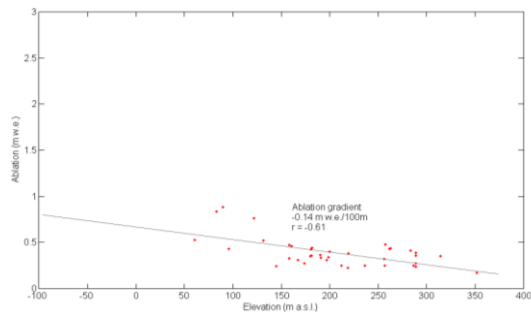


Fig. C18.c. $b_s(z)$.

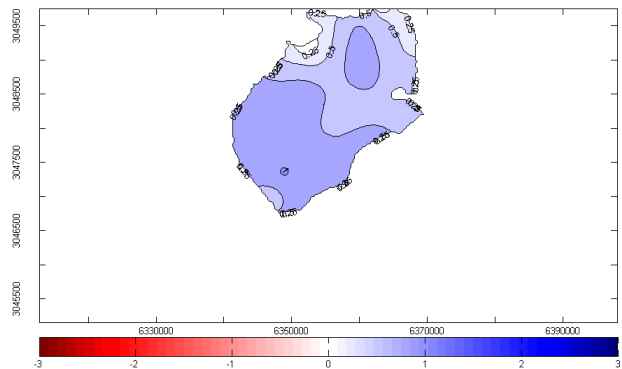


Fig. C18.d. $b_w(x,y)$.

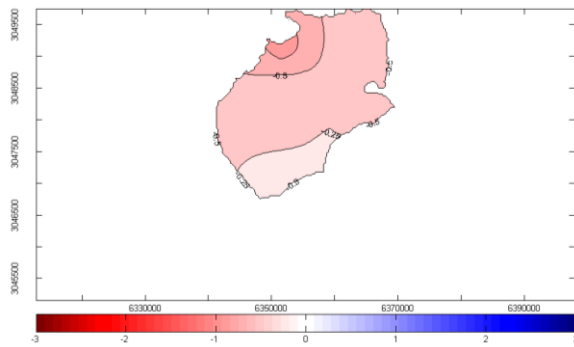


Fig. C18.e. $b_s(x,y)$.

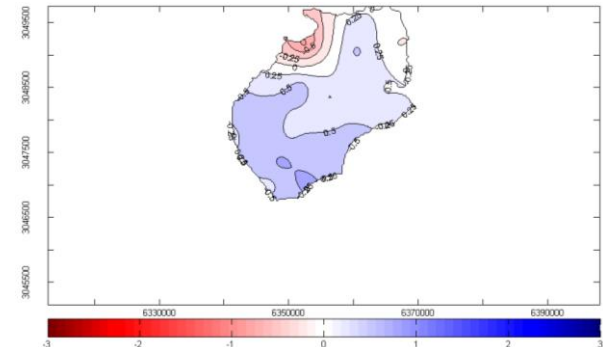


Fig. C18.f. $b_a(x,y)$.

Año 2009-2010, Glaciar Hurd

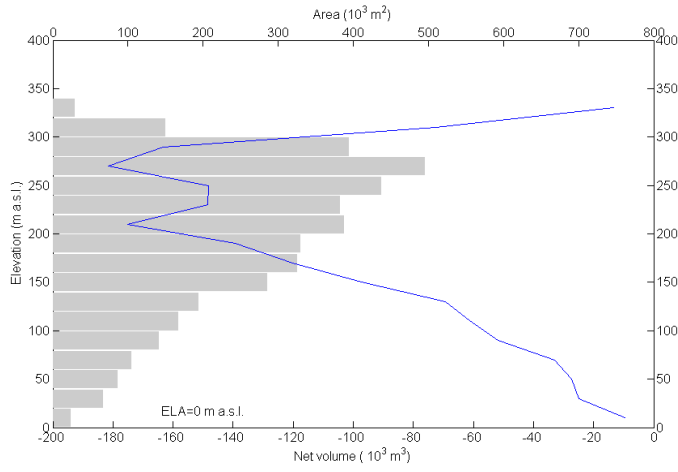


Fig. C19.a. $A(z)$, $V_b(z)$.

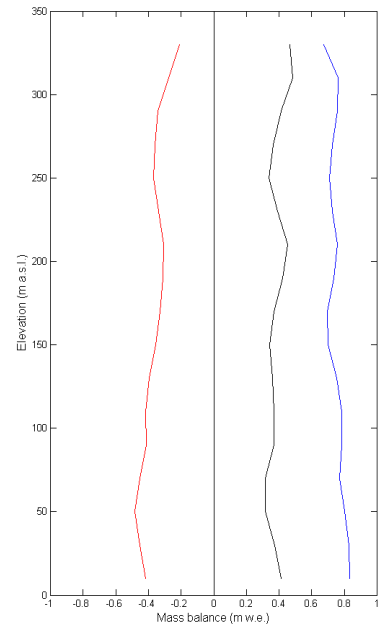


Fig. C19.b. $b_w(z)$, $b_s(z)$, $b_a(z)$.

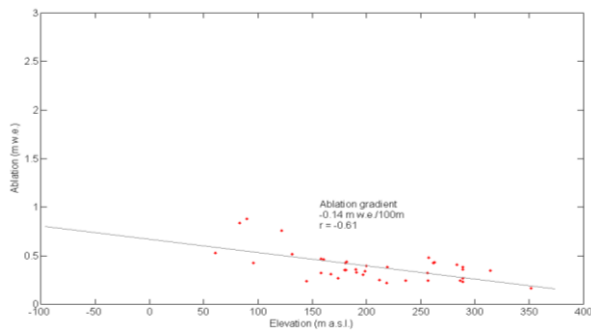


Fig. C19.c. $b_s(z)$.

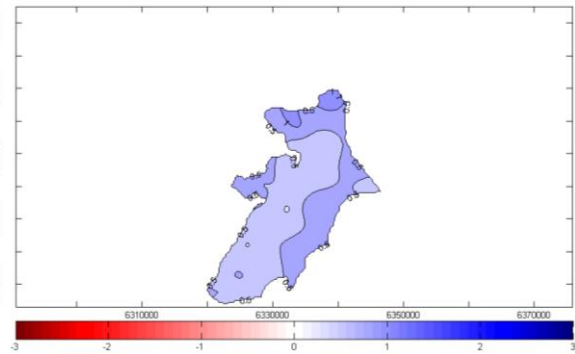


Fig. C19.d. $b_w(x,y)$.

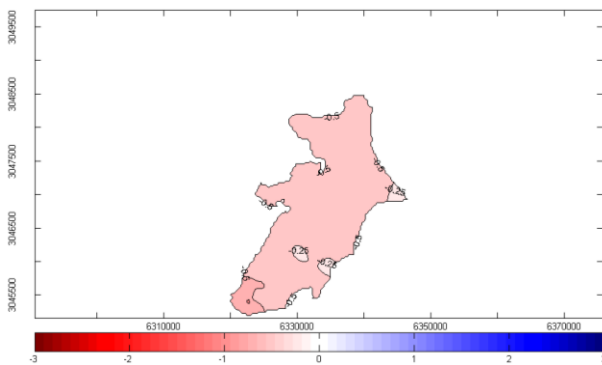


Fig. C19.e. $b_s(x,y)$.

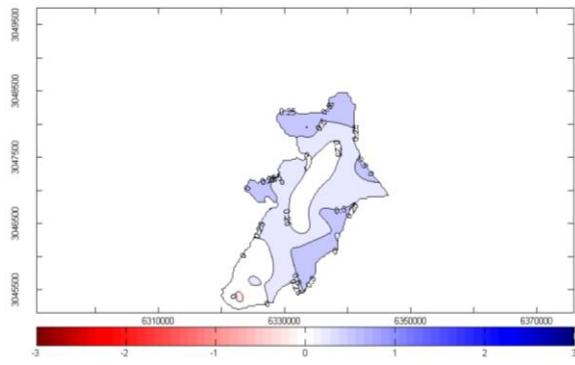


Fig. C19.f. $b_a(x,y)$.

Año 2010-2011, Glaciar Johnsons

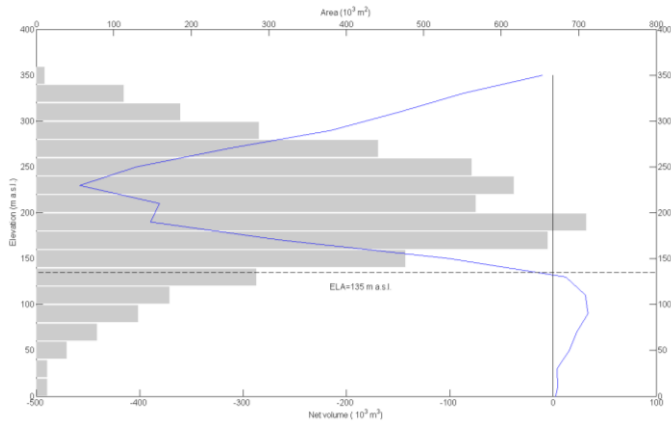


Fig. C20.a. $A(z)$, $V_b(z)$.

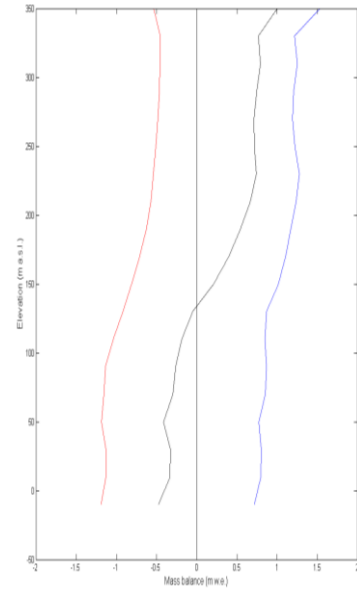


Fig. C20.b. $b_w(z)$, $b_s(z)$, $b_a(z)$.

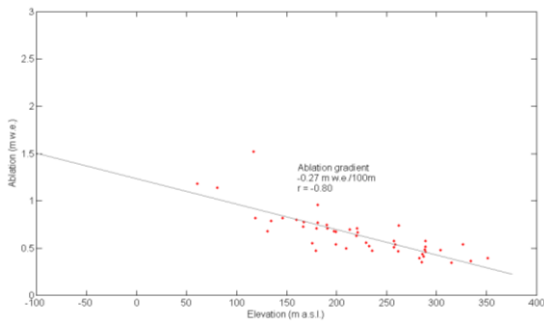


Fig. C20.c. $b_s(z)$.

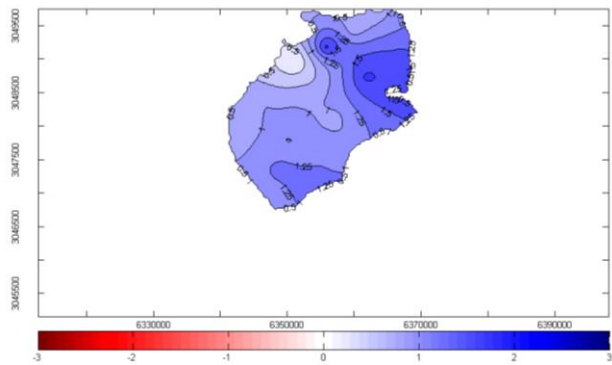


Fig. C20.d. $b_w(x,y)$.

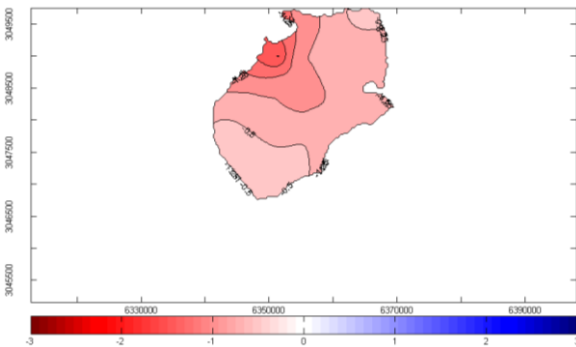


Fig. C20.e. $b_s(x,y)$.

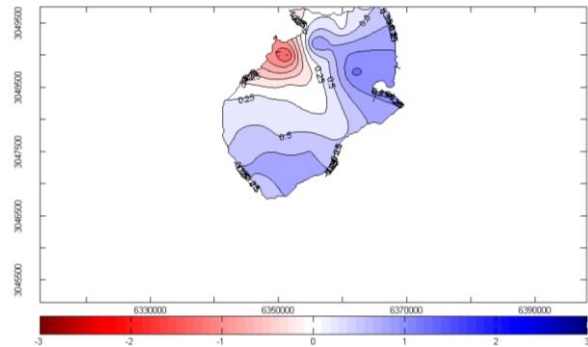


Fig. C20.f. $b_a(x,y)$.

Año 2010-2011, Glaciar Hurd

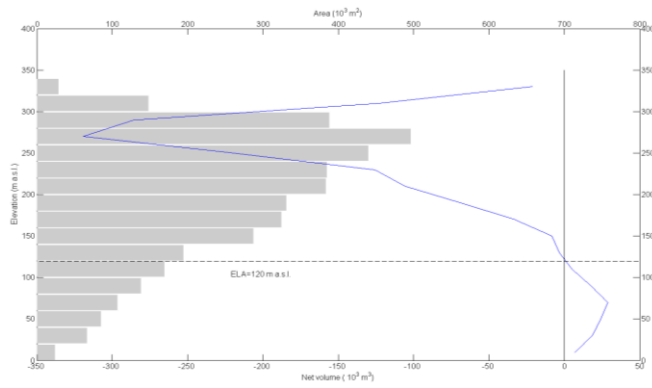


Fig. C21.a. $A(z)$, $V_b(z)$.

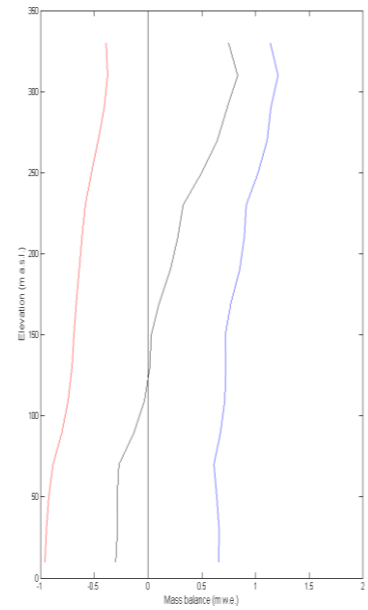


Fig. C21.b. $b_w(z)$, $b_s(z)$, $b_a(z)$.

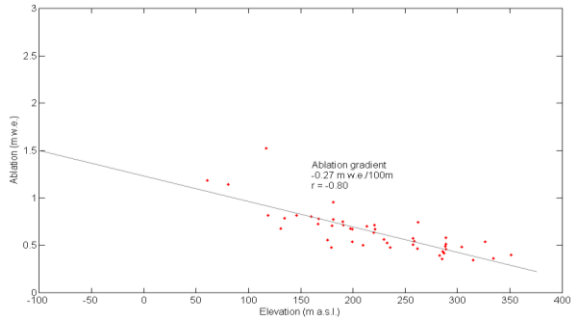


Fig. C21.c. $b_s(z)$.

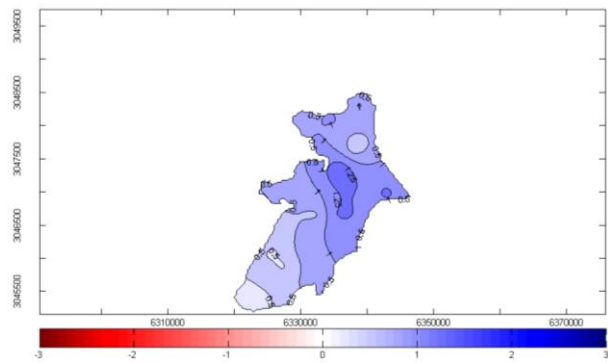


Fig. C21.d. $b_w(x,y)$.

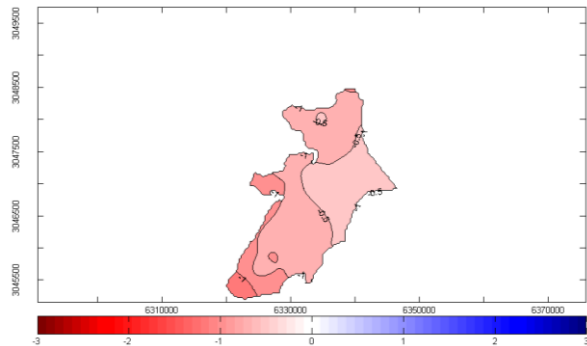


Fig. C21.e. $b_s(x,y)$.

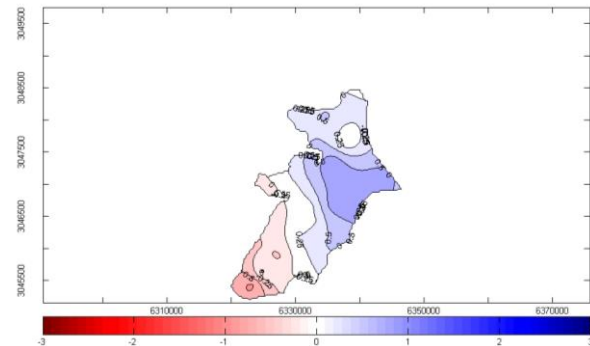


Fig. C21.f. $b_a(x,y)$.

Año 2011-2012, Glaciar Johnsons

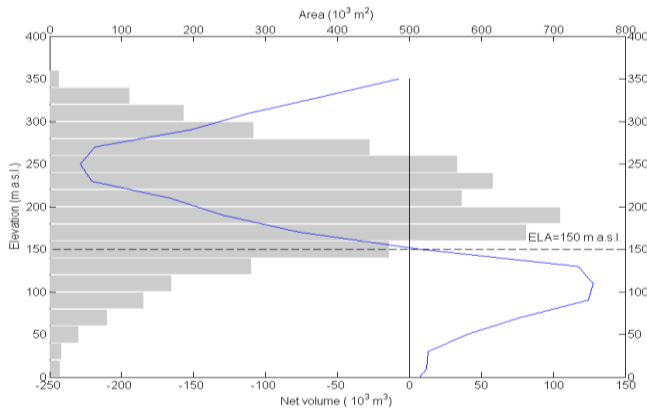


Fig. C22.a. $A(z)$, $V_b(z)$.

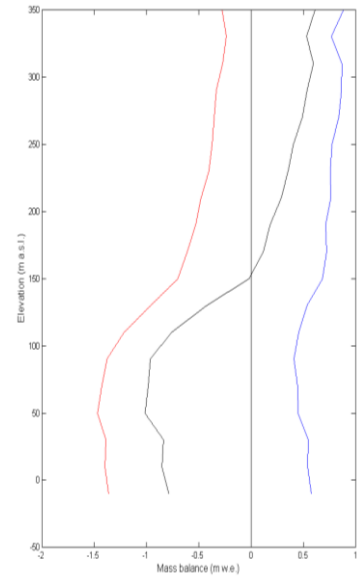


Fig. C22.b. $b_w(z)$, $b_s(z)$, $b_a(z)$.

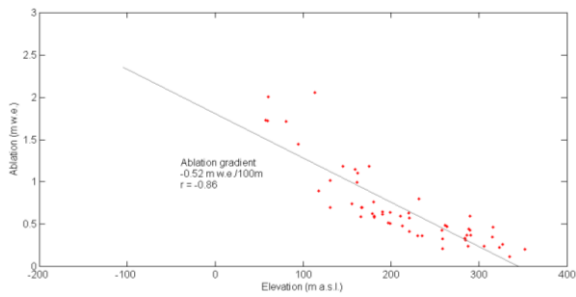


Fig. C22.c. $b_s(z)$.

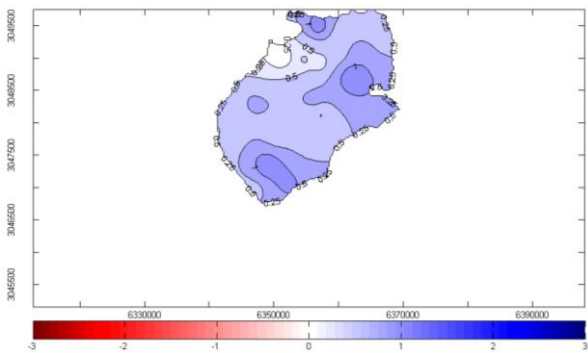


Fig. C22.d. $b_w(x,y)$.

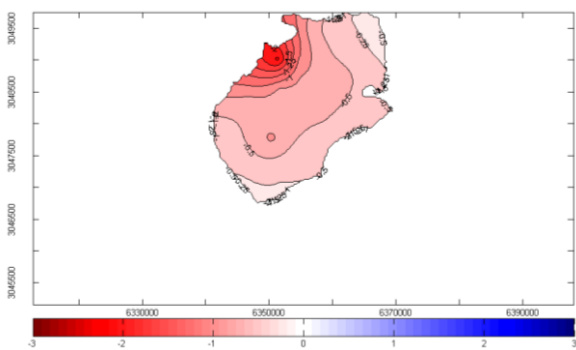


Fig. C22.e. $b_s(x,y)$.

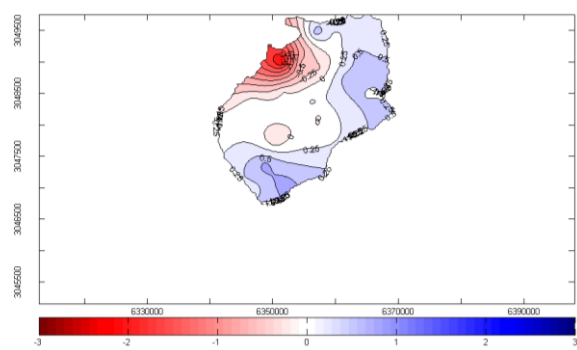


Fig. C22.f. $b_a(x,y)$.

Año 2011-2012, Glaciar Hurd

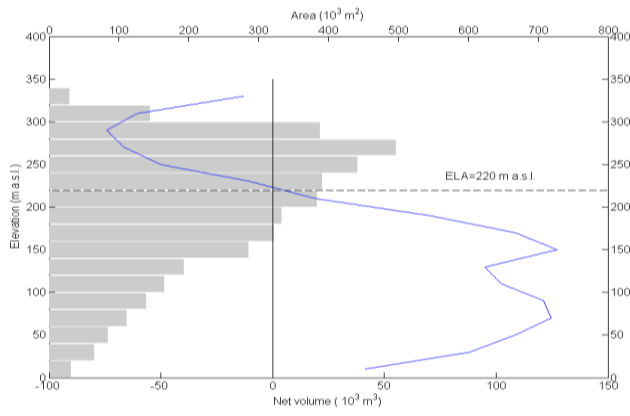


Fig. C23.a. $A(z)$, $V_b(z)$.

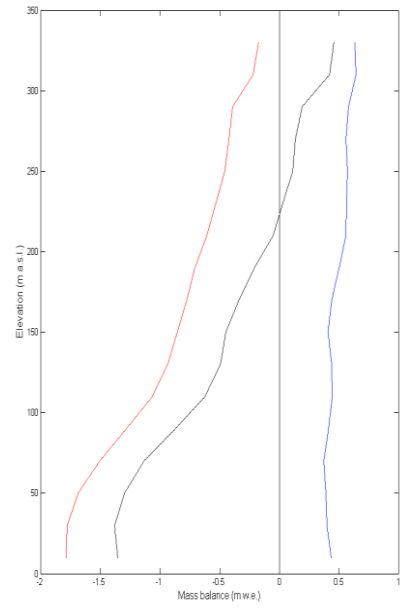


Fig. C23.b. $b_w(z)$, $b_s(z)$, $b_a(z)$.

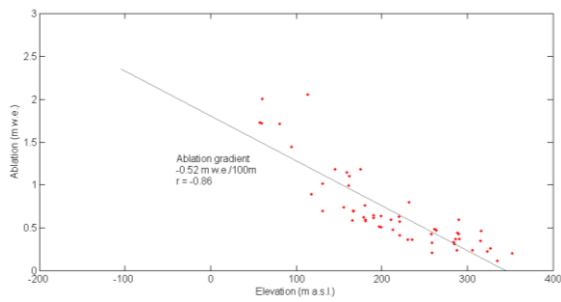


Fig. C23.c. $b_s(z)$.

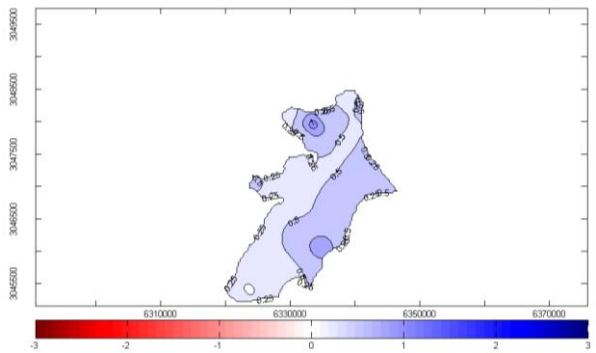


Fig. C23.d. $b_w(x,y)$.

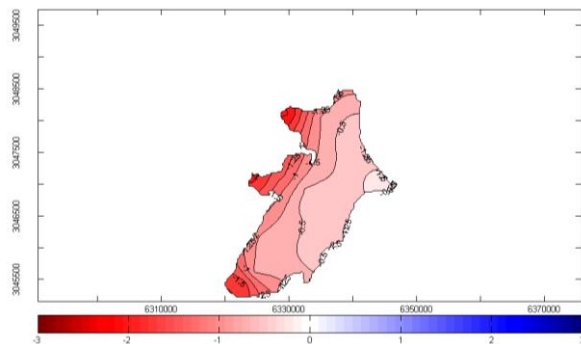


Fig. C23.e. $b_s(x,y)$.

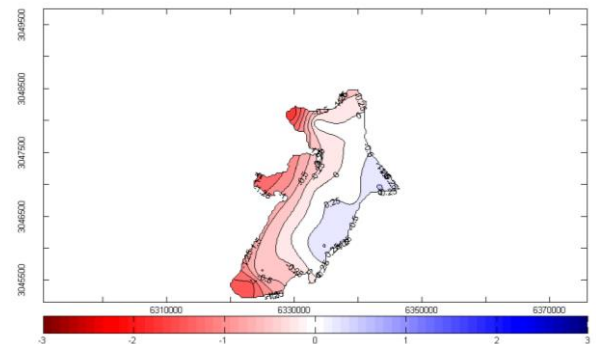


Fig. C23.f. $b_a(x,y)$.

Año 2012-2013, Glaciar Johnsons

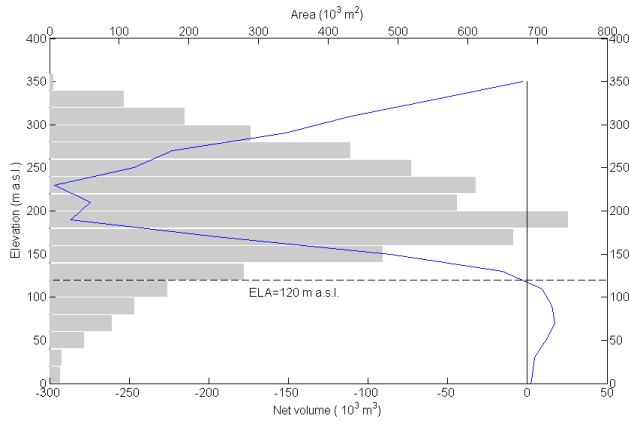


Fig. C24.a. $A(z)$, $V_b(z)$.

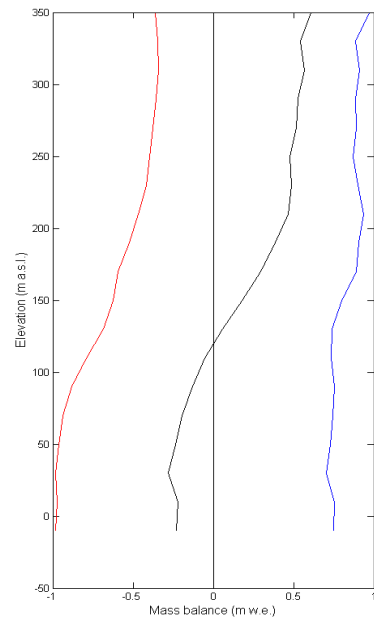


Fig. C24.b. $b_w(z)$, $b_s(z)$, $b_a(z)$.

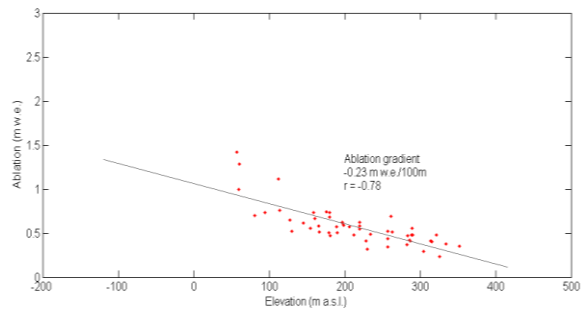


Fig. C24.c. $b_s(z)$.

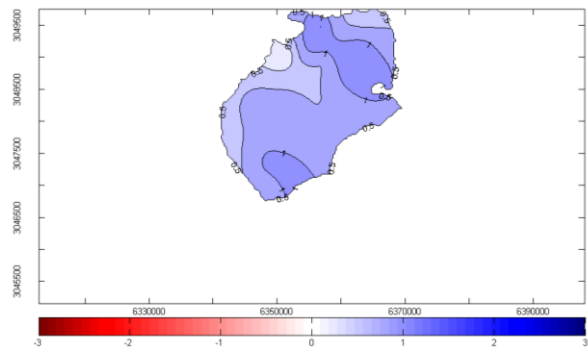


Fig. C24.d. $b_w(x,y)$.

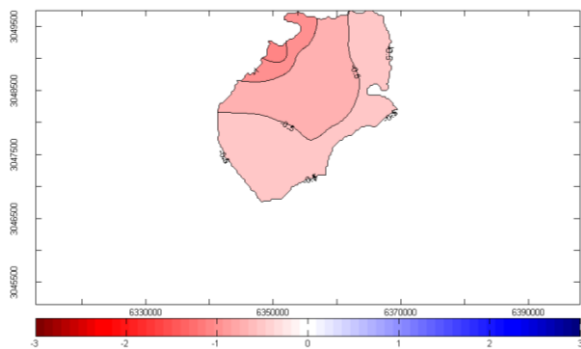


Fig. C24.e. $b_s(x,y)$.

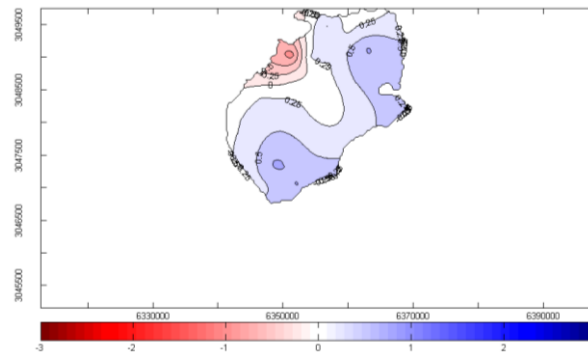


Fig. C24.f. $b_a(x,y)$.

Año 2012-2013, Glaciar Hurd

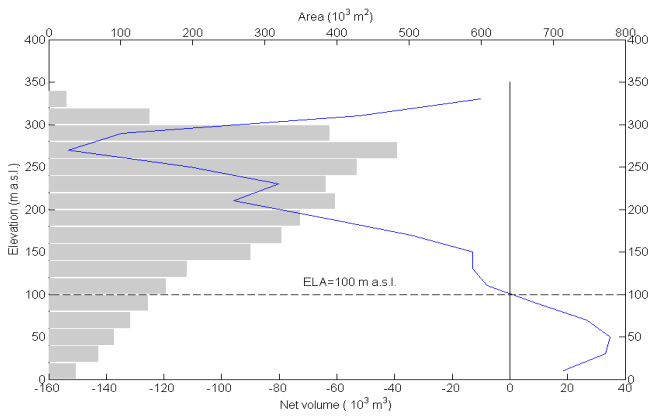


Fig. C25.a. $A(z)$, $V_b(z)$.

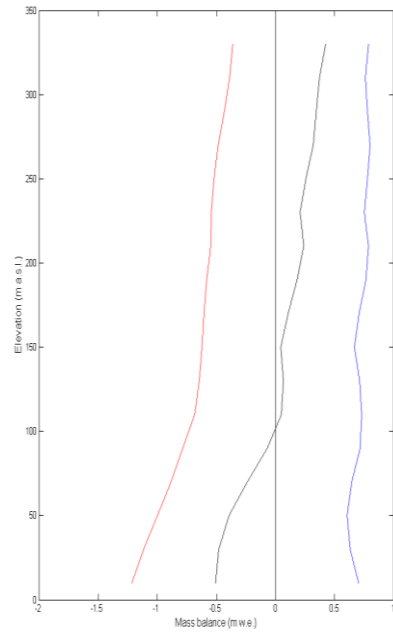


Fig. C25.b. $b_w(z)$, $b_s(z)$, $b_a(z)$.

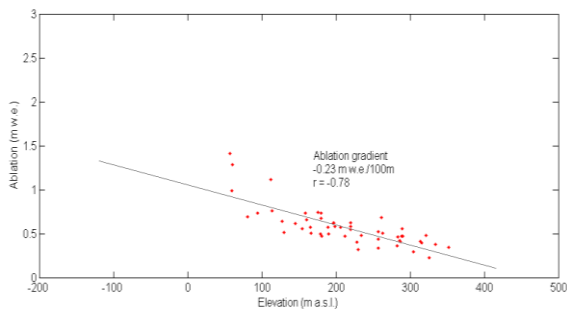


Fig. C25.c. $b_s(z)$.

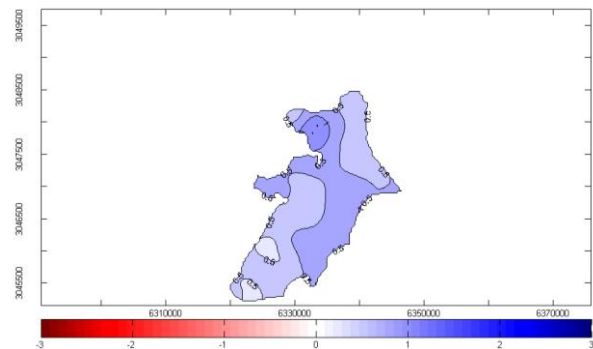


Fig. C25.d. $b_w(x,y)$.

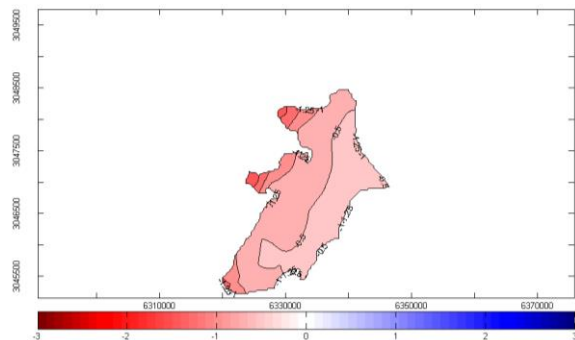


Fig. C25.e. $b_s(x,y)$.

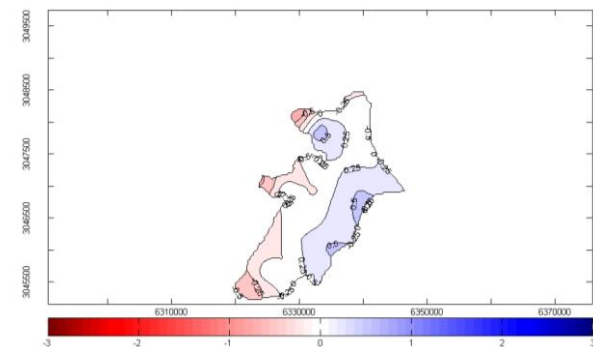


Fig. C25.f. $b_a(x,y)$.

Año 2013-2014, Glaciar Johnsons

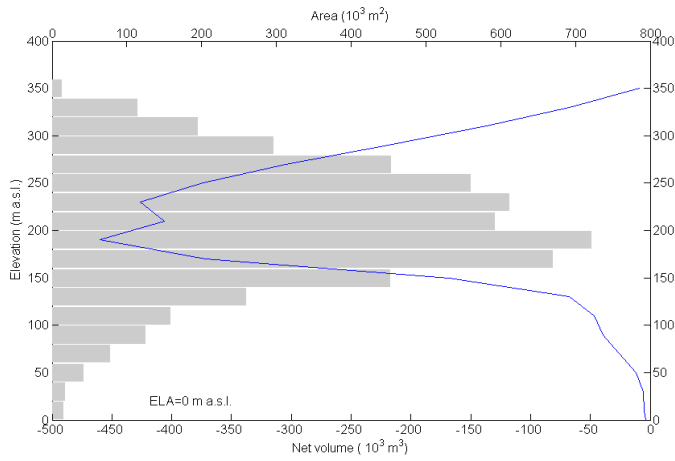


Fig. C26.a. $A(z)$, $V_b(z)$.

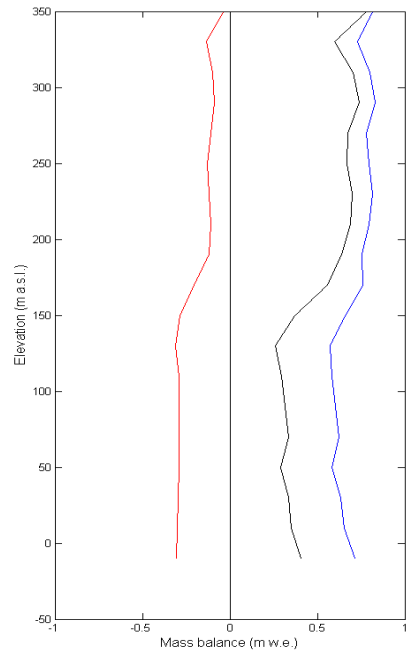


Fig. C26.b. $b_w(z)$, $b_s(z)$, $b_a(z)$.

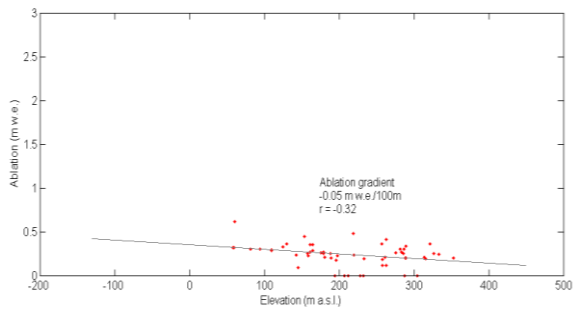


Fig. C26.c. $b_s(z)$.

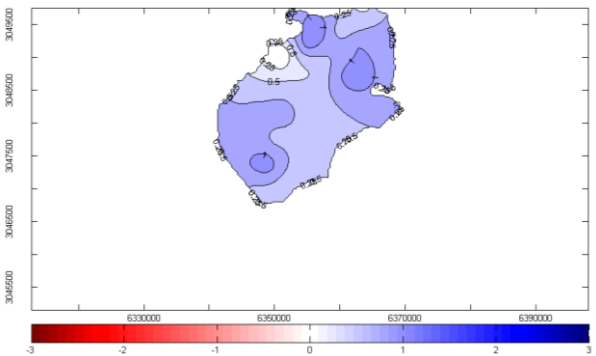


Fig. C26.d. $b_w(x,y)$.

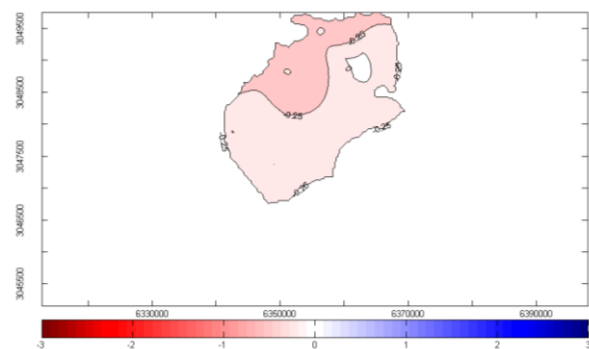


Fig. C26.e. $b_s(x,y)$.

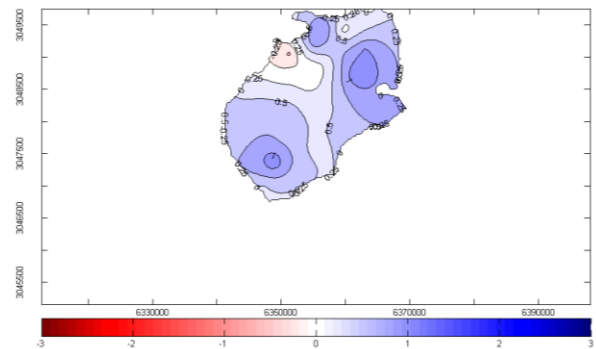


Fig. C26.f. $b_a(x,y)$.

Año 2013-2014, Glaciar Hurd

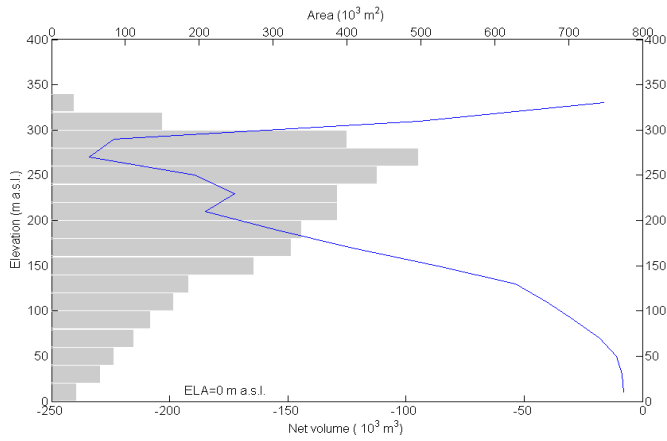


Fig. C27.a. $A(z)$, $V_b(z)$.

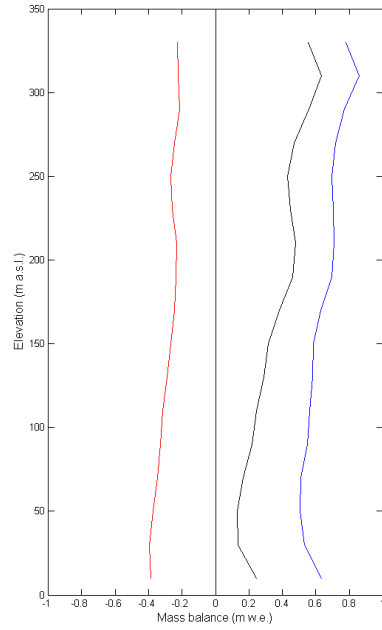


Fig. C27.b. $b_w(z)$, $b_s(z)$, $b_a(z)$.

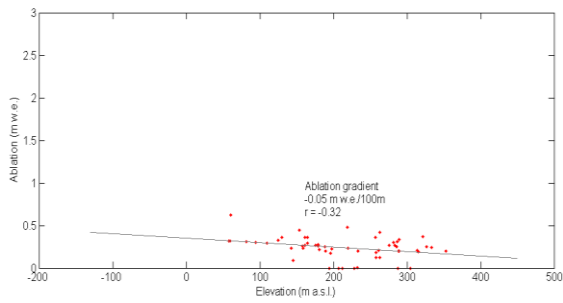


Fig. C27.c. $b_s(z)$.

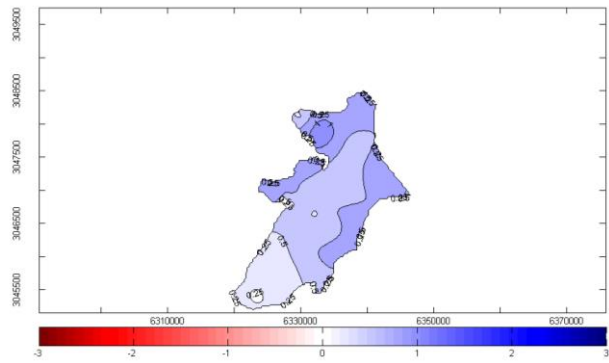


Fig. C27.d. $b_w(x,y)$.

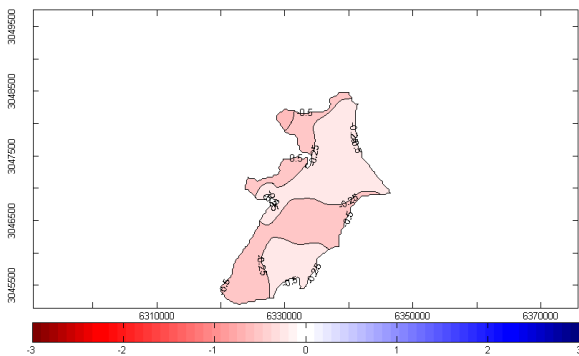


Fig. C27.e. $b_s(x,y)$.

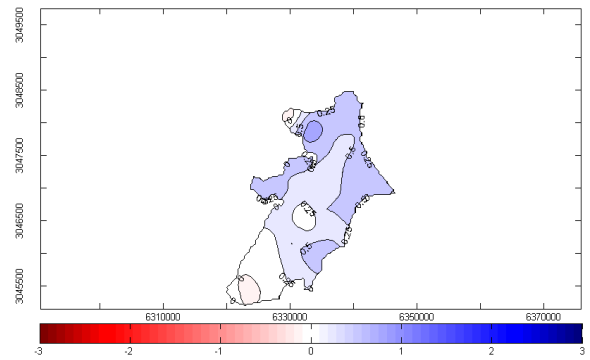


Fig. C27.f. $b_a(x,y)$.

Año 2014-2015, Glaciar Johnsons

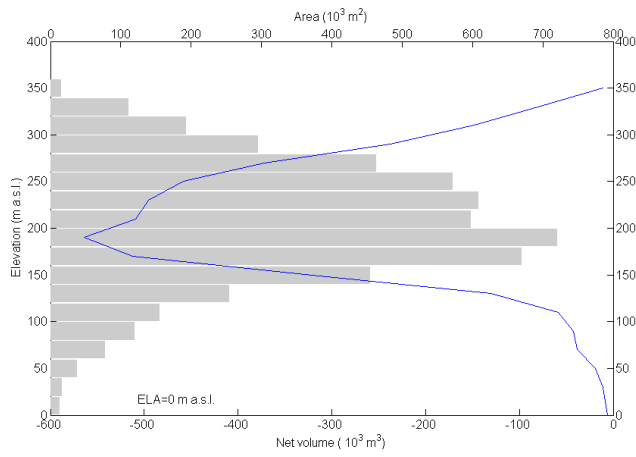


Fig. C28.a. $A(z)$, $V_b(z)$.

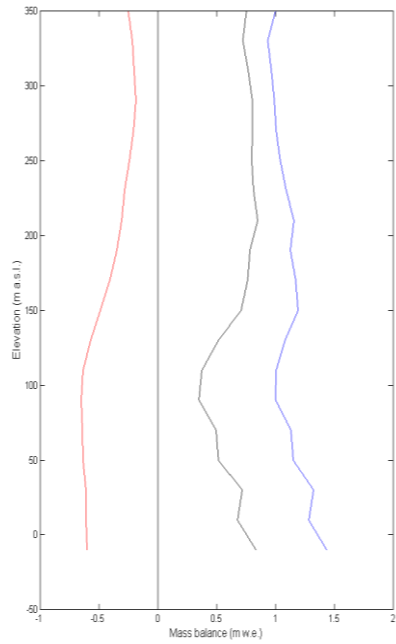


Fig. C28.b. $b_w(z)$, $b_s(z)$, $b_a(z)$.

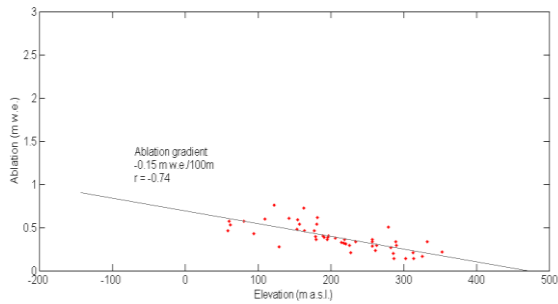


Fig. C28.c. $b_s(z)$.

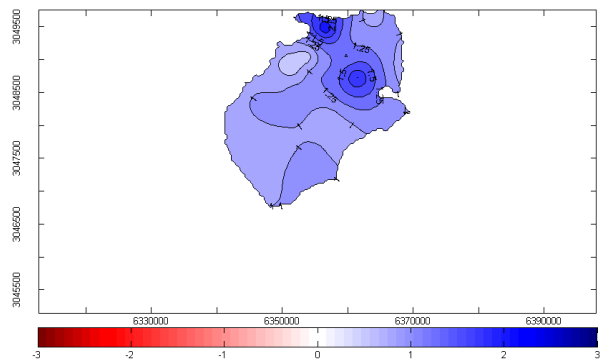


Fig. C28.d. $b_w(x,y)$.

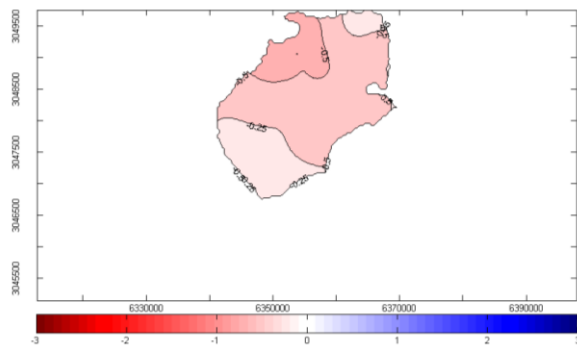


Fig. C28.e. $b_s(x,y)$.

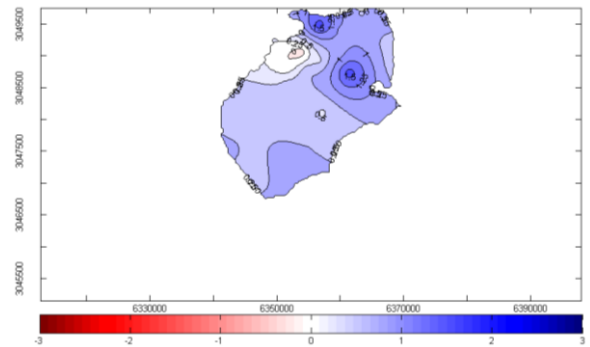


Fig. C28.f. $b_a(x,y)$.

Año 2014-2015, Glaciar Hurd

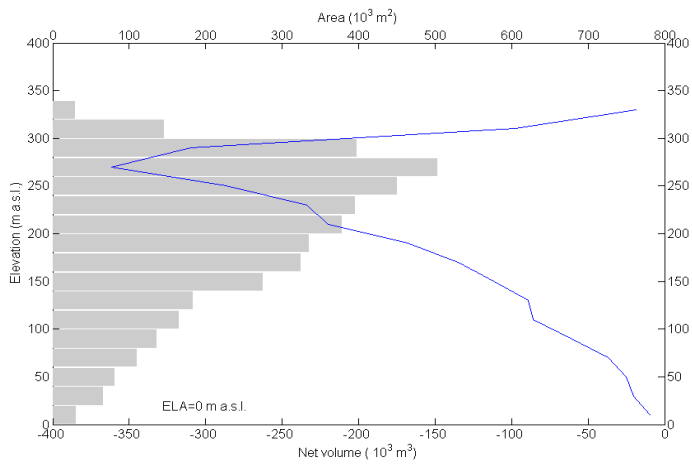


Fig. C29.a. $A(z)$, $V_b(z)$.

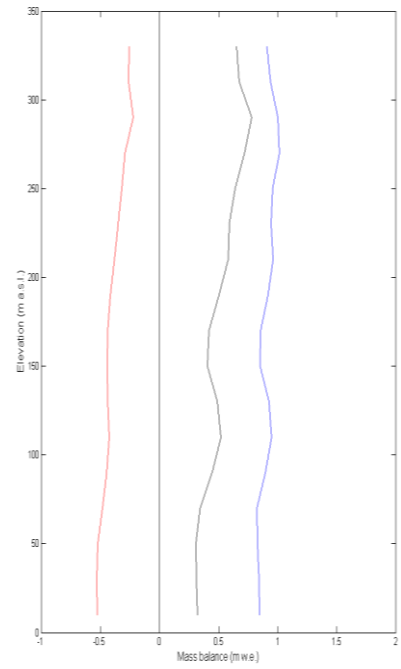


Fig. C29.b. $b_w(z)$, $b_s(z)$, $b_a(z)$.

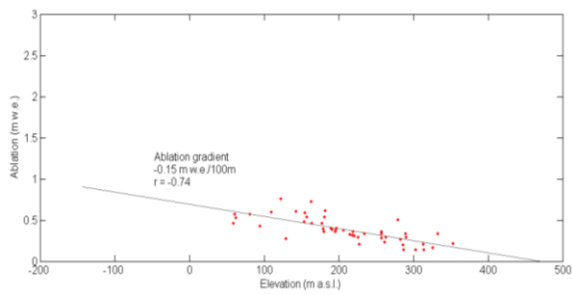


Fig. C29.c. $b_s(z)$.

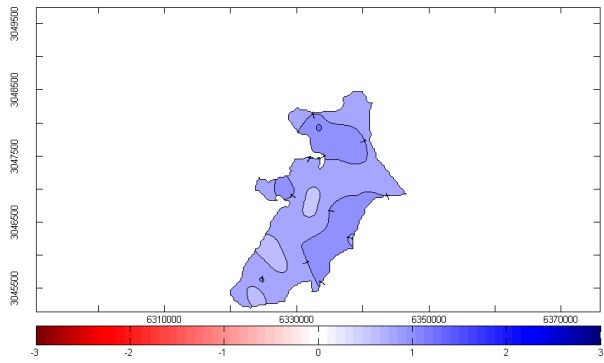


Fig. C29.d. $b_w(x,y)$.

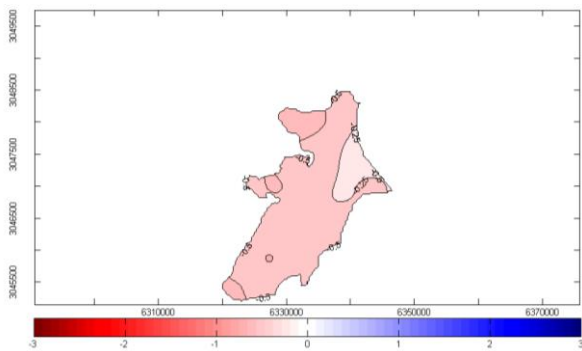


Fig. C29.e. $b_s(x,y)$.

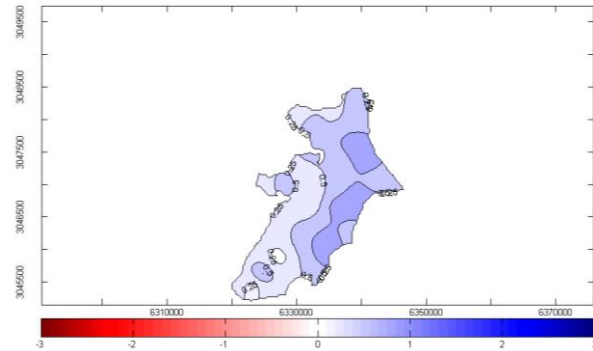


Fig. C29.f. $b_a(x,y)$.

Año 2015-2016, Glaciar Johnsons

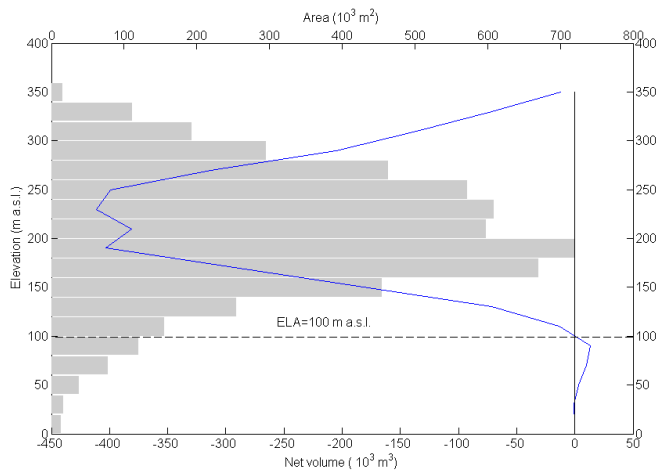


Fig. C30.a. $A(z)$, $V_b(z)$.

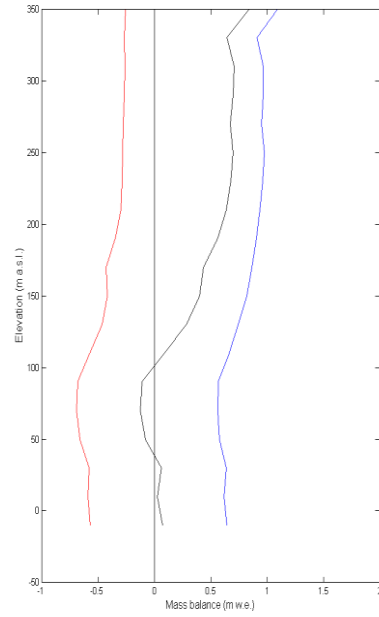


Fig. C30.b. $b_w(z)$, $b_s(z)$, $b_a(z)$.

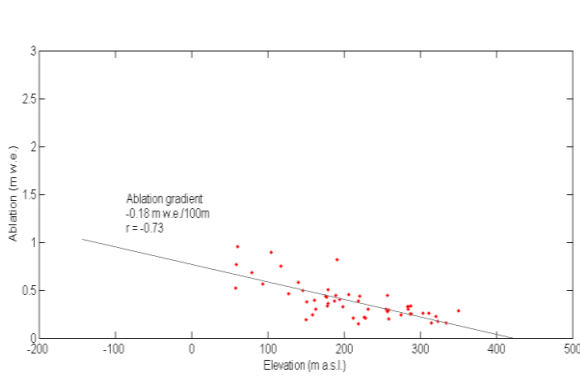


Fig. C30.c. $b_s(z)$.

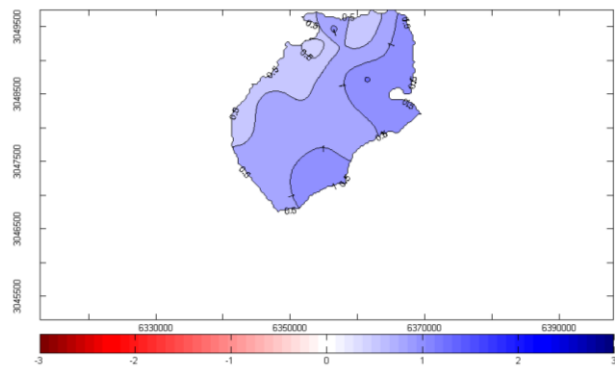


Fig. C30.d. $b_w(x,y)$.

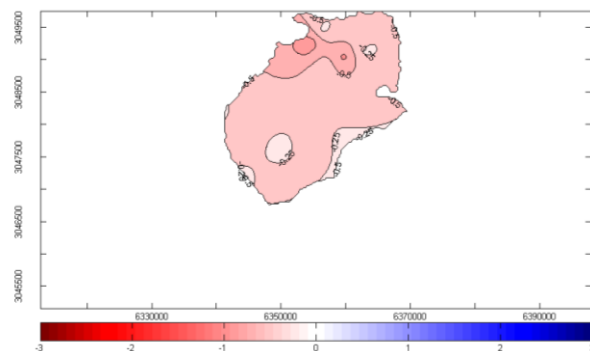


Fig. C30.e. $b_s(x,y)$.

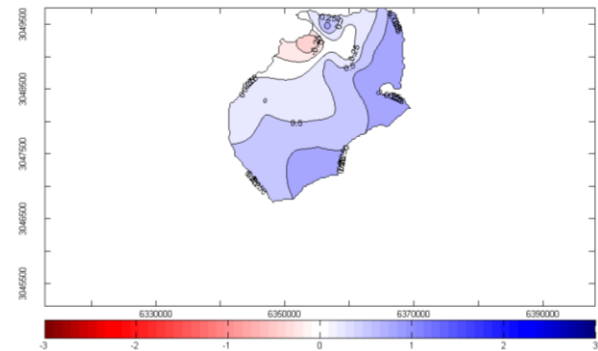


Fig. C30.f. $b_a(x,y)$.

Año 2015-2016, Glaciar Hurd

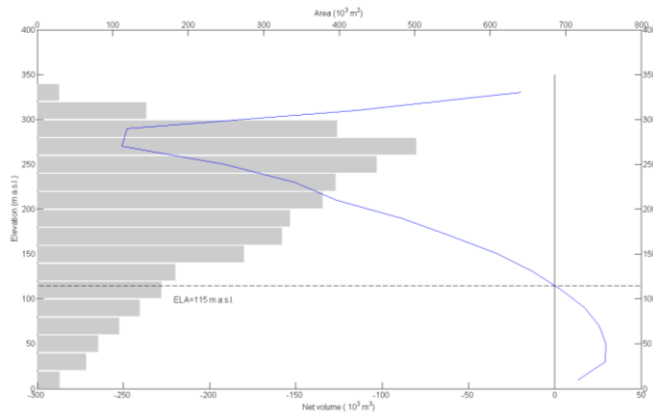


Fig. C31.a. $A(z)$, $V_b(z)$.

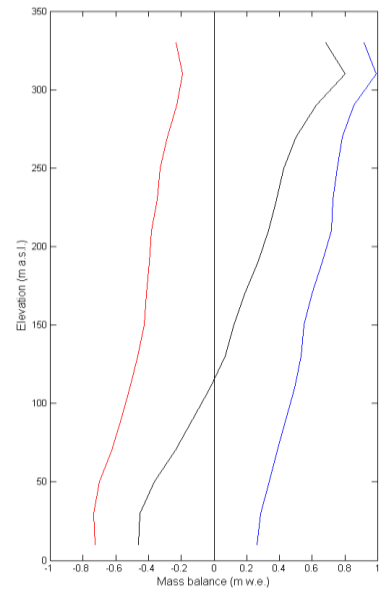


Fig. C31.b. $b_w(z)$, $b_s(z)$, $b_a(z)$.

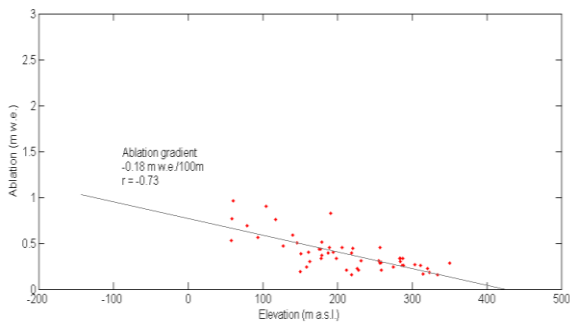


Fig. C31.c. $b_s(z)$.

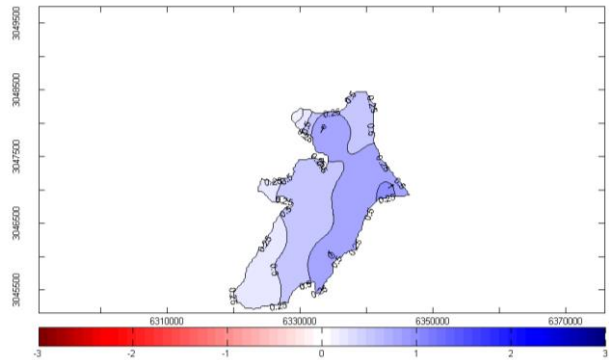


Fig. C31.d. $b_w(x,y)$.

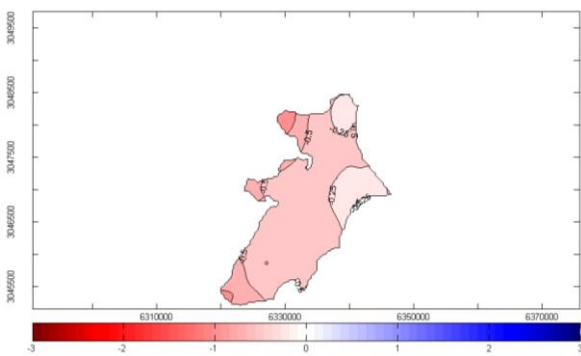


Fig. C31.e. $b_s(x,y)$.

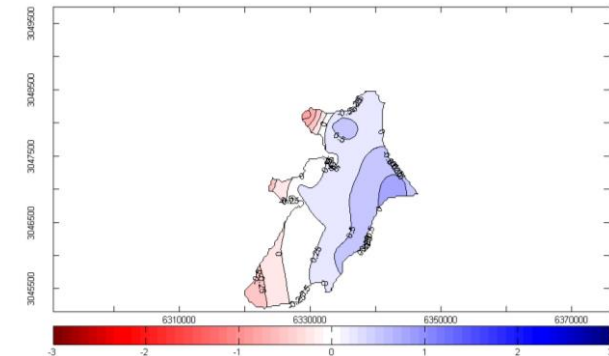


Fig. C31.f. $b_a(x,y)$.

