

# Recent glacier area variations at Cerro O'Higgins (48°30'S, 73°10'W), Southern Patagonian Icefield

Cambios areales recientes de glaciares en el Cerro O'Higgins (48°30'S, 73°10'W), Campo de Hielo Patagónico Sur

Sebastián Cisternas, Claudio Bravo, y Andrés Rivera

**Resumen**— Se presentan las variaciones recientes del área glaciar en el Cerro O'Higgins (1976-2017), Campo de Hielo Patagónico Sur (CHS), las que han sido obtenidas a partir de imágenes de satélites pasivas. Con estas imágenes se calcularon también las velocidades de dichos cuerpos de hielo, alcanzándose valores máximos de  $230 \pm 17$  m/a. El análisis de las imágenes satelitales muestra una reducción de  $\sim 20$  km<sup>2</sup> del área englacada en las últimas 4 décadas, lo que equivale aproximadamente a un  $\sim 17\%$ . Esta reducción de área ha generado además la fragmentación de algunos cuerpos de hielo. El análisis de las imágenes satelitales no solo muestra la reducción areal de los glaciares, sino que además ha permitido el seguimiento del material morrénico existente en la superficie glaciar. De acuerdo a la morfología de dichos depósitos y sus desplazamientos, se estima que algunos de estos glaciares han experimentado movimientos repentinos y de gran magnitud, descritos en literatura inglesa como "surges".

**Índice de Términos**— Campo de hielo, Glaciar O'Higgins, variaciones glaciares, glaciares rocosos, hielo cubierto, Patagonia, velocidades de flujo, seguimiento de patrones, surge.

## I. INTRODUCCIÓN

Los glaciares del CHS han experimentado en las últimas décadas altas tasas de retroceso y adelgazamiento [1], [2]. Estas variaciones se han relacionado en parte al aumento de las temperaturas atmosféricas en las últimas décadas [3]–[5], y principalmente a las respuestas no climáticas de los glaciares desprendentes (calving en literatura inglesa) que constituyen la mayoría del CHS [1]. No obstante lo anterior, existen pocos antecedentes acerca de los glaciares de menor tamaño ubicados en la periferia del CHS, y cuyas respuestas deberían estar mejor correlacionadas con factores climáticos [6], [7]. Así mismo, hay poca información sobre formas periglaciares asociadas al CHS, como los glaciares rocosos [8] y avalanchas de roca debido a inestabilidad de laderas en zonas abandonadas recientemente por el hielo [9].

### A. Zona de estudio

El Cerro O'Higgins (Fig. 1) se encuentra situado a 48°48' 11" S y 73°09'30" W, con una elevación máxima de 2913 m snm en el sector oriental del norte del CHS; inmediatamente al norte del Glaciar O'Higgins, el cuarto mayor glaciar del CHS. En este macizo se inventariaron 23 glaciares en el año 2017,

catalogados como de montaña [10], con frentes terminales sin desprendimiento de témpanos.

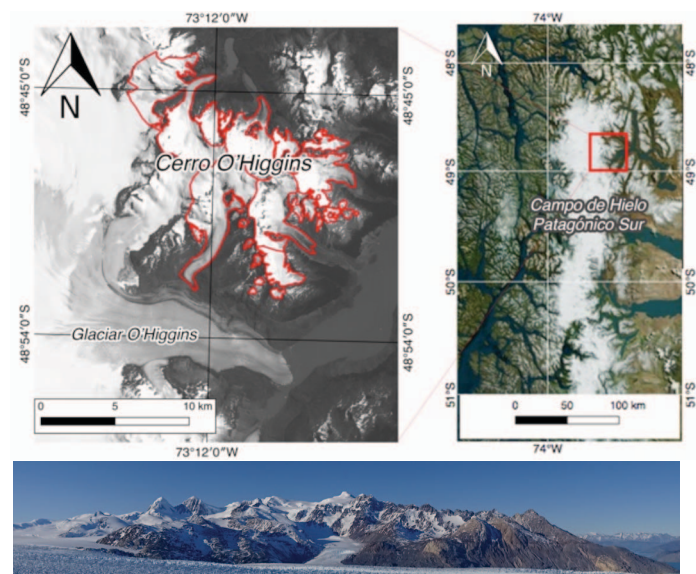


Fig. 1. Área de estudio, delimitación de cuencas estudiadas (año 2017) y abajo, Cerro O'Higgins desde el margen sur del Glaciar O'Higgins, con vista al norte, año 2015.

El área de interés es definida por las lenguas de hielo que fluyen desde las faldas del macizo, incluyendo la porción de hielo asociada al CHS que aporta a la lengua al noreste del Cerro O'Higgins. Excluyendo la porción de hielo al suroeste que tributa al Glaciar O'Higgins.

### B. Contexto de variaciones

El Glaciar O'Higgins, al sur de la zona de estudio, ha mostrado variaciones frontales y areales negativas con un retroceso frontal de 14.6 km entre los años 1896 y 1995 [11], y una pérdida de área entre 1896 y 2011 de 10.9%. Entre 1986 y 2011 la masa total del CHS se ha reducido en un 3.2%, siendo los glaciares menores los que han experimentado mayores cambios [12].

## II. MATERIALES Y MÉTODOS

### A. Variaciones de área (1976-2017) y delimitación de cuerpos de hielo

Se utilizaron las delimitaciones glaciares del inventario Randolph 5.0 [13] (RGI), las cuales fueron provistas a la base de datos global por De Angelis [14].

S. Cisternas está asociado al Laboratorio de Glaciología, Centro de Estudios Científicos, CECs, Av. Arturo Prat #514, Valdivia, Chile (email: [scisternas@cecs.cl](mailto:scisternas@cecs.cl))

C. Bravo se encuentra en School of Geography, University of Leeds, University Road Leeds LS2 9JT, UK.

A. Rivera pertenece al Laboratorio de Glaciología, Centro de Estudios Científicos, CECs y al Departamento de Geografía, Universidad de Chile, Santiago, Chile.

Estas delimitaciones fueron actualizadas de manera supervisada en las partes altas, principalmente en las divisorias de los distintos glaciares, por medio de diferentes modelos digitales de elevación SRTM (2000), GDEM y ASTER DEM (2016 y 2017); junto a una imagen de alta resolución (5 m) WorldView-3 correspondiente al año 2015 (21 de enero), reforzando así la delimitación topográfica con información detallada en el espectro visible.

Las variaciones de área fueron derivadas utilizando imágenes satelitales multispectrales del proyecto Landsat, incluyendo los sensores MSS, TM y OLI (TABLA I), los que difieren en resolución espacial, espectral y cantidad de bandas (Fig. 2). La imagen WorldView-3 antes nombrada presto apoyo en la delimitación de crioformas.

TABLA I  
Imágenes utilizadas para la determinación de variaciones

Año	Sensor	Resolución espacial	Fechas
1976	MSS	60 m	1976-02-25
1986	MSS	60 m	1986-01-14
1999	TM	30 m	1999-02-10 1999-03-23
2011	TM	30 m	2011-02-20
2017	OLI	30 m (MS) - 15 m (PAN)	2017-02-04

MS: multispectral, PAN: pancromática.

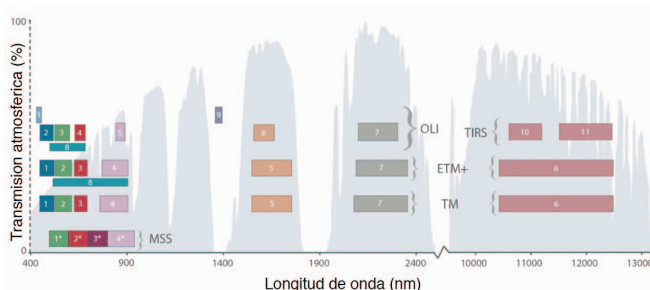


Fig. 2. Bandas para los distintos productos Landsat[15].

Estas imágenes fueron corregidas (RMS de 0.14 pixel, método polinomial) utilizando la imagen OLI 2017 como referencia y corregidas atmosféricamente, remoción de neblina utilizando ATCOR3 [16], para evitar la influencia de la deformación óptica en la delimitación y comparación temporal de las áreas de hielo. Se aplicó el índice diferenciado de nieve NDSI y la relación de bandas (Rojo o NIR)/SWIR [17], estos productos se utilizan como entrada para la clasificación automática que presta apoyo a la vectorización manual sobre un SIG. El error en la delimitación de los cuerpos de hielo se calcula según Williams et al. [18].

$$NDSI = \frac{Azul - NIR}{Azul + NIR} \quad (1)$$

Donde NIR representa la banda del infrarrojo cercano.

### B. Derivación de velocidades de flujo superficial

Las velocidades superficiales de flujo de hielo son derivadas por medio de un par de imágenes OLI de la plataforma Landsat 8 correspondientes a 2015-01-14 y 2016-01-08, imágenes seleccionadas por la ausencia de nubosidad y reducida presencia de nieve.

La determinación de velocidades sobre imágenes de satélite se realiza por medio de la comparación y estimación de desplazamiento sobre la banda 8, con una resolución espacial de 15 m, y un delta de tiempo conocido entre ellas [19]. La correlación de las imágenes y determinación de desplazamiento se realiza en base al principio de correlación cruzada normalizada, en donde son usados los niveles digitales de cada pixel.

$$CC(i, j) = \frac{\sum_{k,l} (s(i+k, j+l) - \mu_s)(r(k,l) - \mu_r)}{\sqrt{\sum_{k,l} (s(i+k, j+l) - \mu_s)^2 \sum_{k,l} (r(k,l) - \mu_r)^2}} \quad (2)$$

Donde  $CC(i, j)$  es la correlación cruzada normalizada,  $(i, j)$  indica la posición en el área de búsqueda,  $(k, l)$  la posición en el área de referencia,  $r$  el valor del pixel en el bloque de referencia,  $s$  el valor de pixel en el bloque de búsqueda y  $\mu_s$  el promedio de píxeles en el bloque de búsqueda. El peak en la correlación indica el desplazamiento.

Para el seguimiento de patrones, correlación de las imágenes y análisis de coherencia de los resultados, se utilizan rutinas desarrolladas en los lenguajes de programación Python y R, siguiendo lo descrito por numerosos autores [19], [20].

## III. RESULTADOS

La reinterpretación realizada, en este estudio, de la delimitación contenida en el RGI arrojó diferencias en el posicionamiento de las divisorias de hielo de hasta  $190 \pm 5$  m, con las consecuentes diferencias de área en los cuerpos de hielo individuales, con un promedio del 2%. Las variaciones observadas en la parte frontal del Glaciar Sur deben ser interpretadas según su interacción con el Glaciar O'Higgins.

### A. Variaciones de área (1976-2017)

Los polígonos generados para el área de interés muestran la disminución del área cubierta de hielo y la fragmentación progresiva de esta cubierta (Fig. 3), con 20 y 23 cuerpos de hielo para el año 1976 y 2017 respectivamente. En la Fig. 3 se indican los cuerpos mayores.

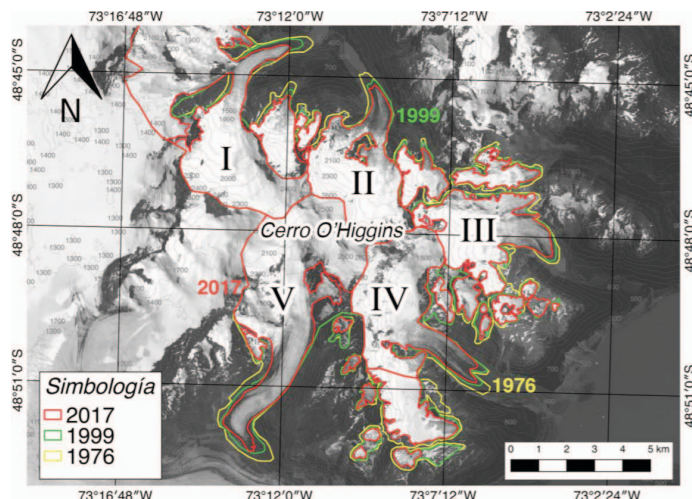


Fig. 3. Delimitación glaciar para los años 1976, 1999 y 2017, se muestran con numeración romana los glaciares mayores.



En la TABLA II se resume la variación de área de hielo descubierto para el periodo 1976 – 2017, con pérdidas totales de  $\sim 20 \text{ km}^2$  en las últimas cuatro décadas y una tasa de  $-0.48 \text{ km}^2/\text{a}$ .

TABLA II  
Variación de área englacada, periodo 1976-2017

Año	Área ( $\text{km}^2$ )	Variación acumulada	
		(%)	
1976	$114.7 \pm 9.3$	100	
1986	$112.1 \pm 4.7$	98	
1999	$106.1 \pm 4.5$	93	
2011	$101.5 \pm 5$	89	
2017	$94.8 \pm 2.6$	83	
<b>Pérdida total</b>	<b>- 19.9</b>	<b>- 17.4</b>	

Las variaciones muestran una reducción sostenida del área englacada. Las lenguas principales evidencian claros retrocesos en el periodo de observación; el Glaciar I ha experimentado un retroceso total de 870 m, el Glaciar II 600 m, el Glaciar III 293 m y el Glaciar IV 560 m, con un error medio cuadrático (RMS) de  $\pm 43 \text{ m}$ . Cabe destacar que el Glaciar V presenta una fuerte interacción con las variaciones geométricas y dinámicas del Glaciar O'Higgins al sur, por lo cual no se considera representativa su variación frontal.

### B. Velocidades de hielo en superficie

Las velocidades resultantes, mediante correlación cruzada normalizada, se extienden en el rango de  $0$  a  $230 \pm 17 \text{ m/a}$  para la zona de estudio (Fig. 4), con una media de  $148 \pm 17 \text{ m/a}$ . Las mayores velocidades ( $>180 \text{ m/a}$ ),  $+1\sigma$ , se registran en las lenguas principales, distribuidas altitudinalmente en el rango  $1150 - 1550 \text{ m snm}$ .

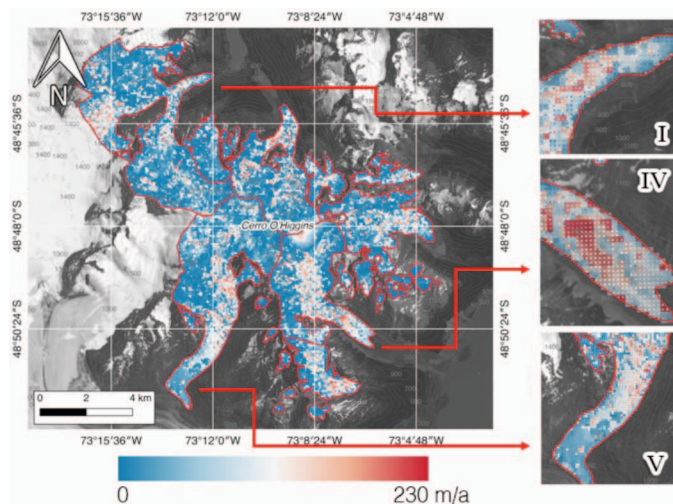


Fig. 4. Velocidades superficiales de flujo de hielo, detalle de zonas frontales.

### C. Avance año 1999, recubrimiento de porciones de hielo y formas periglaciares

El año 1999 se registra el avance de una de las lenguas tributarias al Glaciar I, debido a un posible surge [21]. La consecuencia de este avance fue el empuje del material morrénico disponible en la trayectoria, depositándose este sobre la lengua principal, cubriendo un área de  $0.46 \text{ km}^2$  (Fig. 5), material que fue transportado por la masa glaciar

hasta la zona frontal de manera progresiva, con velocidades de  $\sim 90 \text{ m/a}$ .

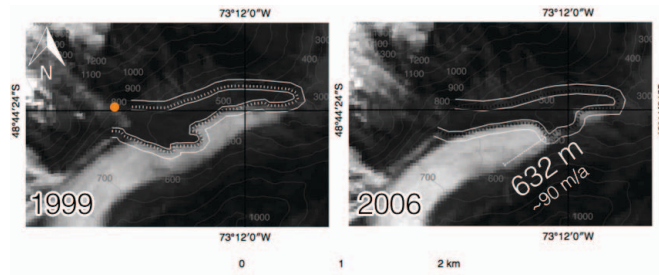


Fig. 5. Deslizamiento de material morrénico sobre el Glaciar I (línea blanca), desde una lengua tributaria (punto naranja) que fluye con dirección sureste.

Se ha mapeado un área de hielo cubierto de  $2.4 \pm 0.03 \text{ km}^2$ , distribuida en las faldas del macizo, principalmente en las lenguas mayores. El frente del Glaciar IV muestra la mayor extensión de hielo cubierto en la zona ( $\sim 2 \text{ km}^2$ ), observándose una extensiva presencia de formas cársticas (“Glacier Karst”) [22] (Fig. 6).

Producto de la revisión de la escena WorldView-3, correspondiente a enero de 2015, se han detectado glaciares rocosos y zonas de hielo cubierto. Se han identificado 10 glaciares rocosos en el macizo; principalmente en la cuenca del Glaciar V, ladera sur (Fig. 6).

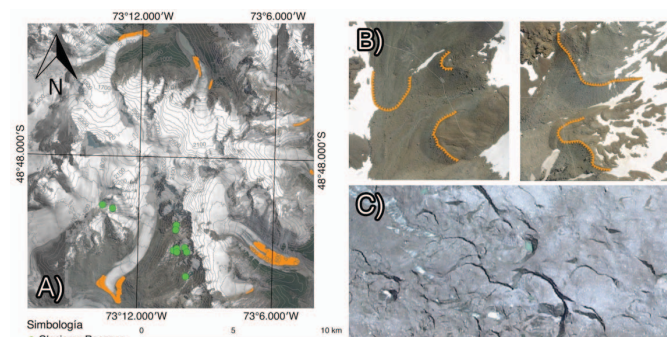


Fig. 6. A) Áreas de hielo cubierto y glaciares rocosos, B) detalle de glaciares rocosos, C) zona cárstica “glacier karst”.

## IV. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Las variaciones geométricas de los glaciares del Cerro O'Higgins de  $-20 \text{ km}^2$  en las últimas 4 décadas siguen la tendencia regional, y global, de retroceso y adelgazamiento observada en las últimas décadas, con una tasa de  $-0.48 \text{ km}^2/\text{a}$ . Estas tasas son menores a las descritas en el Glaciar O'Higgins durante el periodo 1986 – 1995 de  $1.7 \text{ km}^2/\text{a}$  [11]. Las variaciones de la lengua sur se ven influenciadas por la dinámica del Glaciar O'Higgins, encontrándose estos cambios geométricos influenciados no solo por el escenario de retroceso, ya que la interacción entre los cuerpos de hielo es altamente relevante.

La dinámica de los glaciares del Cerro O'Higgins se caracteriza por magnitudes de velocidad de flujo superficial menores a la de glaciares del CHS, el Glaciar O'Higgins presenta velocidades máximas que bordean los  $3 \text{ km/a}$  en la última década [23]. Esta diferencia se explica por los mecanismos que controlan la dinámica de distintos tipos de

glaciares [10], [24], tales como la influencia de la marea y la interacción océano - glaciar. Las mayores velocidades se distribuyen en el rango 1150 – 1550 m snm, rango en que se sitúa la altitud de la línea de equilibrio (ELA) estimada para la zona [14]; lo que es coincidente con la dinámica tradicional de un glaciar de montaña [25], en donde la mayor zona de transferencia de masa se relaciona directamente con la ELA.

Se carece de antecedentes suficientes para caracterizar el avance observado, en una de las lenguas tributarias al Glaciar I el año 1999. El deslizamiento de material morrénico y la velocidad de transporte en años posteriores (90 m/a) se condice con las velocidades derivadas sobre las escenas Landsat ( $86 \pm 17$  m/a). La relevancia de estimar y observar temporalmente la distribución de las áreas de hielo cubierto reside en la influencia directa de la depositación sobre el balance de masa; además de ser un efecto directo de las tasas de retroceso/adelgazamiento y de los cambios en la dinámica glaciar [26]. Aquí se presentan los primeros antecedentes para el Cerro O'Higgins.

La detección e inventario de glaciares rocosos pueden ayudar a entender la distribución del permafrost [27] en zonas con escasa información, como es el caso de la Patagonia [28]; así mismo, pueden resultar evidencia importante de retroceso histórico de las masas de hielo, ya que pueden ser atribuidas a un posible origen glaciogénico.

La integración de datos de variación y dinámica glaciar en cuerpos laterales a una zona ampliamente estudiada como el CHS, pueden ampliar el entendimiento de los mecanismos de control y los efectos del cambio climático en la zona del CHS y alrededores.

#### AGRADECIMIENTOS

El Centro de Estudios Científicos (CECs) es financiado por el programa de financiamiento Basal de CONICYT. El presente trabajo se encuentra enmarcado en el Proyecto FONDECYT Regular N° 1171832.

#### REFERENCIAS

- [1] M. Aniya, P. Skvarca, and G. Casassa, "in the Southern Recent Glacier Variations South America Icefield," *Arct. Alp. Res.*, vol. 29, no. 1, pp. 1–12, 1997.
- [2] M. J. Willis, A. K. Melkonian, M. E. Pritchard, and A. Rivera, "Ice loss from the Southern Patagonian Ice Field, South America, between 2000 and 2012," *Geophys. Res. Lett.*, vol. 39, no. 17, pp. 1–6, 2012.
- [3] B. Rosenblüth, H. A. Fuenzalida, and P. Aceituno, "Recent temperature variations in south America," *Int. J. Climatol.*, vol. 17, pp. 67–85, 1997.
- [4] J. F. Carrasco, G. Casassa, and A. Rivera, "Meteorological and Climatological aspect of the southern Patagonia icefield," in *The Patagonian Icefields*, 2002, pp. 29–41.
- [5] J. F. Carrasco, R. Osorio, and G. Casassa, "Secular trend of the equilibrium-line altitude on the western side of the southern Andes, derived from radiosonde and surface observations," *J. Glaciol.*, vol. 54, no. 186, pp. 538–550, 2008.
- [6] A. Rivera, J. Corripio, C. Bravo, and S. Cisternas, "Glaciar Jorge Montt (Chilean Patagonia) dynamics derived from photos obtained by fixed cameras and satellite image feature tracking," *Ann. Glaciol.*, vol. 53, no. 60, pp. 147–155, 2012.

- [7] G. Rignot, E., Rivera, A., & Casassa, "Contribution of the Patagonia Icefields of South America to Sea Level Rise.," *Science (80- )*, vol. 302, pp. 434–437, 2003.
- [8] D. Falaschi, T. Tadono, and M. Masiokas, "Rock Glaciers in the Patagonian Andes: An Inventory for the Monte San Lorenzo (Cerro Cochrane) Massif, 47° S," *Geogr. Ann. Ser. A, Phys. Geogr.*, vol. 97, no. 4, pp. 769–777, Dec. 2015.
- [9] N. F. Glasser, T. O. Holt, Z. D. Evans, B. J. Davies, M. Pelto, and S. Harrison, "Recent spatial and temporal variations in debris cover on Patagonian glaciers," *Geomorphology*, vol. 273, no. August, pp. 202–216, 2016.
- [10] D. Benn and D. Evans, *Glaciers and Glaciation*. 2010.
- [11] G. Casassa, H. Brecher, A. Rivera, and M. Aniya, "A Century-long Record of Glacier O'Higgins, Patagonia," *Ann. Glaciol.*, vol. 24, pp. 106–110, 1997.
- [12] B. J. Davies and N. F. Glasser, "Accelerating shrinkage of Patagonian glaciers from the Little Ice Age (??AD 1870) to 2011," *J. Glaciol.*, vol. 58, no. 212, pp. 1063–1084, 2012.
- [13] W. T. Pfeffer, A. a. Arendt, A. Bliss, T. Bolch, J. G. Cogley, A. S. Gardner, J.-O. Hagen, R. Hock, G. Kaser, C. Kienholz, E. S. Miles, G. Moholdt, N. Mölg, F. Paul, V. Radic, P. Rastner, B. H. Raup, J. Rich, and M. J. Sharp, "The Randolph Glacier Inventory: a globally complete inventory of glaciers," *J. Glaciol.*, vol. 60, no. 221, pp. 537–552, 2014.
- [14] H. De Angelis, "Hypsometry and sensitivity of the mass balance to changes in equilibrium-line altitude: The case of the Southern Patagonia Icefield," *J. Glaciol.*, vol. 60, no. 219, pp. 14–28, 2014.
- [15] T. M. Lillesand, R. W. Kiefer, and J. W. Chipman, *Remote sensing and image interpretation*.
- [16] R. Richter, "Atmospheric / Topographic Correction for Satellite Imagery (ATCOR - 2/3 User Guide)," *ATCOR-2/3 User Guid. Version 6.3*, no. January, 2007.
- [17] R. Le Bris, F. Paul, H. Frey, and T. Bolch, "A new satellite-derived glacier inventory for western Alaska," *Ann. Glaciol.*, vol. 52, no. 59, pp. 135–143, 2011.
- [18] R. Williams, D. Hall, O. Sigurdsson, and J. Chien, "Comparison of satellite-derived with ground-based measurements of the fluctuations of the margins of Vatnajökull, Iceland, 1973-92," *Ann. Glaciol.*, vol. 24, pp. 72–80, 1997.
- [19] M. Debella-Gilo and A. Käab, "Sub-pixel precision image matching for measuring surface displacements on mass movements using normalized cross-correlation," *Remote Sens. Environ.*, vol. 115, no. 1, pp. 130–142, 2011.
- [20] T. A. Scambos, M. J. Dutkiewicz, J. C. Wilson, and R. A. Bindshadler, "Application of image cross-correlation to the measurement of glacier velocity using satellite image data," *Remote Sens. Environ.*, vol. 42, no. 3, pp. 177–186, Dec. 1992.
- [21] H. Jiskoot, "Glacier Surging," Springer Netherlands, 2011, pp. 415–428.
- [22] B. R. Mavlyudov, "Glacial karst, why it important to research," *Acta Carsologica*, vol. 35, no. 1, pp. 55–67, 2006.
- [23] J. Mougnot and E. Rignot, "Ice motion of the Patagonian Icefields of South America: 1984-2014," *Geophys. Res. Lett.*, vol. 42, no. 5, pp. 1441–1449, 2015.
- [24] R. Hooke, *Principles of Glacier Mechanics*, Second Edi. Cambridge, UK: Cambridge University Press, 2005.
- [25] K. M. Cuffey and W. B. S. Paterson, *The Physics Of Glaciers*. 2010.
- [26] N. F. Glasser, T. O. Holt, Z. D. Evans, B. J. Davies, M. Pelto, and S. Harrison, "Recent spatial and temporal variations in debris cover on Patagonian glaciers," *Geomorphology*, vol. 273, no. August, pp. 202–216, 2016.
- [27] L. Boeckli, A. Brenning, S. Gruber, and J. Noetzi, "A statistical approach to modelling permafrost distribution in the European Alps or similar mountain ranges," *Cryosph.*, vol. 6, no. 1, pp. 125–140, Jan. 2012.
- [28] D. Falaschi, T. Tadono, and M. Masiokas, "Rock Glaciers in the Patagonian Andes: An Inventory for the Monte San Lorenzo (Cerro Cochrane) Massif, 47° S," *Geogr. Ann. Ser. A, Phys. Geogr.*, vol. 97, no. 4, pp. 769–777, Dec. 2015.