

Tecnología espacial aplicada a glaciares patagónicos y su comportamiento como indicadores ambientales

Space technology applied to patagonian glaciers and their behavior as environmental indicators

Guido Luis Pilato¹

Ailín Sol Ortone Lois²

Abril Barrios³

Solange Saavedra⁴

Erick Leonel Macote Yparraguirre⁵

Recibido 30 de mayo de 2021; aceptado 6 de septiembre de 2021

RESUMEN

El presente estudio contempla un análisis multitemporal con imágenes satelitales y datos meteorológicos de un grupo de glaciares denominados Glaciares Escondidos, ubicados al suroeste del Campo de Hielo Patagónico Sur. Compuesto por los glaciares Dickson, Cubo y Frías, este ha sufrido un marcado retroceso de sus frentes que se aceleró en los últimos 10 años. La alimentación de los glaciares Dickson y Frías se hacía originalmente por una sola corriente de hielo y solían actuar como diques naturales, evitando el flujo del agua entre el lago Frías y el lago Dickson. Debido a la pérdida de masa y el retroceso de sus frentes, las aguas que recorrían más de 250 km atravesando por completo

¹ Universidad Tecnológica Nacional, Argentina, correo electrónico: guidopilato@hotmail.com
ORCID: <https://orcid.org/0000-0002-0274-982X>

² Universidad Tecnológica Nacional, Argentina, correo electrónico: ailin.ortone@gmail.com
ORCID: <https://orcid.org/0000-0003-1985-1342>

³ Universidad de Buenos Aires, Argentina, correo electrónico: abarrios@agro.uba.ar
ORCID: <https://orcid.org/0000-0002-6536-5014>

⁴ Universidad Nacional de Luján, Argentina, correo electrónico: Solangesaav@hotmail.com
ORCID: <https://orcid.org/0000-0001-6275-1019>

⁵ Universidad Tecnológica Nacional, Argentina, correo electrónico: leonelerick59@gmail.com
ORCID: <https://orcid.org/0000-0002-3833-5688>

la árida llanura de la Patagonia para desembocar en el océano Atlántico, hoy lo hacen hacia el océano Pacífico navegando las aguas de los fiordos chilenos que fluyen hacia el oeste. Se observan formaciones de lagos proglaciarios, un aumento en la velocidad de retroceso y una elevada velocidad de flujo del hielo, las cuales fueron estimadas con mediciones multitemporales y la técnica de offset tracking con imágenes radar. Asimismo, se presentan análisis de balances de masa sobre estos tres glaciares de los últimos 20 años, utilizando el método geodésico.

Palabras clave: *Glaciares Escondidos, offset tracking, método geodésico, balances de masa.*

ABSTRACT

In this work, we present a multitemporal analysis using remote sensing and meteorological data in a group of glaciers called Glaciares Escondidos. These are located in the southwest of the Southern Patagonian Ice Field. This group comprises the Dickson, Cubo and Frías glaciers. They have suffered a marked retreat in their fronts that has increased over the last 10 years. The ice supply of Dickson and Frías glaciers was originally done by a single stream of ice and they used to act as natural dams, preventing the flow of water between Lake Frías and the Chilean fjords that flow to the west. Due to the loss of mass and the retreat of their fronts, the melt water that travelled more than 250 km to cross the arid plain of Patagonia to finally end at the Atlantic Ocean, today they flow towards the Pacific Ocean. We observe new proglaciary lakes, an increase in the speed of retreat and a high speed of ice flow. We make use of multitemporal measurements and offset tracking technique with radar images for those estimations. Likewise, we present mass balance studies on these three glaciers for the last 20 years, using the geodetic method.

Key words: *Glaciares Escondidos, offset tracking, geodesic method, mass balance.*

1. Introducción

El monitoreo de glaciares es esencial para estimar cambios en su morfología, así como también comprender su comportamiento no solo en el presente sino a futuro. En los últimos 150 años, la tasa mundial de aceleración del retroceso de los glaciares ha sido ampliamente reconocida (Solomina *et al.*, 2016) lo cual se evidencia también en el Campo de Hielo Patagónico Sur (SPI). Los glaciares de los campos de hielo de la Patagonia norte y sur son predictores importantes de lo que esperamos que ocurra en las próximas décadas en otras regiones glaciares de alta latitud, como la Península Antártica y el Ártico canadiense, que están experimentando el calentamiento más rápido del planeta (Mouginot, 2015). Las condiciones climáticas en el campo de hielo patagónico han afectado negativamente a todos los glaciares, con mayor o menor pérdida de hielo en ambas zonas de acumulación y de ablación (Gari *et al.*, 2018). Según

Kulkarni (1992), la evolución de los glaciares en respuesta al clima cambiante se puede monitorear utilizando mediciones de masa en glaciares. El balance de masa sirve como un indicador del cambio climático, sin embargo su monitoreo es difícil a altas latitudes, lo que hace que los métodos de teledetección cobren importancia. Los datos precisos y espacialmente detallados son esenciales para establecer relaciones confiables entre las señales climáticas y la dinámica glaciar a fin de reconstruir el clima pasado y desarrollar herramientas de predicción de la respuesta de los glaciares al cambio climático (Jaber, 2019).

El estudio de la velocidad superficial y la dirección de movimiento de los glaciares permiten conocer la dinámica del flujo glaciario y predecir procesos de ablación rápida e incluso amenazas naturales relacionadas con la inestabilidad de suelos congelados (Ferreyra, 2021). Al mismo tiempo, comprender su dinámica en un contexto de cambio global es clave para acercar una valoración de los glaciares como recurso hídrico fundamental para el sostenimiento de los ecosistemas derivados de ellos, ya que su movimiento genera transporte de material y erosión del paisaje (Heid, 2011).

La zona de estudio comprende un pequeño sector del Parque Nacional Los Glaciares, denominado Glaciares Escondidos, el cual es parte del Campo de Hielo Patagónico Sur (CHPS). Este grupo de glaciares toman relevancia debido a que han ido aportando agua de fusión al Lago Argentino desde la Pequeña Edad de Hielo. Sin embargo, en 1998, 2000 y 2003 se observó una fuerte disección del cinturón de la morena que separa el glaciar Frías del Dickson. Este proceso se debió a la evacuación del agua de fusión del Glaciar Frías hacia el oeste a través de una gran corriente glaciaria. Como resultado, la cuenca continental que divide los dos océanos está actualmente localizada en este glaciar (Rivera y Casassa, 2004). Por otro lado, en estudios desarrollados durante proyectos anteriores se pudieron observar grandes modificaciones, el retroceso es notorio desde la década de los ochenta. Existe hoy en día la posibilidad de llegar a la zona mediante el traslado en vehículos por tierra y agua, después a pie, desde la ciudad de El Calafate, ubicada a unos 100 km. Esto fue de vital importancia para acceder a los glaciares durante las anteriores campañas, así como para futuros estudios. Es importante aclarar que no existen muchos antecedentes de investigación en el país mediante imágenes satelitales de estos glaciares (Ortone *et al.*, 2020).

En esta investigación se busca una relación entre el comportamiento de los glaciares Escondidos, representado por análisis de retroceso superficial, balances de masa y velocidad de flujo del hielo, y datos meteorológicos de la zona bajo estudio, obtenidos durante el mismo período. Para el estudio de retroceso se trabajó con imágenes satelitales ópticas disponibles entre los años 1965 y 2020, y con datos de altimetría láser y modelos digitales de elevación para determinar los cambios en la elevación de la superficie glaciar en el período comprendido entre los años 2000 y 2020. Asimismo, se utilizaron series de datos meteorológicos para un análisis multitemporal climático y técnicas de seguimiento de patrones con imágenes SAR para determinar las velocidades superficiales de flujo de hielo durante el período comprendido entre el 2017 y 2020.

1.1 Zona de estudio

El área de estudio comprende la zona SE del CHPS, abarcando la parte sur del Parque Nacional Los Glaciares y áreas aledañas. Allí se encuentran el glaciar Frías o Grande, el glaciar Cubo (llamado también Cono o Gorra) y el glaciar Dickson, denominados en su conjunto “Glaciares Escondidos” (Figura 1).

El Campo de Hielo Patagónico, con sus 20 100 km², es el área glaciaría más extensa fuera de la Antártida. Se extiende en dirección norte-sur entre los paralelos 46° y 51° 30', abarcando desde el Pacífico hasta los grandes lagos patagónicos australes. Se divide en dos sectores, el Campo de Hielo Patagónico Norte y Sur. Esas dos grandes áreas poseen hacia el norte 7 600 km² y hacia el sur 12 500 km². Comprenden una gran cantidad de glaciares distribuidos en 48 cuencas, siendo los más frecuentes del tipo alpino o de valle, donde la unión de sus lenguas forma cada uno de los glaciares compuestos. Estos descienden desde una altitud máxima de 3 600 m desde la Cordillera de los Andes, divisoria de aguas en dirección este, terminando sus frentes en lagos glaciarios como los lagos Argentino y Viedma; y hacia el oeste, desembocando en los fiordos. La gran mayoría de estos glaciares se encuentran en un proceso de franco retroceso, especialmente desde 1990 (Ortone, 2020).

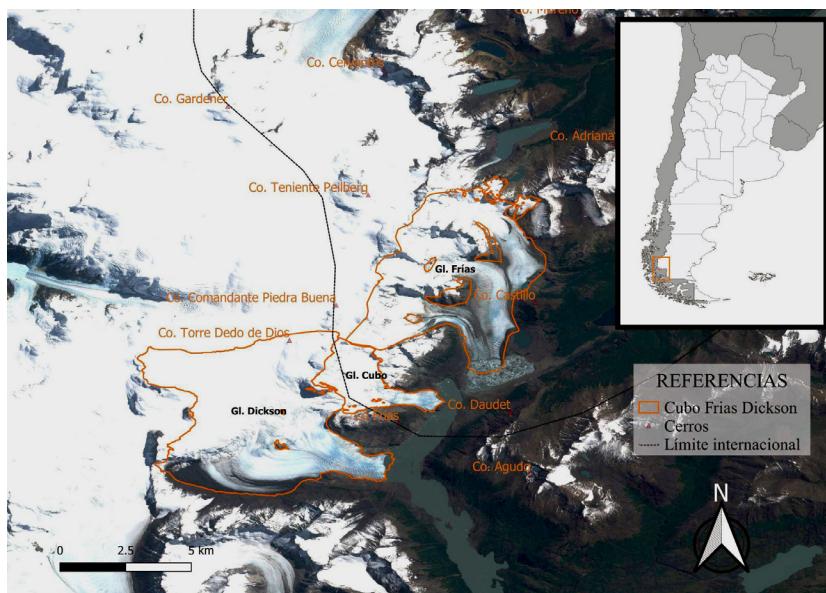


Figura 1. Ubicación de Glaciares Escondidos.

Parte de la topografía del lugar, fue relevada por el explorador padre De Agostini quien estuvo en ese sector andino en 1916 y retornó en 1929, pudiendo constatar que el frente del glaciar Dickson, que pasa por la cabecera norte del lago homónimo, se encontraba en notable retroceso. En su relato dice que, por su costado noroeste, el Ventisquero Dickson se comunica por una profunda

depresión glacial con otra corriente de hielo (presumiblemente el glaciar Frías) que desciende de la Cordillera hacia la cuenca del Brazo Rico del lago Argentino. El relleno de este boquete, como pudo observar en el verano de 1916 subiendo desde el lago Argentino, está sujeto a intensa ablación y se presenta cubierto de un gran manto de morenas y sembrado de pequeños estanques de hielo donde se origina el río Frías, que desemboca en el lago del mismo nombre a pocos kilómetros del Brazo Rico (Ortone, 2020).

En efecto, la alimentación de los glaciares Dickson y Frías se hacía originalmente por una sola corriente de hielo formada en la zona del cerro Cubo, que luego se bifurcaba, una hacia el sureste formando el primero de los cursos nombrados y otra hacia el noreste, dando origen al Frías. Ahora bien, debido a la deglaciación de dicha cuenca, como en general en todo el CHPS a partir del final del siglo XX, el receso glaciar se hizo más pronunciado y notorio por la fusión de gran cantidad de hielo cuyas aguas encontraron una vía de escape en la zona de contacto del Dickson con la ribera rocosa de la margen izquierda del lago homónimo, flujo que a su vez aceleró el deshielo y la evacuación, con resultado del vaciamiento de un depósito formado en la zona norte de separación de aquél con el Frías. Esto sugiere la posibilidad de una intercomunicación entre las cuencas del lago Dickson y la laguna Frías que desaguan, respectivamente, al océano Pacífico y al océano Atlántico (Martinic, 2010).

En viajes de campo realizados recientemente se pudo constatar que el caudal de agua del río Frías es muy bajo. Al recorrer el final de su lecho rocoso, se observa un balcón natural de sedimentos morrénicos que rodean una laguna proglaciaria con témpanos, desde la que se observa un gran retroceso y deterioro de los frentes en los glaciares Frías y Cubo. El glaciar Frías ha experimentado un comportamiento bastante diferente durante el siglo XX pues su área de ablación está cubierta de sedimentos. Las mayores líneas de corte y morenas pueden ser vistas tanto en fotografías aéreas e imágenes satelitales como en campo. Al igual que el glaciar Dickson, se estima que esas morenas corresponden a la Pequeña Edad del Hielo (PEH) (Marden y Clapperton, 1995). El glaciar Dickson hace ya muchos años que no se conecta más con el glaciar Frías, y se espera que su frente disminuya más allá del monte Stokes en los próximos años.

2. Metodología

2.1 Datos utilizados

Se realizaron mediciones de superficie de hielo en las zonas de ablación y acumulación del grupo de glaciares denominados Escondidos a partir de imágenes satelitales Landsat y Sentinel 2, entre los años 1965 y 2020 (Tabla 1). Las imágenes de la zona corresponden al período estival ya que se considera ideal contar con la menor cantidad de nieve en superficie para identificar más fácilmente las áreas de los glaciares (Gari, 2016). En general, esta zona se encuentra gran parte del año cubierta de nubosidad, lo cual dificulta la obtención de imágenes ópticas.

Por otro lado, los estudios de balance de masa de estos glaciares incorporaron modelos digitales de elevación (DEM) de las misiones SRTM (*Shuttle Radar Topographic Mission*), ASTER GDEM (*Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer GlobalDEM*), Alos Palsar y TANDEM-X (*TerraSAR-X add-on for Digital Elevation Measurement*) entre los años 2000 y 2019 (Tabla 1). Asimismo, se utilizaron datos de puntos de elevación sobre la zona de estudio, provistos por las misiones ICESat (*Ice, Cloud and Elevation Satellite*) y ICESat-2, los cuales recopilan datos altimétricos de la superficie de la Tierra. Éstos son adquiridos mediante técnicas de medición con láser, también conocido como Lidar y pertenecen a los años 2005, 2006 y 2019. Ambos instrumentos miden el cambio de elevación a partir del tiempo que tardan los fotones emitidos en atravesar la atmósfera, reflejarse en la superficie y regresar al satélite.

Para el análisis de velocidad del hielo se utilizó un par de imágenes SAR del satélite Sentinel 1A, de cada año entre el 2017 a 2020 de fines de la época estival. Cuentan con las mismas características orbitales a fin de comparar los resultados con los mismos ángulos de mirada en los cuatro pares y fueron obtenidas del sitio de descarga de la Agencia Espacial Europea (ESA SCI-HUB, 2021).¹

Tabla 1. Datos satelitales utilizados en este estudio

<i>Tipo de imagen</i>	<i>Satélite/sensor</i>	<i>Fecha</i>	<i>Resolución espacial</i>
Lidar	ICESat Instrumento GLAS	27 de febrero de 2005; 3 de marzo de 2006	66 m a intervalos de 170 m en el sentido de la trayectoria (OMM, 2018)
	ICESat 2 Instrumento ATLAS	8 de enero de 2019; 26 de marzo de 2019	12 m a intervalos de 0.7 m en el sentido de la trayectoria (Neuenschwander, 2021)
Modelo Digital de Elevación	SRTM	Febrero de 2000	30 m
	ALOS PALSAR	21 de enero 2011	12.5 m
	TANDEM-X	2015-2016	90 m
	ASTER 14DMO	11 de febrero de 2019	30 m
Imagen aérea	Corona 1025 KH-4A	1965	< 3 m
Imagen óptica	Landsat LM03	1979	60 m
	Landsat LT05	1984-1986 1998-2005	30 m
	Landsat LE07	2000-2006-2008	30 m
	Sentinel 2 MSI	Del 2015 al 2020	10 m
Imagen radar	Sentinel 1A	Del 2017 al 2020	10 m

¹ <https://scihub.copernicus.eu/>

2.2 Polígonos

Los contornos de los glaciares (también llamados polígonos) se descargaron del sitio GLIMS (*Global Land Ice Measurements from Space*), con las modificaciones incorporadas por Herreid y Pellicciotti (2020) e índices NDSI (*Normalized Difference Snow Index*). Debido a que el balance de masa glaciar tiene en cuenta el cambio de área durante un período (Rolstad *et al.*, 2009), los polígonos obtenidos fueron adaptados al área que cubre cada glaciar por fecha de estudio. Esto además debe hacerse para medir el retroceso superficial por año. En consecuencia, se utilizaron imágenes ópticas Landsat y Sentinel 2 sin nubes entre los años 1965 y 2020. Se delimitaron las áreas de acumulación y ablación tomando como base los polígonos mencionados, corregidos mediante análisis visual, mapas de acumulación de flujo (Figura 2) y eliminando las áreas mal clasificadas, como lagos proglaciares y rocas, de forma manual.

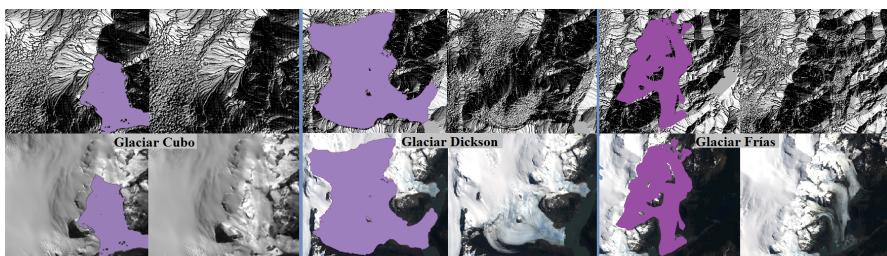


Figura 2. Ruta del flujo renderizado con mapa de sombras en Glaciares Escondidos.

2.3 Análisis del retroceso superficial

Este proceso se realizó mediante la digitalización a mano siguiendo el contorno de la superficie de ablación para cada año bajo estudio. Para ello se procedió a georreferenciar la imagen de 1965 sobre la cual se superponen las imágenes de los años siguientes en las cuales se observan las diferencias en el tiempo y se digitalizan las superficies. Se estudió también la tasa de retroceso en todo este período con imágenes ópticas de la época estival y con la menor cobertura de nubes y nieve posible para identificar de forma precisa las áreas de ablación y acumulación de los glaciares. Las mediciones (Tabla 2) se realizaron a partir de la diferencia de las superficies entre años consecutivos partiendo del año 1965 correspondiente a la primera imagen adquirida. La velocidad o tasa de retroceso se calculó como la división entre el retroceso superficial entre dos años medido en km^2 y el período considerado. Para realizar un análisis de error en los contornos adquiridos es necesario trabajo de campo, el cual aportaría las correcciones necesarias para la imagen más actual, estimando un error aproximado del mapeo realizado. En esta presentación no se cuenta con este tipo de relevamientos, por lo que no fue posible determinarlo.

La Figura 3, muestra la posición de los frentes del conjunto de glaciares entre las fechas extremas y una intermedia, permitiendo una interpretación gráfica del retroceso superficial en 45 años. Este está representado gráficamente con marcas de distintos colores de los frentes de los tres glaciares. Cada color representa la posición del frente en la imagen más antigua disponible (verde), en un año intermedio (1984) en amarillo y en el año 2020 en rosa.

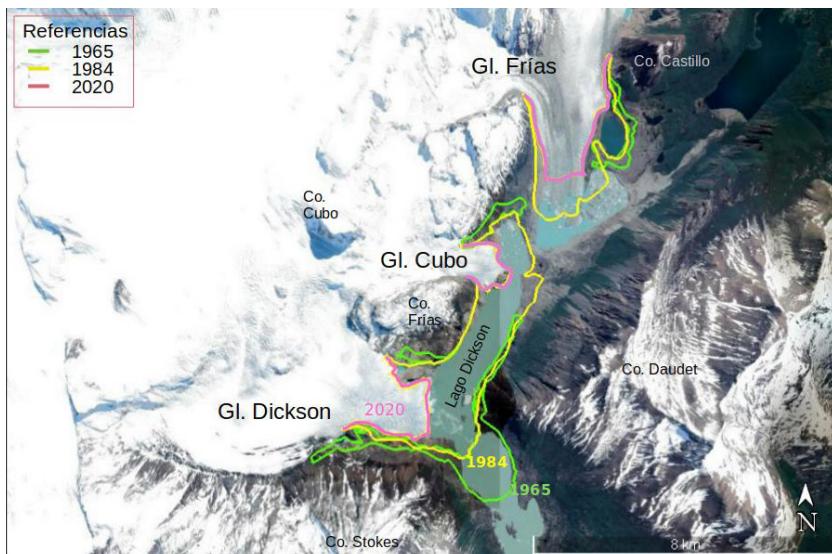


Figura 3. Retroceso de los frentes en los años 1965-1984-2020.

Tabla 2. Retroceso del área de los tres glaciares entre los años 1965 y 2020

Año	Sensor (resolución)	Medición (km^2)	Velocidad ($\text{km}^2/\text{año}$)
1965	Aérea	0,000	0,000
1979	60m	1,9470	0,1391
1984	30m	4,7730	0,5652
1986	30m	4,8783	0,0527
1998	30m	8,1963	0,2765
2000	30m	9,0933	0,4485
2005	30m	10,3843	0,2582
2006	30m	10,7990	0,4147
2008	30m	11,1567	0,1789
2009	30m	11,3840	0,2273
2010	30m	11,8098	0,4258
2011	30m	11,8715	0,0617
2012	30m	11,9292	0,0577

Año	Sensor (resolución)	Medición (km ²)	Velocidad (km ² /año)
2013	30m	12,1001	0,1709
2014	30m	12,4643	0,3642
2015	10m	12,4175	-0,0468
2016	10m	12,6714	0,2539
2017	10m	13,9562	1,2848
2018	10m	14,8368	0,8806
2019	10m	15,1429	0,3061
2020	10m	15,2773	0,1344

2.4. Análisis del balance de masas

2.4.1 Método geodésico

En ausencia de mediciones directas de campo, el balance de masas puede ser estimado usando un método indirecto, el cual consiste en medir cambios volumétricos en el tiempo ($\delta h/\delta t$) de varios DEMs representados sobre la superficie del glaciar (Gari *et al.*, 2016), a partir de la diferencia de elevación y superficie en dos momentos determinados (Bamber & Rivera, 2007). Antes de sustraer dos DEM, es crítico que estén corregistrados para asegurar que el cambio de altitud se calcule para puntos del terreno correspondientes. A pesar de un buen co-registro, pueden permanecer sesgos debidos a la estrategia de adquisición (Berthier *et al.*, 2007) o a la creación del DEM (Nuth & 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.

El registro de sucesivos balances de masa con tendencia positiva puede significar un avance del glaciar, y lo opuesto para los que tienen una tendencia negativa. Esto podría resultar entonces en una variación del área del glaciar, inclusive en su frente. Este proceso no se da en forma simultánea con las variaciones del balance de masa, puesto que siempre hay un tiempo de respuesta que puede ser de varios años o incluso décadas, dependiendo de la altura a la que se encuentre un glaciar, o de los cambios de mediano plazo en temperaturas y/o precipitaciones. Es sabido que no todas las regiones del planeta responden de la misma forma, puesto que hay regiones que se calientan en altura, pero enfrián a nivel del mar (Rivera *et al.*, 2016).

2.4.2 Problemas de compatibilidad con otros conjuntos de datos de altura

Para un procesamiento conjunto entre diferentes DEM, la compatibilidad de la referencia horizontal y vertical debe estar asegurada, de lo contrario, podrían aparecer desplazamientos posicionales y/o verticales con una magnitud hasta el rango decámetro.

La altura elipsoidal es la distancia medida a lo largo de la normal de un elipsoide de referencia, al punto en la superficie de la Tierra. El datum vertical del conjunto de datos DEM TanDEM-X 90m es el elipsoide WGS84. La altura ortométrica es la distancia a lo largo de la línea vertical desde un punto de la superficie hasta un geoide de referencia.

El geoide es una superficie equipotencial especificada, definida en el campo de gravedad de la Tierra, que se ajusta mejor, en un sentido de mínimos cuadrados, al nivel medio global del mar (MSL). Es ondulado y continuo, extendiéndose ficticiamente bajo los continentes al mismo nivel, y por definición perpendicular en cualquier punto a la dirección de la gravedad. Cabe señalar que debido a efectos como la presión atmosférica, la temperatura, los vientos y corrientes predominantes y las variaciones de salinidad, el MSL puede apartarse de una superficie equipotencial en un metro o más (NOAA, 2020).²

El geoide al ser una superficie compleja, puede variar hasta 100 metros de altura desde un elipsoide geocéntrico. Por lo tanto, los datums verticales nacionales y regionales de todo el mundo, que están vinculados localmente a MSL, son significativamente diferentes entre sí cuando se consideran a nivel mundial (NOAA, 2020).

En este contexto, los valores de altura representados por otros conjuntos de datos de altura global disponibles gratuitamente (SRTM 1-arcsec, ASTER GDEM2, ALOS World 3D) están referenciados a un geoide en lugar de a un elipsoide, y sus valores de altura deben ser considerados alturas ortométricas. La altura elipsoidal equivale a la suma entre la altura ortométrica y la altura del geoide, definiendo así su relación (Figura 4).

Ellipsoid, Geoid, and Orthometric Heights

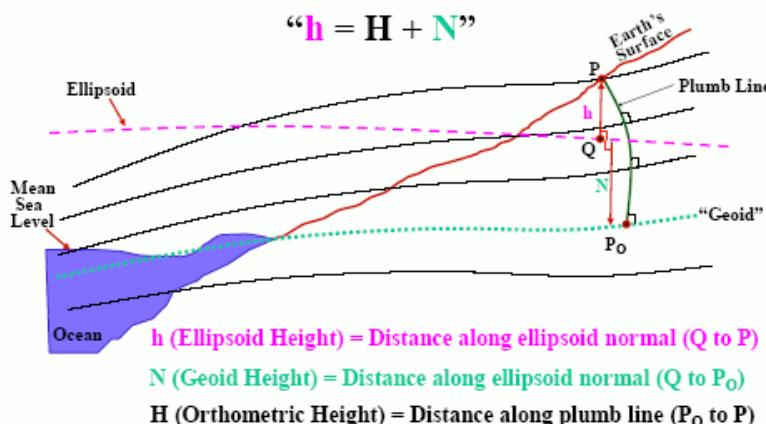


Figura 4. Elipsoide geoide y alturas ortométricas.³

² <https://vdatum.noaa.gov/docs/datums.html>

³ <https://vdatum.noaa.gov/docs/datums.html>

El modelo de geoide utilizado para los conjuntos de datos de altura global antes mencionados es el geoide global EGM96. Si el espaciado de píxeles del DEM y el modelo de geoide no es igual, se debe utilizar la interpolación bilineal para volver a muestrear las ondulaciones del geoide. La conversión de altura elipsoidal a ortométrica o viceversa es matemática simple dada por la fórmula anterior.

2.4.3 Calibración

Como se mencionó en el punto anterior, los problemas de compatibilidad con otros conjuntos de datos de altura pueden traer aparejado errores de desplazamiento horizontal/vertical entre ellos, donde el desplazamiento vertical sesgará el balance de masa. Cuando dos DEM se desplazan horizontalmente, la diferencia de elevación es grande y está claramente relacionada con el aspecto (acimut de la pendiente principal) del terreno (Nuth & Kääb, 2011). Dado que los glaciares generalmente tienen una orientación determinada, sus cambios de elevación serían severamente sesgados si se extraen de los DEM desplazados. Es por ello, que los DEM deben ajustarse primero horizontal y verticalmente.⁴

Para resolverlo aplicamos un programa de código libre, donde se modelan ambos sesgos y se reducen, para permitir una comparación imparcial de los DEMs de a pares, en el área cubierta de hielo (Berthier *et al.*, 2007). En éste caso la idea es desplazar iterativamente de forma horizontal un DEM esclavo por incremento hasta que se alcance un mínimo de la desviación estándar de la diferencia (Figura 5).

Se obtuvo un error RMS (error cuadrático medio) horizontal final de 18,57 m para las imágenes ASTER.

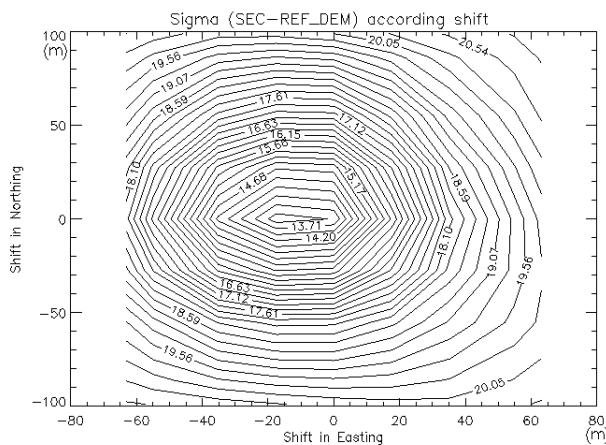


Figura 5. Gráfico asociado a la corrección de la Imagen Aster (2019) - SRTM (en formato PostScript, expresado en metros) donde se ilustran los pasos sucesivos de la minimización.

⁴ <http://etienne.berthier.free.fr>

2.4.4 Línea de nieve y diferencia de espesor

Se determinaron las características del glaciar tales como extensión de hielo, posición y altitud de la línea de nieve (ALN) en diferentes períodos, buscando su relación con la línea de equilibrio o línea de visión (ELA) en cada uno de los MDE elaborados (separación de las zonas de ablación y acumulación). Para ello se utilizaron DEMs ASTER y SRTM, correspondientes a las fechas 2019, 2009 y 2000, así como también un DEM interpolado basado en una distribución de puntos ICESat, el cual se utilizó para suplantar algunos lugares donde la imagen ASTER 2019 no poseía información debido a nubes.

El balance de masa representa la pérdida o ganancia de masa del glaciar (en equivalente de agua) en un período determinado (Lliboutry, 1956), donde se busca comparar dos DEMs de fechas espaciadas al menos cinco años para su determinación, que en nuestro caso, es a través del método geodésico.

En este trabajo se aplicaron tres metodologías distintas para la determinación del ELA y el AAR (de las siglas en inglés, traducido como Radio del Área de Acumulación) con el fin de observar sus resultados y adquirir mejoras en futuros procesos. Por un lado, se implementó el código abierto redactado en Python (Pellitero *et al.*, 2015). La segunda metodología fue mediante la observación en las imágenes satelitales, donde las líneas de nieve se asemejan con las líneas de equilibrio, y corresponderá a la ELA. El tercer proceso aplicado consistió en enmascarar el área y realizar una clasificación supervisada de los hielos, observando la separabilidad entre ellos.

Este dato es sumamente relevante en la perspectiva de analizar cambios interanuales del balance de masa y su vinculación a cambios en la meteorología local, regional y circulación atmosférica general. Al intersectar la ELA con la superficie del glaciar, puede determinarse el denominado índice AAR para el año hidrológico en cuestión. Habitualmente, existe una estrecha relación entre el AAR y el balance de masa resultante (Tabla 3), donde:

Tabla 3. Relación entre AAR y el Balance de masa

AAR < 0.7	Balance de masa < 0
AAR ~ 0.7	Balance de masa = 0
AAR > 0.7	Balance de masa > 0

Fuente: Rivera (2016).

Se considera que la ALN está directamente relacionada a las variaciones del balance de masas de un glaciar y puede utilizarse para sustituir la línea de equilibrio (ELA) en glaciares templados (Rabatel *et al.*, 2008). La altitud de la línea de equilibrio (ELA) de la mayoría de los glaciares ubicados entre 900 y 1200 msnm posee un coeficiente de área de acumulación promedio (AAR) de 0.68 para los 48 glaciares principales del SPI (Aniya, 1999).

La aplicación conjunta de todos los procesos planteados permitió obtener una mayor claridad de los resultados, donde no se optó por sólo uno sino que se aplicaron sucesivamente y en el orden descripto.

2.4.5 Cálculo para el balance de masa total anual

Se denomina balance de masa específico al que es equivalente a la sumatoria resultante de la acumulación y la ablación en cualquier momento a partir de la superficie del verano anterior o "ss" (en inglés *summer surface*). El balance de masa específico es aquí referido para un punto cualquiera del glaciar, como por ejemplo una baliza. Esta medición "discreta" se simboliza con letra minúscula y se expresa con una sencilla ecuación (Ecuación 1).

$$b = c + a \quad (1)$$

Donde b es el balance de masa específico, c es la acumulación y a es la ablación, todos medidos en cualquier punto del glaciar y expresados en volumen equivalente de agua.

Para obtener el balance específico, ya sea anual o estacional, se lo debe integrar a toda la superficie del glaciar. Entonces, al integrarlo sobre toda el área del glaciar se obtiene el balance anual total. Este último corresponde al volumen equivalente de masa total durante un año hidrológico (Rivera *et al.*, 2016). Se procedió entonces a calcular el volumen entre dos DEMs para cada período en cuestión (2019-2009 y 2009-2000) mediante la Ecuación 2:

$$\Sigma [(Z-Z') * X * Y] = \text{Volumen Equivalente} \quad (2)$$

Donde Z es la altura del primer DEM, Z' altura del segundo DEM y $X*Y$ superficie del píxel.

Identificada la línea de nieve se procedió a calcular la diferencia de espesor producida en la zona sobre y bajo la línea de nieve, en base a los DEMs disponibles. Para obtener el balance de masa en equivalente de agua, es necesario conocer la densidad del hielo y de la nieve; en el caso del hielo, se considera que su densidad es constante (900 kg m^{-3}) en toda la superficie de la zona de ablación del glaciar (Oerlemans, 2001; Rabatel *et al.*, 2008). En el caso de la nieve se optó por usar un promedio, dado la dificultad de realizar mediciones directas, en 400 kg m^{-3} (Paterson, 1994; Racoviteanu *et al.*, 2008; Rau *et al.*, 2000).

2.4.6 Análisis de alturas sobre la superficie del área glaciar

La altimetría láser de imágenes compite con el método de interferometría SAR (radar de apertura sintética), siendo ésta una medición directa que genera puntos tridimensionales y requiere un menor esfuerzo manual para el procesamiento de datos.

Con datos de altimetría láser de las misiones ICESat e ICESat-2, se estudiaron alturas sobre la superficie del área glaciar. Se obtuvieron 358 puntos del

instrumento GLAS (*Geoscience Laser Altimeter System*) y ATLAS (*Advanced Topographic Laser Altimeter System*) a bordo del satélite ICESat y ICESat-2 respectivamente, descargados del Centro Nacional de Datos de Hielo y Nieve (NSIDC). Los productos disponibles para el período 2003-2009 y 2018 a la actualidad, son denominados *Global Land Surface Altimetry Data* y *Advanced Topographic Laser*, los cuales fueron pre-procesados y filtrados usando una máscara, ordenándolos según disponibilidad de fechas. Los datos obtenidos de estos instrumentos son distribuidos en formato binario, por lo que, para su procesamiento fueron convertidos a ASCII con la herramienta *Altimetry Elevation Extractor Tool* (NGAT), provista por el NSIDC GLAS.

Tomando puntos de referencia sobre la superficie de cada glaciar (Figura 6) y siguiendo la órbita realizada por el satélite ICESat, se observó la diferencia de elevación entre los años 2000 y 2019 trazando perfiles topográficos. Para esto se usaron los datos obtenidos por el instrumento GLAS, y los Modelos digitales de elevación antes descritos (ASTER, SRTM, TANDEM X y ALOS PALSAR).

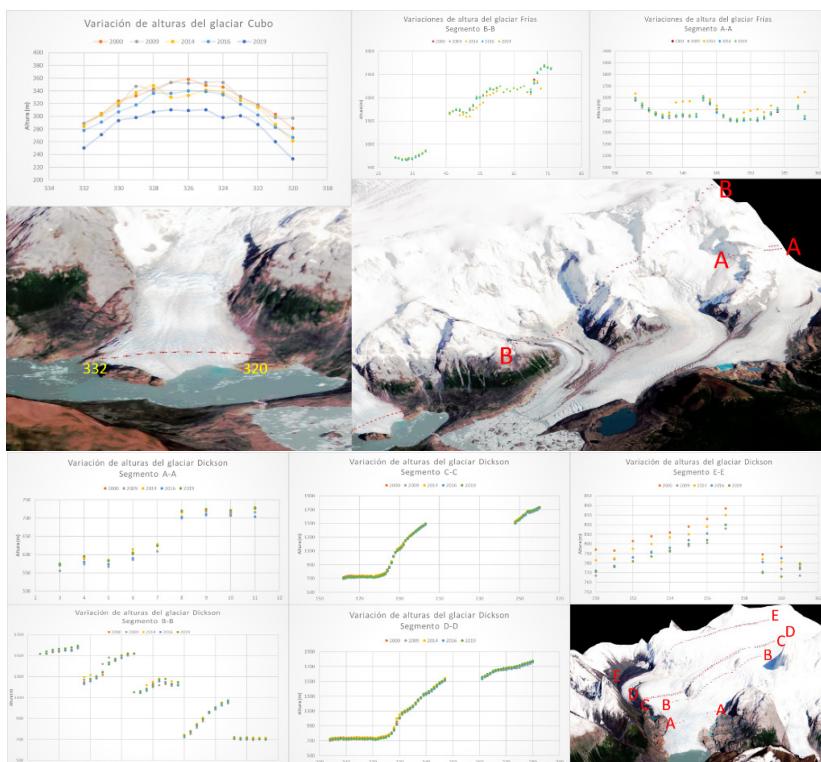


Figura 6. Puntos de control de alturas ICESat sobre los glaciares Cubo y Frías (arriba) y Dickson (abajo).

El gráfico de la Figura 7 muestra la variación de altura en los tres glaciares, las líneas punteadas corresponden a los segmentos completos donde fueron tomados estos datos, insertados sobre una imagen Sentinel 2A con fecha 2019.

Puede observarse que para el glaciar Cubo existe una disminución de la elevación en todo el perfil a lo largo de los años, tendencia que se repite para los tres casos y segmentos tomados.

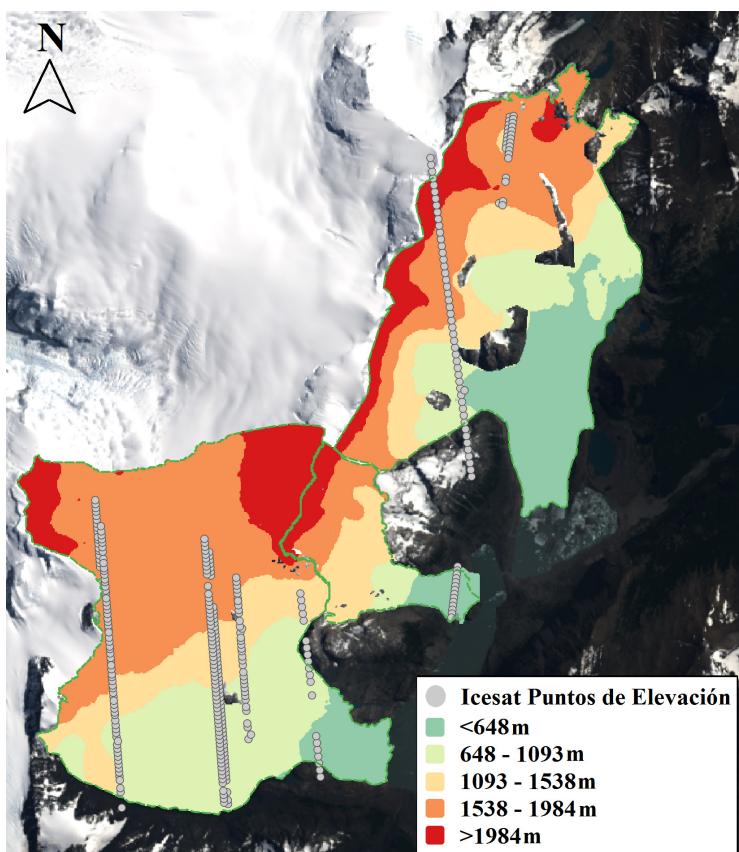


Figura 7. Puntos de elevación sobre DEM SRTM.

2.5 Análisis de velocidad del flujo del hielo

La velocidad de los glaciares es una parte vital del monitoreo de los glaciares y la comprensión de la dinámica del sistema glaciar, así como su contribución al nivel global del mar. Los datos satelitales son una herramienta perfecta para monitorear la velocidad de los glaciares en grandes áreas. Mediante los resultados de velocidad de flujo de hielo medidos en dos fechas distintas, se busca establecer una relación entre las velocidades y un retroceso acelerado de los glaciares, como se ha demostrado anteriormente en otras zonas

(Melkonian *et al.*, 2013; Sakakibara *et al.*, 2013). La velocidad presenta variaciones lógicas durante el período entre estaciones: durante la temporada de verano es mayor que en el invierno (Nascetti *et. al.*, 2016). Por lo tanto, puede relacionarse con comportamientos de mayor fusión del hielo. Asimismo, estos resultados proveen datos de velocidad de desplazamiento sobre glaciares que han sido estudiados muy poco y que luego podrán ser utilizados como referencia para futuros estudios.

Se utilizan comúnmente dos métodos para derivar la velocidad del flujo de hielo a partir de los datos del satélite: interferometría SAR y seguimiento de características entre adquisiciones consecutivas, conocido por su nombre en inglés *offset tracking*. En esta investigación, se hace uso de este último método para obtener un resultado que indique cómo el glaciar se desplaza y actúa en relación con su contexto.

La técnica de *offset tracking* busca patrones coincidentes en ambas imágenes dentro de un área determinada; la imagen a tiempo t se compara con la correspondiente imagen al cabo de un cierto intervalo de tiempo Δt y se calcula el valor de la correlación cruzada normalizada. Se asume que el desplazamiento medio del hielo corresponde al vector definido por la posición con máxima correlación. En primer lugar, se debe considerar un píxel p que tiene las coordenadas (x, y) en la primera imagen; este píxel se convertirá en un punto de control, dentro del bloque de referencia de NxN, en nuestro caso una grilla de 10x10 (en pixeles). En la segunda imagen, el sistema crea una ventana de búsqueda con el tamaño MxM que es el área donde la plantilla de búsqueda tiene que encontrar el equivalente focal “punto de control”.

Se observa en la Ecuación 3:

$$P_s = P_m + \int_{t_m}^{t_s} v(t) dt + \delta p_{po} \quad (3)$$

Donde p_m y p_s son las posiciones en las imágenes master y slave, $v(t)$ es la función desconocida de la velocidad del hielo, t_m y t_s son los tiempos de adquisición de las imágenes master y slave respectivamente y δp_{po} es el offset residual no compensado por el modelo (Euillard, 2016). Por último, el sistema calcula el índice de correlación cruzada en los diferentes píxeles y elige el píxel con el valor más alto. De esa manera, se estima el movimiento del glaciar entre las imágenes master y slave en las direcciones de rango y azimut (Gari, 2018).

Se utilizaron para este análisis cuatro pares de imágenes Sentinel 1A de los meses estivales entre los años 2017 y 2020, con 24 días de diferencia temporal, las cuales fueron corregidas a nivel orbital, corregistradas y recortadas (Tabla 4). Se seleccionó esta diferencia temporal debido a que las velocidades del hielo de uno de los glaciares bajo estudio, el glaciar Frías es demasiado baja como para poder hacer seguimiento de patrones en un intervalo menor al propuesto. El modo de adquisición de las imágenes es IW (Interferometric Wide) y el tipo de producto es GRDH (proyectado a terreno). Los vectores de la órbita proporcionados en los metadatos de un producto de SAR generalmente no son precisos y pueden refinarse con los archivos de órbita que están disponibles

entre días a semanas después de la generación del producto. El archivo de órbita proporciona información sobre la posición y la velocidad del satélite. Con base en estos datos, se actualizan los vectores de estado de la órbita en los metadatos del producto.⁵ Se toma como base de co-registro el DEM SRTM de 1 arcsec de manera de alinear los píxeles de cada imagen y aproximar los corrimientos entre ellas, logrando una corrección más precisa. Se estima entonces el polinomio de corrección, se interpolan las velocidades y se resamplea la geometría de la imagen slave a la master. Si el corrimiento excede el máximo establecido por el usuario, el punto queda marcado como un *outlier*.⁶

Tabla 4. Imágenes SAR utilizadas para el análisis de la velocidad superficial del hielo

<i>Denominación de la imagen</i>	<i>Fecha de adquisición</i>
S1A_IW_GRDH	2 de marzo de 2017
S1A_IW_GRDH	26 de marzo de 2017
S1A_IW_GRDH	7 de febrero de 2018
S1A_IW_GRDH	3 de marzo de 2018
S1A_IW_GRDH	10 de marzo de 2019
S1A_IW_GRDH	3 de abril de 2019
S1A_IW_GRDH	4 de marzo de 2020
S1A_IW_GRDH	28 de marzo de 2020

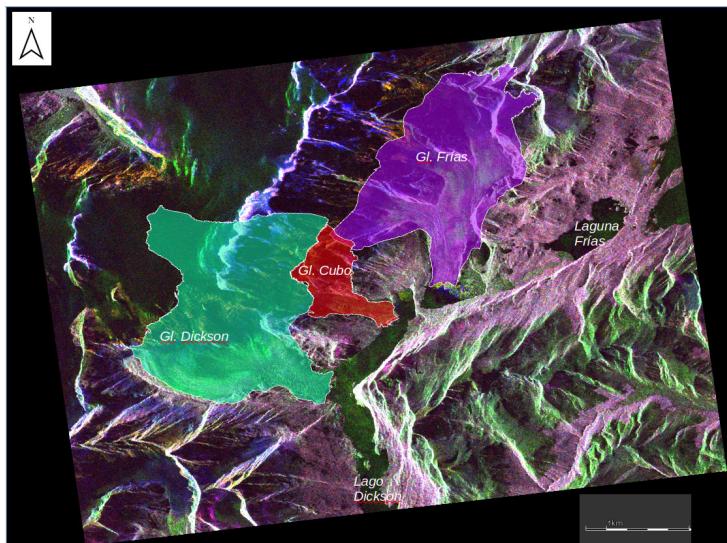


Figura 8. Límites de los tres glaciares de estudio sobre una imagen radar en RGB que combina información de amplitud en distintas polarizaciones.

⁵ <https://forum.step.esa.int/t/offset-tracking-how-does-the-algorithm-operates/15365>

⁶ <https://rus-copernicus.eu/portal/the-rus-library/learnby-yourself>

Con el objetivo de analizar únicamente el área correspondiente al hielo de ablación y, a su vez, permitir acortar los tiempos de procesamiento, se aplicaron las máscaras obtenidas anteriormente (Figura 8). Según Mouginot y Rignot (2015) las velocidades de flujo máximas de los glaciares Frías y Dickson corresponden a 0.8 m/d y 2.4 m/d. Estos datos de velocidades máximas diarias son necesarios para el estudio del seguimiento de patrones ya que se debe establecer una velocidad de desplazamiento máxima en cada glaciar, para que de esta forma el software pueda descartar los píxeles *outliers*. Siendo que no se encontraron en la bibliografía datos de velocidad para el glaciar Cubo, no se lo consideró para el presente estudio.

2.6 Meteorología

Se utilizaron datos de temperaturas y precipitaciones anuales del portal del proyecto Predicción de los recursos energéticos mundiales (POWER por sus siglas en inglés) que se inició para mejorar el conjunto de datos de energía renovable actual y crear conjuntos de datos a partir de nuevos sistemas de satélites. Los datos corresponden a temperaturas mínimas y máximas anuales promediadas, y al promedio de precipitaciones invernales (entre mayo y agosto) de los años con datos disponibles (1981-2019). Estas tendencias se pueden ver gráficamente en las Figura 9, Figura 10 y Figura 11. El modelo busca asimilar y optimizar datos de observación y estimaciones de variables atmosféricas.

Asimismo, se extrajo del portal de la Dirección Meteorológica de Chile (DGAC-DMC),⁷ información sobre las precipitaciones ocurridas durante el invierno en los últimos años suministrada por la estación meteorológica del Lago Dickson, cuya ubicación es la más cercana a la zona de Escondidos, ubicada a la ribera de este lago y con coordenadas -50.8227 latitud, -73.1125 longitud (Figura 12). También se utilizó información provista por el sistema de datos en línea Giovanni (Acker, 2007), desarrollado y mantenido por NASA GES DISC (Figura 11).

En el clima de la región influyen también los fenómenos de El Niño u Oscilación del Sur (ENSO), asociados con una franja de agua caliente que se crea en el Pacífico ecuatorial (Schoolmeester *et al.*, 2018). Se ha demostrado que existe una relación entre los fenómenos ENSO y los cambios relevantes de temperatura y precipitación (Goldberg *et al.*, 1987) que a su vez se relacionan íntimamente con el retroceso de los glaciares. En función de la ubicación e influencia de estos fenómenos, la precipitación puede cambiar notablemente, con una reducción o aumento en los volúmenes anuales (Garreaud, 2009).

Respecto a las temperaturas mínimas y máximas anuales se observa que a pesar de tener una tendencia negativa (disminución de las temperaturas promedio en el tiempo), el retroceso glaciar continúa siendo positivo. En el segundo período se observa que un aumento en la temperatura a partir del 2014 podría provocar una aceleración en el retroceso a partir del año siguiente.

⁷ <http://explorador.cr2.cl/>

No puede decirse lo mismo para el primer período ya que no se cuenta con datos anteriores a 1981. Esto sucede tanto para el promedio de las temperaturas máximas y mínimas anuales como estivales.

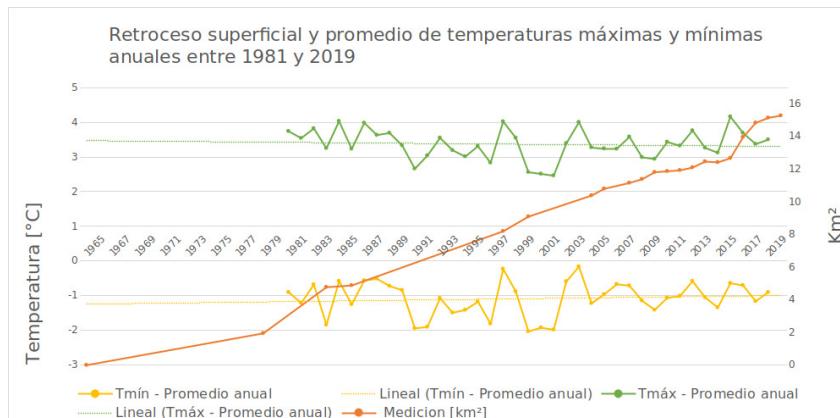


Figura 9. Gráfico combinado del retroceso superficial 1965-2020 y el promedio de temperaturas máximas y mínimas anuales 1981-2019. En verde: temperatura máxima promedio anual (1981-2019). En amarillo: temperatura mínima promedio anual (1981-2019). En naranja: retroceso superficial (1965-2020).

Fuente: POWER-NASA.⁸

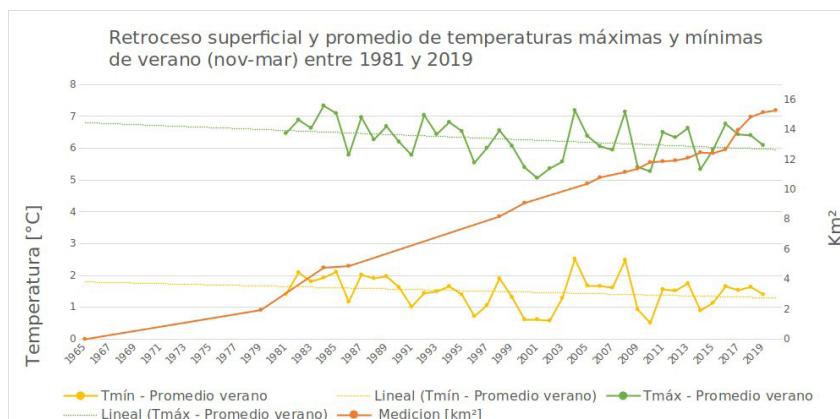


Figura 10. Gráfico combinado del retroceso superficial 1965/2020 y promedio de temperaturas máximas y mínimas durante los meses de verano (enero-febrero-marzo-noviembre-diciembre) 1981/2019.

Fuente: POWER-NASA.⁹

⁸ <https://power.larc.nasa.gov/data-access-viewer/>

⁹ <https://power.larc.nasa.gov/data-access-viewer/>

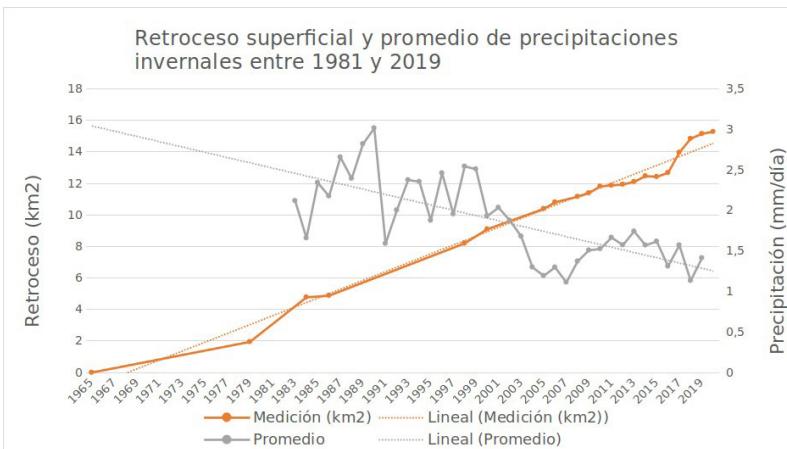


Figura 11. Gráfico combinado del retroceso superficial 1965-2020 y promedio de precipitaciones invernales (mayo-junio-julio-agosto) 1981-2019.

Fuente: Giovanni online data system.¹⁰



Figura 12. Gráfico de precipitaciones promedio anuales tomadas en la estación meteorológica del lago Dickson durante los años 2010 y 2019.

Fuente: Dirección Meteorológica de Chile.¹¹

No se observa una relación directa entre la caída de precipitación invernal y la aceleración del retroceso. En cambio, los datos de la estación meteorológica del Lago Dickson indican una disminución de las precipitaciones promedio anuales en la zona a partir del año 2015 de forma continua, lo que coincide con un retroceso acelerado. Se observa una disminución de las precipitaciones invernales totales a partir del 2000 en comparación con las de dos décadas atrás.

A partir de datos históricos (Figura 13) de eventos ENSO obtenidos de la agencia NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration) se pudo observar una mayor frecuencia de eventos La Niña para los períodos donde los balances de masa fueron negativos (2009-2000, 2019-2009). Al mismo tiempo las mayores tasas de retroceso se dieron en esta fase del fenómeno.

¹⁰ <https://giovanni.gsfc.nasa.gov/giovanni/>

¹¹ <http://explorador.cr2.cl/>

La fase Niña se caracteriza por precipitaciones por debajo del promedio y temperatura del aire más baja que el promedio para los Andes subtropicales (Garreaud, 2009) que afecta al año completo. A su vez, los registros de precipitaciones interanuales han arrojado un descenso de los montos totales en las últimas décadas como se observa en la Figura 11 y Figura 12. Esto sugiere que las condiciones de menor precipitación pueden estar afectando el balance de masa de los glaciares medida en los meses de verano.

El Niño - 26				La Niña - 23		
Weak - 11	Moderate - 7	Strong - 5	Very Strong - 3	Weak - 11	Moderate - 5	Strong - 7
1952-53	1951-52	1957-58	1982-83	1954-55	1955-56	1973-74
1953-54	1963-64	1965-66	1997-98	1964-65	1970-71	1975-76
1958-59	1968-69	1972-73	2015-16	1971-72	1995-96	1988-89
1969-70	1986-87	1987-88		1974-75	2011-12	1998-99
1976-77	1994-95	1991-92		1983-84	2020-21	1999-00
1977-78	2002-03			1984-85		2007-08
1979-80	2009-10			2000-01		2010-11
2004-05				2005-06		
2006-07				2008-09		
2014-15				2016-17		
2018-19				2017-18		

Figura 13. Datos históricos de eventos El Niño y La Niña.¹²

3. Resultados

3.1 Retroceso superficial

Desde el primer año de medición, este conjunto de glaciares indica un retroceso lineal positivo de sus frentes, con algunas épocas más aceleradas como entre los años 1981 y 1985, y entre 2016 y 2019 (Figura 14). Los datos fueron extraídos de las mediciones que se detallan en la Tabla 1.

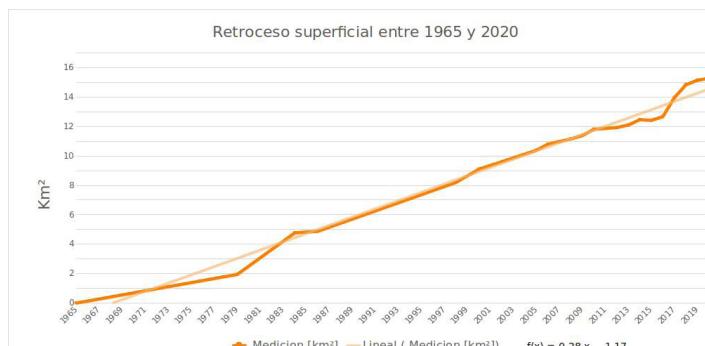


Figura 14. Retroceso superficial de los Glaciares Escondidos entre 1965 y 2020 medido en km² (en naranja oscuro) y línea de tendencia lineal con pendiente positiva (naranja claro).

¹² <https://ggweather.com/enso/oni.htm>

A partir de mediciones del área total del conjunto de glaciares realizadas sobre la base de los polígonos extraídos del sitio GLIMS, con la correspondiente modificación para cada período, se extraen los valores del área total de los años 2000, 2011 y 2019. Estos fueron seleccionados ya que corresponden al mismo período de adquisición de los modelos digitales de elevación que se utilizaron para el análisis de balances de masa. En el año 2000 la superficie total de los glaciares Escondidos era de 122,75 km², en el 2011 era de 115,54 km² y en el 2019 disminuyó a 107,62 km² (Figura 15).

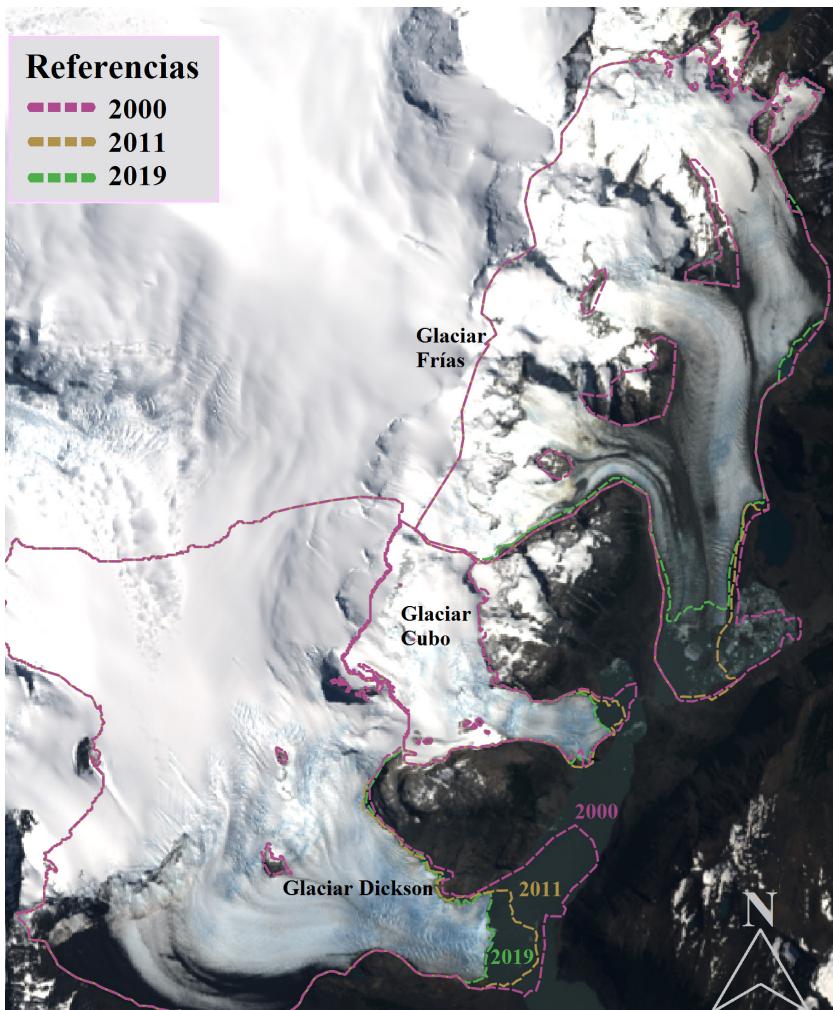


Figura 15. Retroceso superficial en Glaciares Escondidos 2000-2019.

3.2 Balance de masa

La altitud promedio de los puntos tomados en la línea de nieve (Figura 16) en el glaciar Frías es de 1283 msnm para 2019, a diferencia de los 1176 msnm medidos para el 2000. De igual manera sucede con el glaciar Dickson, donde se obtuvo 1212 msnm para 2019, a diferencia de los 1120 msnm medidos para el 2000. El glaciar Cubo ha tenido un cambio importante en este sentido, donde su variación fue aún más considerable, siendo de 1 210 msnm para 2019, comparado con los 946 msnm medidos para el año 2000.

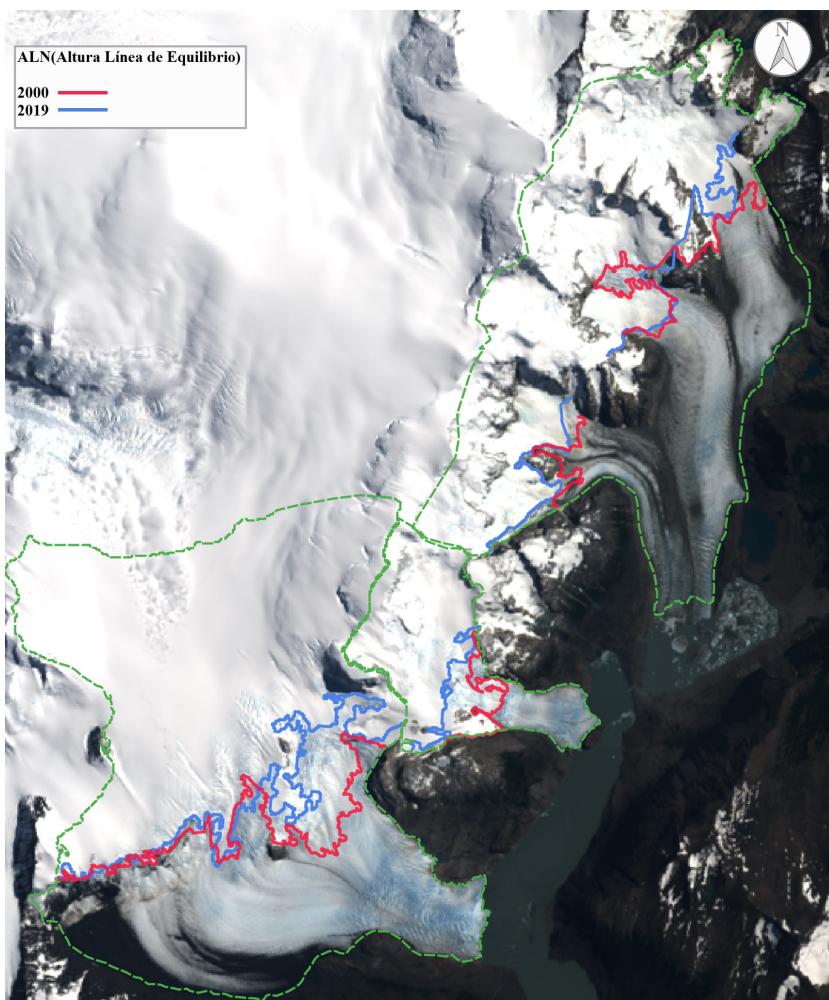


Figura 16. Altitud de la línea de nieve en Glaciares Escondidos.

Según se observa en la Tabla 5, ocurre una disminución del área total entre los períodos estudiados, con una redistribución de superficies entre la zona de ablación y acumulación, debido al movimiento ascendente en altura de la ALN vista anteriormente. Hay una relación directa entre el AAR y la variación del área, así como también la velocidad con la que retrocede pudiéndose observar esto en el caso de los glaciares Frías y Dickson por estar debajo de los 0,7 AAR teóricos.

Tabla 5. Variación de Área y AAR (relación entre el área de acumulación y el total)

Glaciar	2000			2011			2019		
	Dickson	Cubo	Frías	Dickson	Cubo	Frías	Dickson	Cubo	Frías
Area (km ²)	61,838	10,502	50,4094	58,4746	10,173	46,8925	56,9748	9,6716	40,9771
AAR	0,59	0,73	0,53	0,6	0,77	0,531	0,58	0,66	0,56

El balance de masas de los Glaciares Escondidos medidos a partir de tres Modelos Digitales de Elevación es negativo para los últimos 19 años, como puede verse en la Figura 17. Esta tendencia se corrobora con distintas mediciones de retroceso realizadas en imágenes Landsat y Sentinel de distintos años, sobre la morena central del glaciar (Ortone *et al.*, 2020).

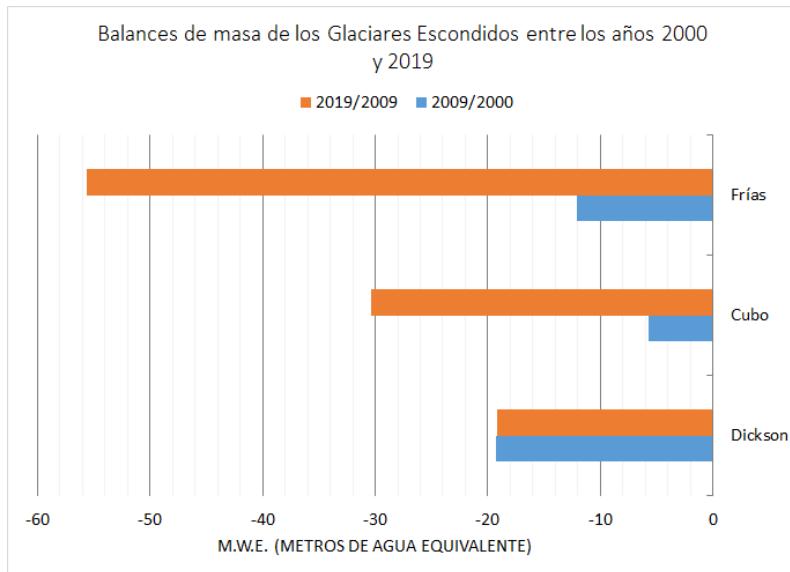


Figura 17. Balance de masas entre los años 2019-2009 y 2009-2000.

Presentamos los cambios en la masa de los Glaciares Escondidos entre 2000 y 2019 utilizando series de tiempo de DEMs derivados de imágenes estereoscópicas ASTER, y radar SRTM y Alos Palsar.

El balance de masa total durante este período para los Glaciares Escondidos fue de $-0,126 \pm 0,032$ gt/año (gigatonelada/año) equivalente a $-7,49 \pm 0,89$ mwe/año (donde mwe es metros de agua equivalente). Se registra para el glaciar Cubo $-0,007 \pm 0,001$ gt/año, en tanto, para el glaciar Dickson $-0,051 \pm 0,01$ gt/año ($-2,028 \pm 0,52$ mwe/año) y el glaciar Frías $-0,067 \pm 0,01$ gt/año ($-3,56 \pm 0,91$ mwe/año).

Se observa una variación negativa en la altura promedio en el glaciar Cubo de 3,84 m/año, del glaciar Frías de 5,63 m/año, y el glaciar Dickson de 4,84 m/año siendo estos valores superiores al promedio de la zona, ubicados entre 1,4 y 3,4 m/año y un adelgazamiento máximo de 7,6 m/año (Rivera y Casassa, 2004).

3.3 Velocidad de flujo

Las velocidades de flujo alcanzadas (Figura 18) para el período del 2017 son las mayores en el glaciar Dickson con una precisión a nivel subpíxel. Esto último

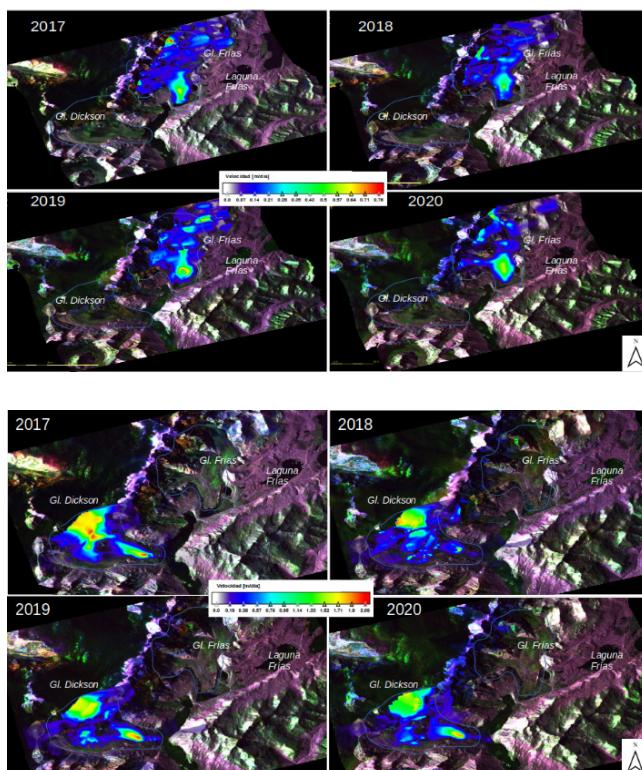


Figura 18. Velocidad de desplazamiento superficial del hielo sobre el glaciar Dickson (arriba) y Frías (abajo) entre los años 2017 y 2020 expresado en metros por día.

se debe al resampling de pixeles a través de un valor de sobre muestreo, o *oversampling* en inglés, que el usuario ingresa para lograr una mayor cantidad de muestras en frecuencia y mejorar la precisión a un valor menor al del tamaño del pixel, en este caso menor a 10 metros.

Sin embargo, no sucede lo mismo para el glaciar Frías, el cual mantiene su velocidad superficial casi constante en los años de estudio. En ambos casos los resultados se encuentran dentro del rango de velocidades esperado e indican que las mayores velocidades (en rojo) se encuentran en la lengua central donde confluyen los tributarios de cada glaciar, añadiendo robustez al resultado.

4. Conclusiones

4.1 Retroceso superficial

Hay dos períodos de mayor retroceso, un primero entre los años 1981 y 1985, y un segundo entre 2016 y 2019 que se pueden distinguir fácilmente por una mayor pendiente en la curva de la Figura 14. De todos modos, el segundo período corresponde a una tasa de retroceso superficial de mayor amplitud que el primero, lo cual se puede corroborar con los datos de la Tabla 2. Esto también se verifica al analizar el retroceso superficial medido en los años 2000, 2011 y 2019. Entre el 2000 y el 2011 el retroceso es de algo más de $0,5 \text{ km}^2$ por año. Mientras que en el último período, la superficie total de Escondidos pierde casi 1 km^2 por año. Esto indica que el retroceso se está acelerando en el tiempo.

4.2 Balances de masa

Se pudo diferenciar la ubicación de la línea de nieve de fin del verano y su altura (ALN), la cual es el límite inferior de la zona de acumulación y por ende donde empieza la zona de ablación. Respecto a la metodología de su obtención, resulta práctico realizar una clasificación supervisada de los hielos. El apoyo en imágenes satelitales observando la separabilidad entre ablación y acumulación también es factible. Es considerable la incertidumbre al estimar los límites de las zonas de ablación y acumulación que puedan surgir de la delimitación del polígono, sin embargo, el método indirecto utilizado en el presente trabajo sirve como complemento para verificar futuros datos de terreno. La sucesión y combinación de los tres procesos planteados resultó beneficiosa al momento de la definición de los polígonos.

Se observa un leve aumento en la AAR del glaciar Frías. Se espera que al montarse sobre tierra por completo este valor se incremente ligeramente. El glaciar Dickson continúa en retroceso. El glaciar Cubo ha aumentado significativamente su área de ablación, así como su AAR ha disminuido, lo cual es esperable y en consecuencia es posible que en los siguientes años su tasa de retroceso también aumente.

El análisis del subperíodo (2000-2009 *versus* 2009-2019) reveló una pérdida de masa aún más acelerada para este grupo de glaciares.

Se observa que, a través del retroceso superficial y el balance de masa total medido por métodos geodésicos, es posible cuantificar también las pérdidas de masa por producción de témpanos (*calving*). A su vez, es coincidente con las mediciones y la evolución temporal de las velocidades de los glaciares.

De acuerdo a los resultados obtenidos, el balance negativo del glaciar Frías fue el que más aumentó en el segundo período analizado, con iguales resultados para el glaciar Cubo, mientras que el glaciar Dickson mantuvo su tasa igual estable.

La utilización de datos de altimetría láser en este tipo de estudios resulta adecuada debido a las grandes áreas que abarcan los glaciares sobre los cuales la toma de datos a campo lleva no solo mucho tiempo sino también elevados costos. El monitoreo de la dinámica de glaciares con los productos ICESat complementa la información y sirve como punto de referencia o control al momento de elaborar los modelos digitales de elevación, ya que es una fuente confiable debido a su precisión, cuyos objetivos están relacionados directamente con la cuantificación del balance de masa de las capas de hielo terrestre, entre otros. A pesar de no contar con mayor distribución de puntos en el área, éstos fueron suficientes como para lograr un producto confiable a partir de una interpolación de los mismos que compensara zonas donde no se contaba con información.

4.3 Velocidad superficial del hielo

Del análisis se puede concluir que la mayor velocidad de flujo de hielo sobre el glaciar Dickson para el año 2017 coincide con un período de mayor retroceso indicado en el gráfico de la Figura 3, lo cual reafirma la hipótesis de Melkonian (2013), Sakakibara *et al.* (2013) y Nascetti *et al.* (2016). No sucede lo mismo con el glaciar Frías, el cual mantiene su velocidad superficial casi constante durante los años bajo estudio, sugiriendo que la velocidad superficial del hielo no puede tomarse como único factor para indicar aceleraciones en el retroceso y que, además, depende de cada glaciar. De hecho, las velocidades en superficie de desplazamiento de los glaciares dependen del espesor del hielo y de la deformación de éste según la ley de flujo del hielo, de la carga que representa el detrito incorporado con sus respectivas densidades, de la pendiente de la base y de la velocidad de deslizamiento en la base (Geoestudios, 2008). En este estudio, podría tomarse como referencia de la dinámica del glaciar Dickson y sería interesante contar con una serie temporal mayor.

De todos modos, esta técnica remota es útil para evaluar la dinámica del movimiento glaciar. Las técnicas de offset tracking, tracking de coherencia e interferometría SAR son complementarias para este estudio. Definir una estrategia para el mapeo del flujo de un glaciar depende de su tamaño, orientación, y velocidad de flujo, la resolución espacial requerida y precisión, el tiempo computacional y la disponibilidad de datos radar. En general, una aproximación combinada de estas técnicas es la forma más eficiente de determinar el movimiento. Una gran ventaja del *offset tracking* es que puede

ser empleado en zonas con baja coherencia, limitación para las demás técnicas. Además, puede medir el movimiento en ambas direcciones de azimut y rango, pero como desventaja no es tan preciso como la interferometría SAR (Strozzi, 2002).

4.4 Análisis meteorológico

Respecto a las precipitaciones, se consideraron otras fuentes además de los datos del proyecto POWER-NASA, ya que se nota una marcada disminución de los valores de los últimos dos años que pueden ser producto de datos erróneos. Para ello se analizó la información suministrada por el sistema online de Giovanni y la estación meteorológica del lago Dickson. Estos últimos muestran una tendencia negativa en los datos de precipitación, tanto para los meses invernales como para el promedio anual, al contrario de los datos del proyecto POWER-NASA y por tanto, se toman como válidos.

Estas diferencias pueden estar originadas debido a las distintas fuentes de datos para cada análisis, siendo la más confiable la información *in situ*. De aquí se concluye, además, la necesidad de contar con estaciones meteorológicas situadas en las zonas de interés, siendo este área de tan variada climatología.

La mayor frecuencia de fenómenos El Niño/Oscilación del Sur (ENOS), han tenido un rol significativo en la variabilidad interanual de las precipitaciones y temperaturas (Rivera *et al.*, 2000). Estudios a lo largo de las últimas décadas han establecido la relación existente entre el cambio climático y el aumento en la frecuencia, intensidad, duración y patrón de desarrollo de El Niño (ENOS) (Ariza, 2015). Al mismo tiempo, han demostrado que una mayor frecuencia de eventos La Niña en la década de 1990 ha fortalecido los balances de masa negativos. A su vez, las mayores tasas de retroceso coinciden con años Niña y la disminución de precipitaciones, variaciones de temperaturas y los balances de masa para los períodos estudiados pueden relacionarse con los balances de masa negativos observados para los glaciares escondidos en este período donde la frecuencia de esta fase del ENSO es alta en relación a la fase El Niño.

Existe estrecha relación entre el balance de masa de un glaciar y la ausencia o presencia de fenómenos ENSO (Rivera, 2000), siendo positivo en años Niño y negativo en años Niña, aunque existen diferencias en las respuestas de los glaciares y no dependen exclusivamente del clima, sino de una combinación de factores climáticos, topográficos y glacio-dinámicos donde cada glaciar tiene sensibilidades diferentes. Esto podría explicar las diferencias observadas entre los retrocesos de los tres glaciares.

Las proyecciones climáticas para las próximas décadas muestran que estos eventos se intensificarán y aumentarán su frecuencia al mismo tiempo que se prevé un incremento de eventos climatológicos extremos debido al actual proceso de cambio climático (Intergovernmental Panel on Climate Change — IPCC, 2007). En este contexto global, la evidencia que existe de la relación entre el cambio climático, la frecuencia e intensidad de eventos ENSO y el retroceso de glaciares, visto en las variaciones en el balance de masas y tasas de retroceso,

sitúan a los glaciares como buenos indicadores ambientales, no solo para el presente sino también para establecer proyecciones climáticas futuras a partir del monitoreo actual e histórico.

La comparación de modelos digitales de elevación, e imágenes ópticas revelan altas tasas de adelgazamiento para todas las áreas de ablación de los glaciares.

Utilizar técnicas combinadas y complementarias proporciona un marco amplio y confiable para analizar el presente y predecir los cambios a futuro. Contar con el acceso a ellas resulta fundamental para seguir generando información robusta que sirva de base para estudios próximos y ayudar en una eficiente gestión de los recursos.

Bibliografía

- Jaber, A., W., Rott, H., Floricioiu, D., Wuite, J., & Miranda, N. (2019). Heterogeneous spatial and temporal pattern of surface elevation change and mass balance of the Patagonian ice fields between 2000 and 2016, *The Cryosphere*, 13, 2511-2535. <https://doi.org/10.5194/tc-13-2511-2019>
- Acker, J. G., & Leptoukh, G. (2007). Online Analysis Enhances Use of NASA Earth Science Data. *Eos, Transaction AGU*, 88 (2), 14-17. <https://doi.org/10.1029/2007EO020003>
- Aniya, M. (1999). Recent glacier variations of the Hielos Patagónicos, South America, and their contribution to sea-level change. *Arctic and Alpine Research*, 31(2), 165-173.
- Ariza, J. G. (2015). Impacto sobre el bienestar social atribuido al fenómeno El Niño (ENOS) y al proceso de cambio climático. Un análisis sobre el mercado de energía colombiano. *Revista Lebret*, (6), 61-86. <https://doi.org/10.15332/rl.v0i6.1450>
- Bamber, J., & Rivera, A. (2007). A review of remote sensing methods for glacier mass balance determination. *Global and Planetary Change*, 59 (1-4), 138-148. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2006.11.031>
- Berthier, E., Yves, A., Rajesh, K., Sarfaraz, A., Wagnon, P., & Chevallier P. (2007). Remote sensing estimates of glacier mass balances in the Himachal Pradesh (Western Himalaya, India). *Remote Sensing of Environment*, 108 (3), 327-338, <https://doi.org/10.1016/j.rse.2006.11.017>
- Eulliades, L., Eulliades P., Riveros, N., Masiokas, M., Ruiz, L., Pitte, P., Elefante, S., Casu, F., & Balbarani, S. (2016). Detection of glaciers displacement time-series using SAR. *Remote sensing of Environment*, 184, 188-198. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2016.07.003>
- Ferreira, J., Solorza, R., Teverovsky, S. & Soldano, A. (2021). Estimación de dirección y velocidad superficial en glaciares de la Patagonia Austral utilizando datos de la constelación SIASGE. XI Congreso Argentino de Tecnología Espacial, 7-9 de abril.
- Gari J., Ortone Lois, A., Fernandez, D., Macote, Yparraguirre E., Cook L., Pilato G., & Sedeño, A. (2016). Estimación del balance de masas del Glaciar Upsala entre los Años 1985 y 2016. XVII Simposio SELPER, 7-11 de noviembre, Puerto Iguazú, Misiones, Argentina.
- Gari, J., Ortone Lois, A., Pilato, G., Macote Yparraguirre; E., & Cook, L. (2018). Estimación de la velocidad de desplazamiento del hielo en el glaciar Upsala mediante

- imágenes SAR, IX Congreso de la Ciencia Cartográfica, 24-26 de octubre, Ciudad Autónoma de Buenos Aires, Argentina.
- Garreaud, R. D. (2009). The Andes climate and weather. *Advances in Geosciences*, 22, 3-11. <https://doi.org/10.5194/adgeo-22-3-2009>
- Goldberg, R. A., Tisnado G., & Scofield R. A. (1987). Characteristics of extreme rainfall events in northwestern Peru during 1982-1983, El Niño period. *Journal of Geophysical Research*, 92, (C13), 14225-14241. <https://doi.org/10.1029/JC092iC13p14225>
- Heid, T. (2011). Deriving glacier surface velocities from repeat optical images [Tesis Doctoral, Universidad de Oslo]. Recuperado de https://www.kiss.caltech.edu/papers/surface/papers/1156_Heid_materie.pdf
- Herreid, S. & Pellicciotti, F. (2020). The state of rock debris covering Earth's glaciers. *Nature Geoscience*, 13, 621-627. <https://doi.org/10.1038/s41561-020-0615-0>
- Intergovernmental Panel on Climate Change (2007). Summary for Policymakers. In: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Solomon, S.; D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K. B. Averyt, M. Tignor & H.L. Miller (Eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Lliboutry, L. (1956). *Nieves y glaciares de Chile. Fundamentos de glaciología*. Ediciones de la Universidad de Chile, Santiago de Chile.
- Marden, C., & Clapperton, C. (1995). Fluctuations of the South Patagonian Ice field during the last glaciation and the Holocene. *Journal of Quaternary Science*, 10(3), 197-209. <https://doi.org/10.1002/jqs.3390100302>
- Martinic, M. (2010). ¿Un enigma histórico-geográfico resuelto? La intercomunicación de las cuencas hídricas del Paine y Lago Argentino. *Magallania*, 38(2), 27-40. <http://dx.doi.org/10.4067/S0718-22442010000200002>
- Melkonian, A., Willis, M., Pritchard, M., Rivera, A., Bown, F. & Bernstein, S. (2013). Satellite-derived volume loss rates and glacier speeds for the Cordillera Darwin Icefield, Chile. *The Cryosphere*, 7, 823-839. <https://doi.org/10.5194/tc-7-823-2013>
- Mouginot J., & Rignot E. (2015). Ice motion of the Patagonian Icefields of South America: 1984-2014. *Geophysical Research Letters*, 42(5), 1441-1449. <https://doi.org/10.1002/2014GL062661>
- Nascetti, A., Nocchi, F. R., Camplani, A., Rico, C. D., & Crespi, M. G. (2016). Exploiting Sentinel-1 amplitude data for glacier surface velocity field measurements: feasibility demonstration on Baltoro Glacier. *The International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences*, 783-788. <https://doi.org/10.5194/ISPRS-ARCHIVES-XLI-B7-783-2016>
- Neuenschwander, A. (2021). *NASA's Applied Remote Sensing Training Program*. Universidad de Texas en Austin.
- Nuth, C., & Kääb, Andreas. (2011). Co-registration and bias corrections of satellite elevation data sets for quantifying glacier thickness change. *The Cryosphere*, 5 (1), 271-290. <https://doi.org/10.5194/tc-5-271-2011>
- Oerlemans, J. (2001). *Glaciers and Climate Change*. CRC Press.
- Ortone, A., Pilato, G., Gari, J., Barrios, A., & Macote Yparraguirre E. (2020). Dinámica del movimiento en los Glaciares Escondidos del CHPS. X Congreso de la Ciencia Cartográfica, 4-6 de noviembre, on-line.
- Paterson, W. S. B. (1994). *The Physics of Glaciers*, 3rd ed.; Pergamon: Oxford.

- Pellitero R., Brice R. Rea, Spagnolo M., Jostein Bakke, Ivy-Ochs S., Hughes P., Sven Lukas, Ribolini A. (2015). A GIS tool for automatic calculation of glacier equilibrium-line altitudes. *Computers & Geosciences*, 82, 55-62.
<https://doi.org/10.1016/j.cageo.2015.05.005>
- Rabatel, A., Dedieu, J., Thibert, E., Letréguilly, A. & Vincent, C. (2008). 25 years (1981-2005) of equilibrium-line altitude and mass-balance reconstruction on Glacier Blanc, French Alps, using remote-sensing methods and meteorological data. *Journal of Glaciology*, 54 (185), 307-314. <https://doi.org/10.3189/002214308784886063>
- Racoviteanu, A., Williams, M., & Barry, R. (2008). Optical Remote Sensing of Glacier Characteristics: A Review with Focus on the Himalaya. *Sensors 2008*, 8 (5), 3355-3383. <https://doi.org/10.3390/s8053355>
- Rau, F., Braun, M., Friedrich, M., Weber, F., Gossmann, H. (2000). Radar glacier zones and their boundaries as indicators of glacier mass balance and climatic variability. Proceedings of EARSeL-SIG-Workshop Land Ice and Snow, 16-17 junio Dresden/FRG
- Rivera, A., & Casassa G. (2004). Ice elevation, areal, and frontal changes of glaciers from National Park Torres del Paine, Southern Patagonia Icefiled. *Artic, Antarctic and Alpine Research*, 36(4), 379-389.
[https://doi.org/10.1657/1523-0430\(2004\)036\[0379:IEAAFC\]2.0.CO](https://doi.org/10.1657/1523-0430(2004)036[0379:IEAAFC]2.0.CO)
- Rivera, A., Casassa, G., Acuña, C., & Lange, H. (2000). Variaciones recientes de glaciares en Chile. *Investigaciones Geográficas*, (34), 29-60.
<https://doi.org/10.5354/0719-5370.2013.27709>
- Rivera, A., F. Bown, F. Napoleoni, C. Muñoz & M. Vuille (2016). *Balance de masa glaciar*. Ediciones CECs, Valdivia, Chile.
- Rolstad, C., Haug, T., & 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(192), 666-680.
<https://doi.org/10.3189/002214309789470950>
- Sakakibara, D., Sugiyama, S., Sawagaki, T., Marinsek, S., Skvarca, P. (2013). Rapid retreat, acceleration and thinning of Glaciar Upsala, Southern Patagonia Icefield, initiated in 2008. *Annals of Glaciology*, 54 (63), 131-138.
<https://doi.org/10.3189/2013AoG63A236>
- Schoolmeester, T., Johansen, K.S., Alfthan, B., Baker, E., Hespding, M. & Verbist, K., (2018). *Atlas de glaciares y aguas andinas. El impacto del retroceso de los glaciares sobre los recursos hídricos*, UNESCO y GRID-Arendal.
- Solomina O., Bradley R., Jomelli V., Geirsdottir A., Kaufman D., Koch J., ... Yang (2016). Glacier fluctuations during the past 2000 years. Glacier fluctuations during the past 2000 years. *Quaternary Science Reviews*, 149, 61-90.
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2016.04.008>
- Strozzi, T., A. Luckman, T. Murray, U. Wegmüller, & C. L. Werner (2002). Glacier motion estimation using SAR offset-tracking procedures. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 40 (11), 2384-2391.
<https://doi.org/10.1109/TGRS.2002.805079>