



Universidad de Concepción



FACULTAD DE CIENCIAS
AMBIENTALES

OBTENCIÓN DE ALBEDO PARA EL GLACIAR - TAPADO, REGIÓN DE COQUIMBO, CHILE.

Habilitación presentada para optar al título de

Ingeniero Ambiental

NICOLÁS IGNACIO ROMÁN VENEGAS

Profesor Guía: Dr. Roberto Urrutia Pérez

Profesor CO-Guía: Dr. Christophe Kinnard, Mauricio Aguayo

CONCEPCIÓN (CHILE), 2018

OBTENCIÓN DE ALBEDO PARA EL GLACIAR TAPADO, REGIÓN DE COQUIMBO, CHILE.

PROFESOR GUÍA: Dr. Roberto Urrutia Pérez

PROFESOR CO - GUÍA: Dr. Mauricio Aguayo Arias

PROFESOR COMISIÓN: Dr. Pedro Arriagada Sanhueza

PROFESOR COMISIÓN: Dr. Ricardo Figueroa Jara

CONCEPTO: APROBADO CON DISTINCIÓN MÁXIMA

Conceptos que se indica en el título:

- ✓ Aprobado por Unanimidad: (En escala de 4,0 a 4,9)
- ✓ Aprobado con Distinción: (En escala de 5,0 a 5,6)
- ✓ Aprobado con Distinción Máxima: (En escala de 5,7 a 7,0)

CONCEPCIÓN (Chile), 2018.

AGRADECIMIENTOS.

La investigación se realizó gracias el apoyo del CRHIAM, Centro de Recursos Hídricos para la Agricultura y la Minería, en su proyecto de investigación asociativa e investigación científica de excelencia y alto impacto.

Todo bajo el proyecto CONICYT/FONDAP/15130015.



ÍNDICE GENERAL

| | |
|---|--------------------------------------|
| Índices | ii |
| Resumen | iii |
| 1. INTRODUCCIÓN | 1 |
| 2. OBJETIVOS | 3 |
| 2.1 Objetivo general. | 3 |
| 2.2. Objetivos específicos..... | ¡Error! Marcador no definido. |
| 3. ANTECEDENTES | 3 |
| 3.1. Cambio Climático. | 3 |
| 3.1.1 Importancia Mundial y Nacional..... | 3 |
| 3.1.2 Glaciares | 8 |
| 3.1.3 Balances de masa de Glaciares..... | 9 |
| 3.1.4 Radiación..... | 13 |
| 4 ÁREA DE ESTUDIO..... | 16 |
| 4.1 Ubicación del área de estudio. | 16 |
| 4.2 Obtención de la información. | 19 |
| 5 METODOLOGÍA..... | 19 |
| 5.1 Conversión de las fotos RAW (.cr2) a TIFF | 19 |
| 5.2 Georectificación de las fotos oblicuas..... | 20 |
| 5.3 Calculo de albedo a partir de los mapas de reflectancia..... | 22 |
| 6 RESULTADOS..... | 24 |
| 6.1 Albedo para el periodo de ablación 2011-2012..... | 24 |
| 6.2 Albedo en el espacio. | 27 |
| 6.3 Variabilidad espacial de albedo vs. Radiación incidente de onda corta (SWir)..... | 28 |
| 7 DISCUSIÓN | 28 |
| 8 CONCLUSIONES | 33 |
| 9 REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS..... | 35 |

Índice Tablas

| | |
|---|----|
| Tabla 1. Descripción de variables ecuación 1 y su obtención..... | 12 |
| Tabla 2. Variables que describen el comportamiento del albedo en cada superficie | 15 |

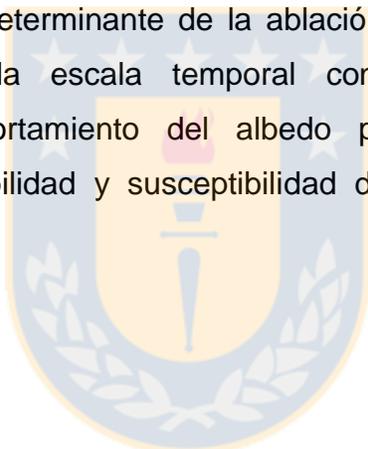
Índice Figuras

| | |
|--|----|
| Figura 1. Representación esquemática de los impactos del cambio climático y su relación con las proyecciones climáticas futuras. | 7 |
| .. | |
| Figura 2. Representación esquemática del Balance de masa de un glaciar de valle típico..... | 10 |
| Figura 3. Representación esquemática del Balance de energía..... | 13 |
| Figura 4. Ubicación área de estudio. | 18 |
| Figura 5. Imagen f, obtenida del Time-Lapse..... | 20 |
| Figura 6. Promedio albedo diario y SWir..... | 25 |
| Figura 7. Ejemplos de mapas de albedo y de SWir utilizados como muestra, corresponden a los datos del 08/12/11, 19/02/12 y 26/03/12 respectivamente, correspondientes al día siguiente de un evento de precipitación registrado por AWS2..... | 26 |
| Figura 8. Grafica comparativa de albedo y altitud..... | 27 |
| Figura 9. Grafica comparativa de coeficiente de variación de albedo y SWir..... | 29 |

Resumen

La investigación realizada busca como objetivo principal presentar una herramienta de obtención de albedo glaciar de bajo costo a través de la utilización de fotografías digitales. La medición del tipo de variables que condicionan el comportamiento del derretimiento glaciar, tiene especial relevancia en el acontecer nacional y mundial todo en torno a la conservación y entendimiento de los recursos hídricos y sus susceptibilidades frente al cambio climático.

De esta forma se presenta una herramienta basada en la utilización de algoritmos tanto de ImGRAFT (Messerli and Grinsted, 2015), como las rutinas de Corripio, J. G. (2004) que consideran la información de reflectancia almacenada en una fotografía, como una base sólida y de basta precisión para la obtención de los valores de albedo, factor determinante de la ablación glaciar. De esta forma es posible su análisis en la escala temporal considerada entregando una caracterización del comportamiento del albedo para el glaciar Tapado y demostrando la alta variabilidad y susceptibilidad del factor a las condiciones climáticas y topográficas



1. INTRODUCCIÓN

El glaciar Tapado se presenta como una de las principales fuentes de abastecimiento hídrico para la región de Coquimbo, así como los otros glaciares de los sectores cordilleranos del norte y centro-norte del país, almacenando estacionalmente las precipitaciones para su posterior descarga por deshielo durante la temporada estival. El régimen glacio-nival que rige en esta zona del país ha podido desarrollar y sostener una producción agrícola y minera de gran importancia en las últimas décadas. Una de las variables de mayor importancia en el entendimiento del deshielo son los valores de albedo, que juegan un rol importante en el balance radiativo y, se consideran la mayor fuente de energía para el derretimiento glacial. Su medición y modelamiento es muy difícil. Por esto se requiere desarrollar nuevos métodos para su seguimiento, de aquí que, se desarrolló la siguiente investigación que involucra un modelamiento de la radiación solar absorbida y reflejada a través de la utilización de herramientas de proyección y reconocimiento de características almacenadas en las imágenes en un time-lapse diario de una temporada de ablación, aprovechándose de los valores de reflectancia obtenidos de las imágenes a través del tiempo.

De momento existen incertidumbres respecto del volumen de glaciares y los procesos glaciológicos claves en las distintas zonas climáticas del país, sobre todo para los glaciares en zonas áridas, que poseen morfología y una respuesta al clima muy distinta de otros glaciares en zonas con un clima más templado y son de más difícil acceso. Es por esto que el desarrollo de estas técnicas de medición de bajo costo y precisión considerable proponen entregar un avance significativo en cuanto al entendimiento de la disponibilidad de los recursos hídricos durante los años venideros (Nicholson, Marin, Lopez, Rabatel, Bown & Rivera, 2009).

Estas herramientas de monitoreo se presentan como una de las que tienen mejor relación entre la precisión y el costo de obtención de las imágenes y, si bien los modelos climáticos no son tan confiables en predecir cambios futuros en las precipitaciones; son robustos en cuanto a la estimación de las tendencias futuras

de la temperatura; y permiten establecer parámetros de medición del cambio climático.

Las mediciones o estimaciones de los cambios en las variables climáticas se consideran como uno de los principales desafíos en materias de desarrollo sostenible y han sido adoptados por las naciones unidas como uno de los desafíos para el desarrollo sostenible con más de 175 países acogiendo el compromiso; para Chile tiene especial importancia gracias a la presencia de la cordillera de los Andes que recibe una fuerte contribución de la criósfera a su ciclo hidrológico, lo que la vuelve aún más susceptible a los efectos del cambio climático; en cuanto al resto del planeta ya se observan los impactos que están generando estas alteraciones en las variables climáticas sobre la economía, la vida de las personas y las comunidades.

Hoy en día tenemos a nuestro alcance soluciones viables para que los países puedan tener una actividad económica más sostenible y más respetuosa con el medio ambiente, es aquí donde el estudio de estas variables de cambio tiene un rol importante, ajustándose al desafío de acción por el clima de los ODS que busca fortalecer la respuesta global a la amenaza del cambio climático. De aquí la relevancia del estudio de estas fuentes de almacenamiento tan sensibles, que, al ser sometido a la misma tendencia de calentamiento global, pueden sufrir condiciones sostenidas de pérdida de masa, lo que en primera instancia tendería a aumentar el caudal de deshielo, pero en el largo plazo, puede causar una pérdida importante del volumen de los glaciares (Oyarzún & Oyarzún, 2011).

Estos efectos, propios del calentamiento global impactan de mayor forma en una región donde la disponibilidad de agua ya es limitada, lo que podría ocasionar un aumento en los conflictos entre los distintos usuarios y constituir un límite serio al desarrollo capaz de sostener los pilares que equilibran un desarrollo sustentable.

2. OBJETIVOS

2.1 Objetivo general.

Analizar la variación espacio temporal de albedo en el glaciar Tapado para una temporada de ablación y comparar la variación espacial del albedo con los valores de irradiancia entrante de onda corta utilizada para la modelación del balance de masa.

- Determinar el albedo a partir de los mapas de reflectancia para el periodo de ablación 2011 y 2012.
- Analizar las variaciones espaciales de albedo para el periodo de 2011-2012.
- Comparar la variabilidad espacial de albedo versus la irradiancia de onda corta entrante utilizada para la modelación del balance de masas de un glaciar.



3. ANTECEDENTES

3.1. Cambio Climático.

3.1.1 Importancia Mundial y Nacional.

El cambio climático global se presenta hoy en día como un problema transversal a la vida de la gran mayoría de los habitantes del ecosistema que habitamos, estos ecosistemas tienden a responder directamente tanto a las variaciones climáticas de baja amplitud como a los eventos extremos. Según Sauchyn en Cepeda, Zuleta & Lopez (2008), los impactos a largo plazo tienen efectos más profundos y duraderos, considerando por ejemplo, las variaciones en la proporción de días que exceden los umbrales térmicos requeridos para el desarrollo de ciertas especies y los cambios en la frecuencia e intensidad de los eventos de sequía o precipitación estacional

extrema, que pueden contribuir a la emergencia de cambios profundos en las especies y su distribución, así como también en las comunidades que conforman. Como muestran Cepeda et al. (2008), es importante considerar la implicancia de este problema en cuanto a la calidad de vida de la población humana, por lo que expone que además de ser un problema ambiental, éste tiene implicancias sociales, económicas y sanitarias que afectan directamente la forma y calidad de vida de los seres humanos, abarcando todas las áreas de desarrollo, lo que es posible observar a través de la disponibilidad de agua, que al ser el combustible principal de la vida en el planeta impacta el sistema completo. Uno de los efectos de mayor relevancia es el riesgo de extinción de las especies más susceptibles, alterando con esto la productividad ecológica y la biodiversidad de los ecosistemas de forma permanente.

Se ha registrado un aumento en la temperatura promedio global en la superficie de la Tierra de $0,6^{\circ}\text{C}$ en los últimos 150 años, ambos hemisferios, norte y sur, muestran las mismas tendencias y fluctuaciones, esto se puede observar en la retirada general de los glaciares, en el aumento en la temperatura del mar de al menos en $0,6^{\circ}\text{C}$, en el aumento de la temperatura nocturna (desde 1950 el aumento fue más rápido incluso que la diurna), o en la clara aceleración de los ciclos hidrológicos, todos hechos claramente asociados al calentamiento global.

Al ser una tendencia de apenas un poco más de un siglo se descartan como posibles causas los cambios en los parámetros de la órbita terrestre y los procesos geológicos, esto porque influyen en una escala temporal más extensas a las que se está accediendo recién a través de la ciencia, pero fueron prácticamente imperceptibles para la vida humana en la tierra (Barros, 2006).

A raíz del calentamiento y del aumento desproporcionado de los niveles de emisiones de gases de efecto invernadero es que las precipitaciones verán influenciado su comportamiento a lo largo del globo alterando los ciclos en toda su extensión, esperando para algunas ubicaciones un aumento en la precipitación en magnitudes que varían entre el 3 al 15 % y para otra considerable porción del planeta descensos en las mismas, por ejemplo, para las cumbres andinas se muestra una disminución de las precipitaciones en la ladera occidental (Chile) y

aumento en la ladera oriental (Argentina), diferencia que se acentuaría en verano (Cepeda et al., 2008).

Es aquí donde yace la importancia del desarrollo de modelos climáticos que han entregado pistas para entender el comportamiento pasado y futuro de muchos aspectos del clima de la Tierra, generando estimaciones para al menos los próximos 100 años.

Estos modelos permiten una concepción de un escenario bastante amplio que para el caso de nuestro país, se consideran materias de especial relevancia sobre todo en lo económico, como bien expone en su tesis Zuñiga (2015) el caso de las exportaciones de materias primas del sector minero, dulceacuícola y agroforestal; señalando que, de estos depende la economía chilena desde la década del 90, donde se ha podido observar un aumento en la demanda de recursos hídricos que en algunos casos excede incluso la disponibilidad de agua con una tendencia ajustada a las condiciones climáticas propias de cada región, donde cómo se puede observar en la figura 1 entre la zona norte y la zona austral del país.

En Chile continental a fines del siglo XXI, se espera un aumento general de la temperatura del aire en todo el territorio considerando las mayores variaciones en la región norte y norte-centro del país, donde se proyecta además un aumento de la temperatura del aire entre los 2 y 4 °C marcándose mayoritariamente hacia las regiones andinas, con aumentos que podrían llegar incluso sobre los 5°C en verano a lo largo de los Andes subtropicales (Vicuña, Garreaud & McPhee, 2011).

Por otra parte, se prevé en cuanto a las precipitaciones de estas regiones una disminución, lo que puede generar fuertes alteraciones en el sistema hidrológico en las cuencas que dependen de la recarga hídrica en la zona andina. Para esto, se propone como ejemplo el Norte Chico, más específicamente en las latitudes de La Serena (30°S) donde la precipitación alcanza solamente un 50% respecto a lo registrado en inicios del siglo XX, lo que permite observar desplazamiento altitudinal de la línea de nieves DGA (2012).

Aunque no están perfectamente claras las razones, existe seguridad que estos cambios están asociados a cambios derivados del clima, como es el claro ejemplo del aumento de los caudales de los cursos de agua en la cuenca del Río Elqui en

los últimos 40 años, que según muestran Novoa & López (2001), se atribuyen al incremento de la temperatura local, la humedad relativa en la atmosfera y la precipitación nival, los que serían los principales indicadores de cambios en las condiciones climáticas.

Al considerar la aridez del sector, de continuar estas condiciones provocadas por el calentamiento global estos efectos deberían aumentar exponencialmente y propagarse a otros ecosistemas con mayor fuerza, lo que podría generar una disminución de los promedios pluviométricos anuales en los puntos más bajos de la cuenca, desarrollando sin problemas, además de un aumento en la aridez, una reducción de la permanencia de la nieve en el ecosistema alto andino, esto modificaría la temporalidad y la amplitud del escurrimiento, con la consecuente alteración de los ecosistemas ribereños y las quebradas húmedas montaña abajo, en estos lugares sería aún más intenso, ya que, a través de las precipitaciones que se verán disminuidas, es que estos ambientes reciben el agua que llega en las estaciones lluviosas afectando por completo el ecosistema en toda su escala temporal, esto es un punto clave de la pérdida de nieve y glaciares. No llueve en verano así que la pérdida de estos embalses naturales tendrá impactos sobre la disponibilidad de agua en la temporada agrícola (Cepeda, 2008).

Para las zonas que se verán afectadas por este tipo de condiciones y analizando específicamente la IV región (Coquimbo), los recursos hídricos son escasos. Según es mencionado en el estudio realizado por la Dirección General de Aguas (DGA), en el año 2012, la mayoría de los caudales y de la recarga de los acuíferos se genera por el deshielo de la nieve y hielo en la alta cordillera. El almacenamiento de las precipitaciones de invierno en forma de nieve y agua, así como su deshielo durante la temporada productiva de verano, constituyen un pilar del ecosistema andino y de la estructura socioeconómica de la región.

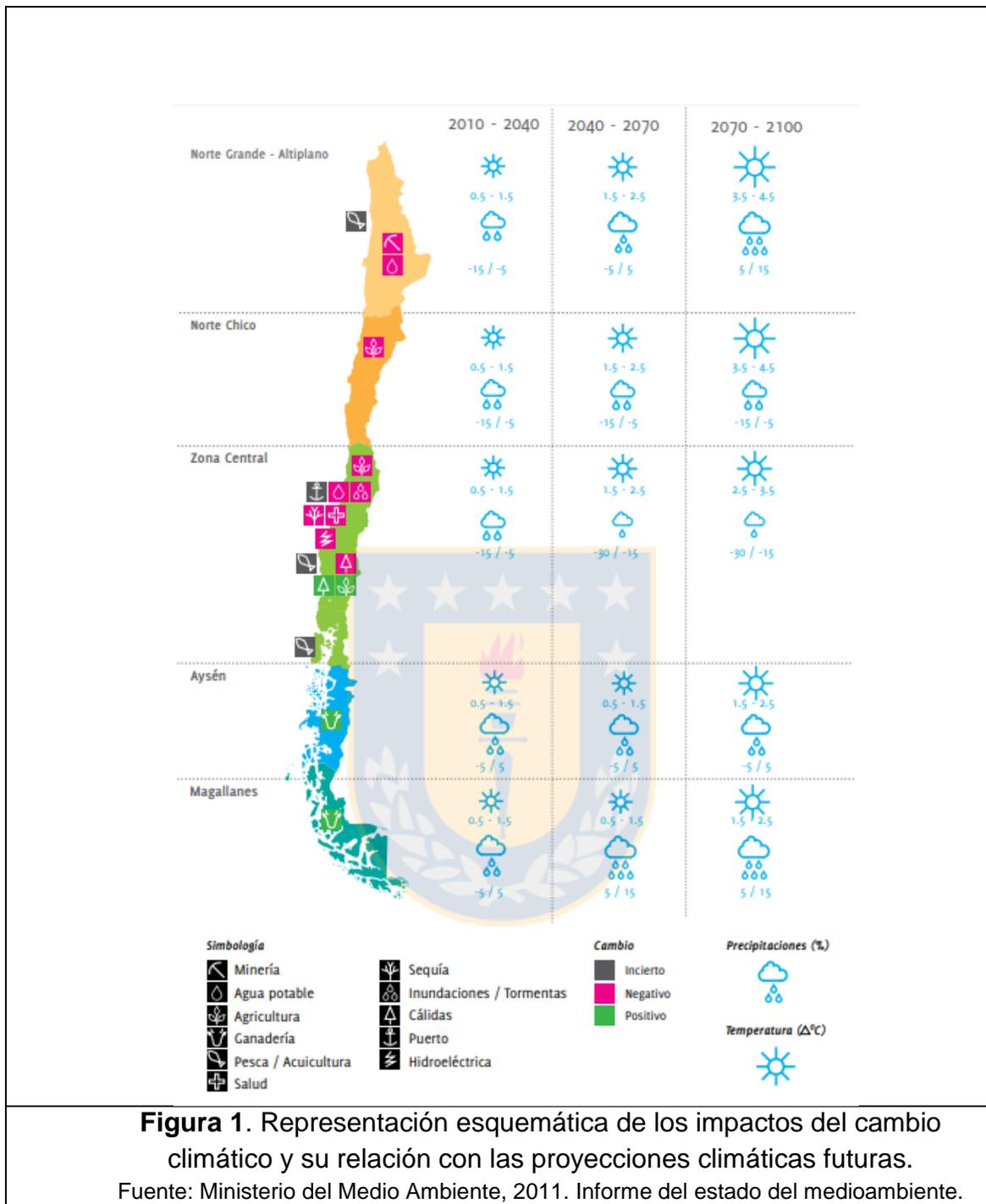


Figura 1. Representación esquemática de los impactos del cambio climático y su relación con las proyecciones climáticas futuras.

Fuente: Ministerio del Medio Ambiente, 2011. Informe del estado del medioambiente.

Los usos preponderantes de agua superficial, según el diagnóstico y clasificación de los cursos y cuerpos de agua del ministerio de obras públicas (MOP, 2004), se atribuyen al riego el cual su demanda bruta alcanzaba los 5,120 l/s como promedio mensual, incluyendo en este 5,070 usuarios organizados en 5

asociaciones de canalistas y 2 comunidades de agua; otro de los principales usos del agua en la cuenca tiene relación con la minería que al 2004 se estiman 933 l/s utilizados entre las explotaciones de Andacollo y San Jerónimo; en cuanto al consumo humano de agua potable alcanzaba los 663,3 l/s considerando las ciudades con mayor demanda de agua potable La Serena, Andacollo, Vicuña y Paiguano.

3.1.2 Glaciares

Las fuentes almacenadoras y distribuidoras de agua antes mencionada en su mayoría son llamadas glaciares. Se presentan diversos criterios para su definición y clasificación, ya que se pueden caracterizar por su morfología, dinámica, contexto climático o por su estado térmico. Existen muchas definiciones dependientes de la legislación de cada país, para su convención la DGA plantea dos definiciones: una la presenta en la Estrategia Nacional de Glaciares del año 2009, en ella los glaciares son entendidos como: “Toda superficie de hielo y nieve permanente generada sobre suelo, que sea visible por períodos de al menos 2 años y de un área igual o superior a 0,01 km² (una hectárea). Esto incluye además cualquier superficie rocosa con evidencia superficial de flujo viscoso, producto de un alto contenido de hielo actual o pasado en el subsuelo” (CECs, 2009); y por otro lado a escala internacional los glaciares han sido conceptualizados en Fernández, H. (2017) por el Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático (IPCC) como “masas de hielo que fluyen pendiente abajo por deformación interna y deslizamiento de la base que a su vez es limitada por la topografía que le rodea; entendiendo a la topografía como la base rocosa y principal influencia sobre la dinámica y movimiento de un glaciar”. Claramente, tal definición no presenta particularidades y se asemeja bastante a lo indicado por la institucionalidad político-administrativa chilena DGA.

Estos glaciares ubicados en la región de Coquimbo, señala la DGA (2012), a pesar de ser pocos y generalmente de pequeño tamaño (<1,5 km²) actúan como embalses naturales a escala temporal, almacenando agua durante años húmedos y descargando y conservando el caudal ecológico durante años secos. Este

mecanismo de regulación del ciclo hidrológico está fuertemente relacionado con las alteraciones entre períodos húmedos y secos. En el norte chico del país, esta variabilidad se vincula directamente con los ciclos El Niño/La Niña del océano Pacífico, donde el cambio climático o calentamiento global pueden impactar de mayor forma produciendo condiciones sostenidas de pérdidas de masa, lo que en el largo plazo implica una pérdida significativa de volumen en el glaciar, ya que los glaciares en zonas con clima más árido poseen morfología y respuesta al clima muy distintos y mucho más sensibles a los de climas más templados.

3.1.3 Balances de masa de Glaciares.

Para estimar estas variaciones, existe el balance de masa, que se muestra como el indicador del estado de salud del glaciar, además, del vínculo directo entre el clima y el mismo, que resultan en cambios directos en su superficie, ya sea, por variaciones en las tasas de acumulación de nieve o en las de ablación de nieve y hielo, dando una respuesta dinámica, mostrando un avance cuando ocurre un balance de masa positivo sostenido y un retroceso cuando es negativo, todo esto, con un desfase en el tiempo en relación a los cambios del clima (DGA, 2012).

Un glaciar de valle típico puede ser separado en una zona de acumulación más alta, como se puede ver en la figura 2, donde el balance de masa anual es positivo, y una zona más baja donde el balance anual es negativo, las dos zonas siendo separadas por la línea de equilibrio donde el balance es cero (DGA, 2012).

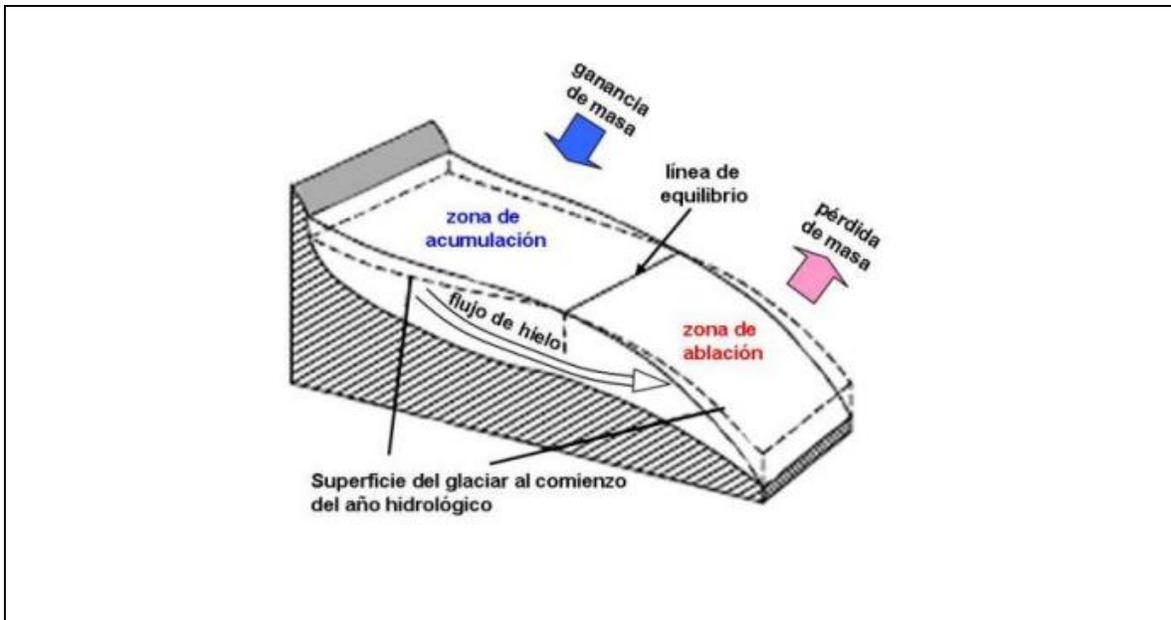


Figura 2. Representación esquemática del Balance de masa de un glaciar de valle típico.

Fuente: Dirección General de Aguas, 2012. Caracterización y monitoreo de glaciares rocosos en la cuenca del río Elqui y balance de masa del glaciar Tapado.

Los modelos de balance de masa permiten comparar mediciones de acumulación con un modelo de balance de energía, el que es utilizado para calcular la ablación sobre la superficie del cuerpo de hielo en función de la energía disponible en el lugar (Paterson, 1994). Esta disponibilidad de energía depende de los flujos de calor radiativos, flujos turbulentos sensibles y latentes, además, también de los flujos de calor sub-superficiales. Bintanja & Van Den Broeke en DGA (2012) exponen que existen glaciares donde otros factores pueden influir sobre el balance de masa, tales como el sombreado topográfico, la redistribución de la nieve por el viento y la presencia de detritos sobre la superficie. Por lo tanto, al considerar el gran número de variables y la dificultad de medición de estas, algunos autores han buscado relaciones empíricas con otras variables topográficas, tales como la radiación solar incidente potencial (Hock & Jensen, 1999).

La región de Coquimbo, no dispone de un gran número de estudios glaciológicos, sin embargo, el glaciar Tapado constituye uno de los pocos lugares que han sido investigados, entre ellos por una expedición suiza que visitó la cumbre con el fin de

realizar estudios sobre la composición química de la nieve, entre otras cosas, donde los resultados permitieron una estimación del espesor glacial en los lugares muestreados, como también el cálculo para el periodo 1962-1999 de una acumulación anual de 527 mm.a.e. por año (a-1), con una tasa de ablación por sublimación de 327 mm.a.e. a-1 y un balance de masa neto de 316 mm.a.e a-1 dato de total relevancia para el proceder de esta investigación (Ginot, Kull, Schotterer, Schwikowski & Gäggeler, 2006)

Cómo es posible deducir, este mencionado balance representa el equivalente de agua que gana o pierde un glaciar en un tiempo y área determinada, éste es dado generalmente en milímetros o metros de agua equivalente (mm.a.e. o m.a.e.), es decir, se considera como la diferencia en la superficie entre la cantidad de agua depositada en forma de nieve y la cantidad de agua perdida en el proceso de ablación la cual comprende: el derretimiento, la sublimación, la erosión y el desprendimiento del frente, todo esto en una escala temporal acotada.

Se considera para estos sectores con fuerte carácter estacional (como la cordillera de los andes del Norte Chico de Chile), que la acumulación de nieve ocurre en su mayoría durante mayo y agosto y la ablación por su parte en la época estival, lo que facilita el estudio de su derretimiento al disponer de condiciones climáticas favorables (DGA, 2012).

Para efectos de su estudio, mientras la acumulación se puede aproximar a la precipitación sólida medida, el entendimiento del componente ablación requiere que se resuelva el balance de energía de la superficie del glaciar y de los procesos físicos relacionados, estos se presentan en la siguiente ecuación que fue desarrollada para un modelo usado en el monte Kilimanjaro presentado por Mölg, Cullen, Hardy, Kaser & Klok (2008), el que considera como supuesto que la energía que proviene de la precipitación es despreciable:

$$S \downarrow (1 - \alpha) + L \downarrow + L \uparrow + QS + QL + QG = F$$

En la tabla 1 se exhiben los flujos desde y hacia la superficie del glaciar, su vinculación con el clima y la forma de medición de los mismos. Los flujos en

dirección a la superficie son positivos y los en dirección opuesta negativos, todo en unidades de Wm^{-2} .

La pérdida de masa en el glaciar ocurre debido a la sublimación (si QL es negativo) y a la fusión. Esta última requiere que la temperatura de la superficie del glaciar (TS) esté en el punto de fusión (273,15 K) y que el flujo de energía F resultante sea positivo en el lado derecho de la ecuación. Si TS está por debajo del punto de fusión y F es positivo (negativo), la energía se usa para calentar (enfriar) la superficie del glaciar. El proceso de fusión ocurre cuando TS llega al punto de fusión y existe un superávit neto de energía.

Tabla 1. Descripción de variables ecuación 1 y su obtención.

| Componente del balance de energía de la superficie | Determinado desde |
|---|--|
| $S \downarrow$ (radiación de onda corta entrante) | Medición directa radiación solar |
| α (albedo superficial) | Cantidad frecuencia y edad de nieve |
| $L \downarrow$ (radiación de onda larga entrante) | Humedad y temperatura del aire |
| $L \uparrow$ (radiación de onda larga saliente) | Temperatura superficie glaciar (TS) |
| QS (Flujo turbulento de calor sensible) | Temperatura del aire y TS , velocidad del viento, presión de aire |
| QL (Flujo turbulento de calor latente) | Presión de vapor de agua, y TS , velocidad del viento, presión de aire |
| QG (Flujo de energía del subsuelo) | Gradiente de temperatura dentro del hielo, conductividad térmica |
| F (Flujo de energía disponible para fusión) | Balance energético |

Fuente: Mølg, T., Cullen, N. J., Hardy, D. R., Kaser, G., & Klok, L. (2008).

Para la estimación de todos los componentes de este balance energético existen diferentes modelos desarrollados por una gran cantidad de autores. Greuell &

Smeets, 2001; Klok & Oerlemans, 2002, 2004 citados en Mölg et al. (2008), plantean herramientas para la medición y análisis de cada variable alternando entre ellas según las opciones de medición y cálculo.

3.1.4 Radiación.

El flujo total de radiación corresponde a la suma de la radiación neta de onda corta (S) y los flujos de radiación neta de onda larga (L) observados en la ecuación 1 y se consideran como los principales factores que afectan esta radiación solar incidente sobre la superficie los siguientes (Corripio, 2004):

- a. Relación entre la radiación directa y la radiación difusa
- b. Angulo de incidencia del haz de luz en la superficie
- c. Geomorfología del área circundante
- d. Fracción del cielo visible en el hemisferio superior del punto
- e. Dispersión múltiple de la radiación solar entre el cielo y el suelo

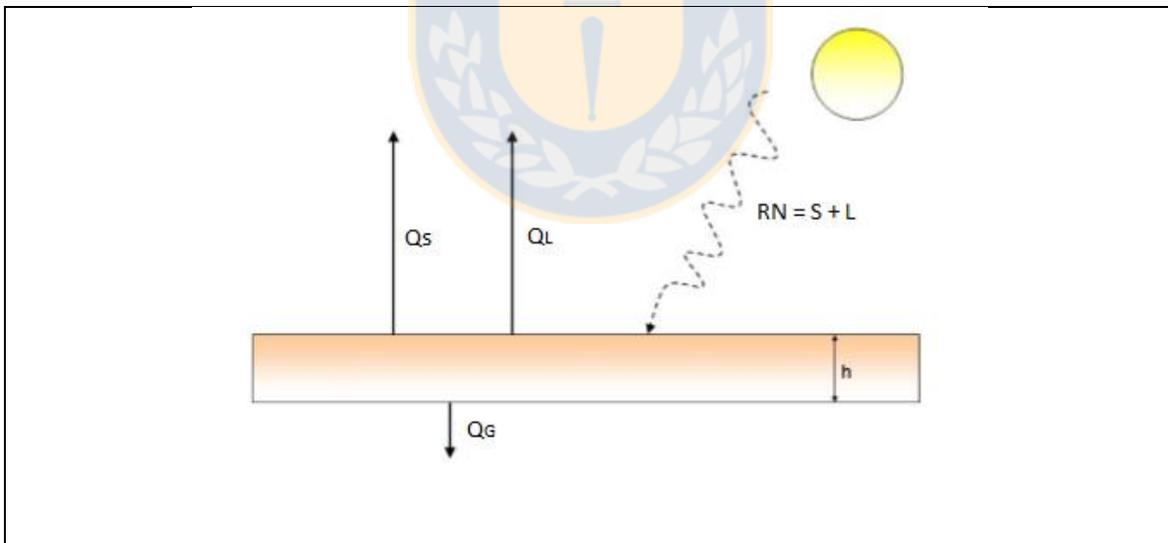


Figura 3. Representación esquemática del Balance de energía.

Fuente: Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas. Rene Garreaud S. & Carolina Meruane N. 2005. Flujos Turbulentos.

El valor de la radiación reflejada permite calcular el albedo, que rige la cantidad de radiación de onda corta que es efectivamente absorbida y está disponible para fusión (Dumont, Sirguy, Arnaud & Six, 2012). Dado que la radiación de onda corta

desempeña un rol importante en el presupuesto energético de un glaciar templado, el albedo al ser determinado a partir de esta variable, se convierte en una de las principales variables controladoras del balance energético de los mismos. Es por esto que una estimación precisa del albedo superficial es esencial para un cálculo correcto del balance energético y de masa.

El albedo se presenta como la fracción de la irradiación incidente que se refleja por la superficie en todo el espectro solar y según Bonnefoy en Dumont et al. (2012) se define como la reflectancia bi-hemisférica de banda ancha de una superficie. Esta es adimensional y sin unidad específica con rangos que van desde 0-1, donde un valor de 0 indica que la superficie es un absorbente perfecto, es decir, donde se absorbe toda la energía entrante. El valor 1 indicaría que la superficie es un reflector perfecto, básicamente toda la energía entrante es reflejada y nada es absorbida (National Snow and Ice Data Center, 2015). Estas variaciones se deben principalmente a la variabilidad en tamaño y forma de los copos de nieve, su distribución, tipo y contenido de impurezas, así como, la rugosidad de la superficie, el contenido de agua líquida y las características de irradiación. Al presentar tantas variables de las que depende, es regularmente parametrizada para su utilización en modelos de balance de masa, ya que suele entregar discrepancias con las mediciones en terreno.

Del estudio de Brock, Willis & Sharp (2000), podemos afirmar que el albedo está inversamente relacionado con el tamaño del copo o grano de nieve y con la concentración de impurezas en el mismo, esta es la razón del porque los cambios en estas variables causan la mayoría de las diferencias entre lo estimado y lo medido, considerando además la alta variabilidad que presentan estos parámetros en reducidas escalas de tiempo, esto a raíz de que muchas veces en las composiciones de la nieve pueden estar incluidos materiales como roca, polvo, hollín y materia orgánica, cuyos valores de albedo son más bajos incluso que el hielo puro.

Se presentan en la tabla 2 las variables independientes que fueron utilizadas para explicar las variaciones de albedo en el estudio realizado por Brock et al. (2000)

Tabla 2. Variables que describen el comportamiento del albedo en cada superficie.

| Determinación | Variable |
|---------------|--|
| Nieve | Tamaño de grano-copo (mm) |
| | Concentración impurezas (ppm) |
| | Densidad |
| | Profundidad |
| | Fusión acumulada desde ultima nevada |
| | Tiempo acumulado desde ultima nevada |
| Hielo | Temperaturas máximas desde ultima nevada |
| | Cobertura de escombros |
| | Elevación |
| | Fusión acumulada desde exposición |
| | Tiempo desde exposición de la superficie |

Fuente: Brock, B. W., Willis, I. C., & Sharp, M. J. (2000). Measurement and parameterization of albedo variations at Haut Glacier d'Arolla, Switzerland. *Journal of Glaciology*,.

Para su estimación y posterior utilización en la modelación de los balances se han desarrollado variadas herramientas, dentro de ellas se observa la utilización de extrapolación de valores medidos, utilización de imágenes satelitales, etcétera, otra de las herramientas que se utiliza es la teledetección que se basa en la combinación de la reflectividad espectral medida y los parámetros geomorfológicos, según es

documentado en Dumont et al. (2012) a menudo implica errores mayores al 10%. Dentro de esta gama de herramientas encontramos también una propuesta por Corripio (2004) que permite su estimación a través de una herramienta de detección remota que convierte mediciones de reflectancia de fotos oblicuas en valores de albedo, si bien presenta ciertas dificultades en su aplicación son muy inferiores a las de otras metodologías y se presentan a continuación:

- (i) El hecho que la nieve y el hielo no son superficies lambertianas, reflejando sobre todo el hemisferio superpuesto.
- (ii) La conversión de las mediciones de banda estrecha a valores de banda ancha requeridos al calcular la radiación en la superficie.

Según Corripio (2004) una fotografía contiene una gran cantidad de información con una resolución muy alta. A pesar de no ser un sistema diseñado para obtener información cuantitativa de la radiación entrante original, existe una relación directa entre el albedo de una superficie y la radiación reflejada del flujo incidente registrado por la cámara.

4 ÁREA DE ESTUDIO

4.1 Ubicación del área de estudio.

El área de estudio corresponde al glaciar Tapado, ubicado en la parte alta de la cuenca del río La Laguna, tributario del río Elqui, en la sub-cuenca que alimenta al embalse La Laguna (30,237° S, 70,029° O). Administrativamente se encuentra en la comuna de Vicuña, provincia del Elqui IV región de Coquimbo, Chile.

Corresponde a un glaciar de montaña que se extiende desde la cumbre del cerro Tapado a 5536 m de altura hasta el pie de un anfiteatro glacial a los 4600 m. Posee una orientación sur y está compuesto de un domo en su parte más alta que fluye con la diferencia de altura formando una lengua en su parte más baja con una estructura similar a la de una meseta con una pendiente suave.

Mediciones realizadas por Ginot et al. (2006) indican a través de la extracción de un testigo de hielo en 1999 un espesor de hasta 40m en el sector de la cumbre, con temperaturas desde los $-8,5^{\circ}\text{C}$ en la superficie hasta los $-12,5^{\circ}\text{C}$ en la base, esto sumado a la presencia de grietas y las bajas tasas de movimiento medido, indica que el glaciar es de tipo frío en toda su extensión. Durante el verano se pueden observar penitentes en su superficie, que son estructuras con forma de cuchilla formadas de nieve o hielo endurecido y que se ubican muy próximas entre sí con las aspas orientadas en la dirección del sol. Su presencia en verano hace muy difícil el acceso al glaciar y el tránsito en su superficie, complicando la medición del balance de masa a través de equipos fijos. (DGA, 2012).

En cuanto a los factores meteorológicos condicionantes se consideran: el anticiclón del Pacífico, la Corriente de Humboldt y la topografía compleja y alta que se caracteriza por los valles transversales (de oeste a este) y el macizo de la Cordillera de los Andes.

El anticiclón del Pacífico corresponde a un sistema semipermanente de altas presiones situado cerca de los 35°S , 90°O en enero y los 25°S , 90°O en julio (Kalthoff et al., 2002). Esta situación produce un flujo de masas de aire del suroeste hasta aproximadamente 10 km costa afuera. Debido a lo persistente de este sistema de circulación atmosférica anticlinal, se produce el bloqueo casi permanente de los sistemas frontales causantes de las precipitaciones, lo que genera y da forma al carácter semiárido de la zona. El efecto local del océano es restringido, cerca de la costa la fría corriente de Humboldt resulta en la formación de niebla costera, esta penetra solamente hasta pocas decenas de kilómetros en el Valle de Elqui y más al interior se observan cielos mayormente despejados. El otro factor climático determinante corresponde a las importantes variaciones climáticas en la cordillera en los años en que se presenta el fenómeno de El Niño y La Niña en el océano Pacífico, con El Niño, por ejemplo, las precipitaciones pueden duplicarse o, más aún, triplicarse (Fiebig-Wittmaack et al., 2009; Fiebig-Wittmaack et al., 2011).

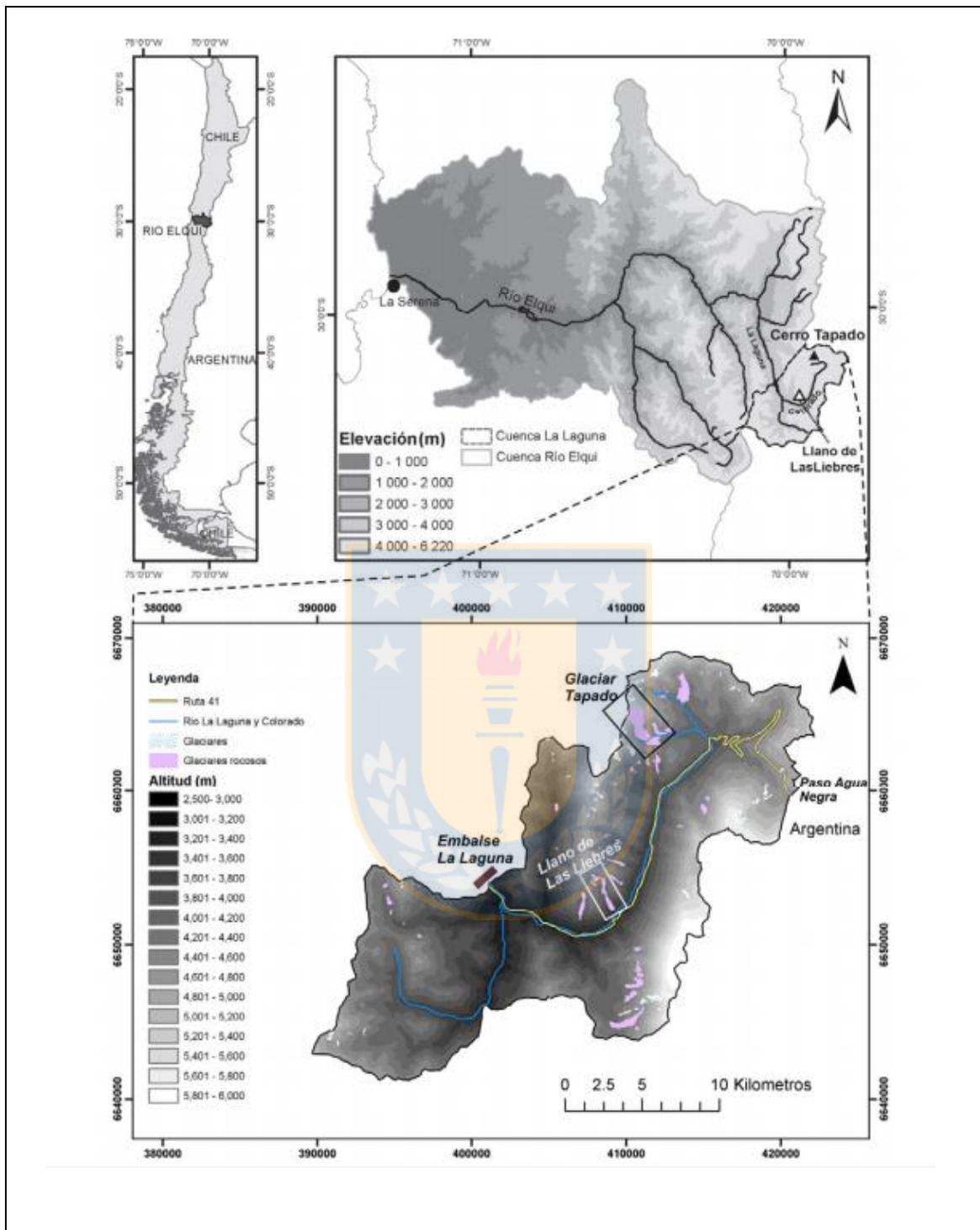


Figura 4. Ubicación área de estudio.

Fuente: Dirección General de Aguas, 2012. Caracterización y monitoreo de glaciares rocosos en la cuenca del río Elqui y balance de masa del glaciar Tapado.

4.2 Obtención de la información.

Los datos utilizados para la investigación son los siguientes:

- Fotos digitales del glaciar para el verano 2011-2012 tomada diariamente.
- Imagen satelital Geoeye de 2010 (0.5 m de resolución espacial)
- Modelo digital de elevación, derivado de las imágenes stereo Geoeye
- Datos meteorológicos de la estación 'AWS2' en operación sobre el glaciar durante el verano 2011-2012.

5 METODOLOGÍA

La metodología consiste en tres etapas principales la primera realiza la conversión de las imágenes de formato RAW a tiff preservando la relación lineal entre luz incidente y reflectancia, eliminando las distorsiones propias de la cámara. La segunda etapa consta de un lote de scripts obtenidos de la herramienta ImGRAFT (Messerli and Grinsted, 2015) que, a través de sus funciones de proyección y georreferenciación de la serie de imágenes, obtiene los valores de reflectancia de cada fotografía a partir de las características de la cámara, entregando valores para cada pixel en una proyección de los valores guardados como mapa de reflectancia. En tercer lugar, se realiza una conversión de las reflectancias a albedo según el método de Corripio (2004). Esto se hizo con un código IDL modificado desde Corripio 2004.

5.1 Conversión de las fotos RAW (.cr2) a TIFF

Pre-procesamiento de imágenes

El objetivo de esta etapa fue obtener fotos sin corrección de luminosidad, este procedimiento preserva la relación entre luz incidente y la reflectancia, fue llevado a cabo con la aplicación DCraw (<https://www.cybercom.net/~dcoffin/dcraw/dcraw.c>), capaz de leer varios formatos RAW de fotografías y convertirlos a otros formatos lineales. El formato final escogido fue .TIFF que tiene la ventaja de conservar la resolución nativa y el formato lineal de las fotos RAW sin aplicar compresión, dejándola limpia y sin alteraciones.

5.2 Georectificación de las fotos oblicuas.

Para obtener mapas de reflectancia, se creó un algoritmo basado en imGRAFT (Messerli and Grinsted, 2015) que es una herramienta de georectificación de imágenes y también un set de herramientas de rastreo de características de código abierto para Matlab.

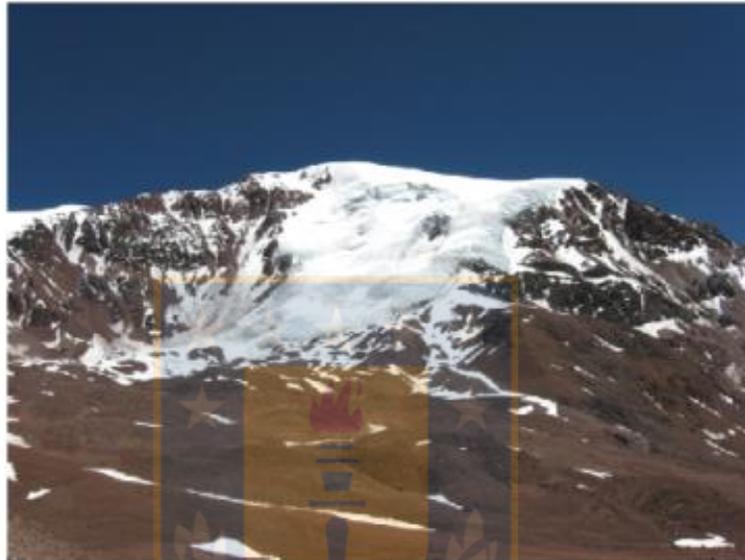


Figura 5. Imagen f, obtenida del Time-Lapse.

Fuente: Dirección General de Aguas, 2012. Caracterización y monitoreo de glaciares rocosos en la cuenca del río Elqui y balance de masa del glaciar Tapado

El primer parámetro de entrada es un conjunto de fotos F , el segundo un modelo de elevación digital (G) del área de estudio, luego tres conjuntos de coordenadas:

- GCP ('ground control points'), puntos de control comunes entre F y G .
- Tiepoints (puntos de unión) coordenadas de características sobre terreno estable para medir el desplazamiento entre imágenes debido al movimiento de la cámara.
- Pointrock: coordenadas de un punto guía principal; se usa primero para estimar de manera gruesa el desplazamiento de imágenes. Luego se afina el cálculo usando la lista de puntos de unión.

Además, los parámetros de configuración de la cámara (CS):

- Coordenadas geograficas [x,y,z].
- Altitud. (H)
- Coordenadas del centro de la foto.
- Parámetros de la deformación del lente.
- Especificaciones técnicas (tipo de foto, tamaño del sensor, etc).
- Orientación en grados.

Por último, la ubicación de la carpeta (OP) donde se almacenarán los resultados.

Con estos parámetros de entrada, con el fin de obtener los mapas de reflectancia (MR) sobre el conjunto de imágenes F, se utilizó el algoritmo 1.

Algoritmo 1: ORTORECTIFICACION EN BATCH DE LAS FOTOS DEL GLACIAR TAPADO

INPUT: F, G, CGP, Tiepoints, Pointrock, CS, OP
 OUTPUT : MR

- (1) Leer todas las fotos (.TIFF) en F.
- (2) Leer nombres de todas las fotos.
- (3) Seleccionar imagen maestra (M).
- (4) Remover M de F -> F2
- (5) Calibración CS (Cameramodel-Imgraff)
 - Comparar coordenadas M y CGP
 - Configuración modelo de cámara
 - Comparar las coordenadas (fila, columna) de los puntos de control observados en la imagen Master, y los GCps proyectados.
- (6) Para todas las fotos f en F2.
 - Aplica función template match (ventana de búsqueda, ventana de template, pointrock)
 - Encontrar movimiento de los tiepoints.
 - Determina rotación de la cámara entre f-1 y f
 - Para todas las [x,y,z] en tiepoints
 - Buscar coordenadas [x,y,z] correspondientes a f
 - Cuantificar el desplazamiento entre f y f-1
- (7) Proyección de imagen sobre el DEM.
 - Proyectando G en 2-D sobre f
 - Calculo distancias ortogonales
 - Impresión MR
- (8) Guardar MR en OP

El algoritmo 1 determina una secuencia de puntos, entre fotos que primero a partir de una calibración del modelo de cámara se compara entre las coordenadas (fila, columna) de los puntos de control observados en la imagen Master y los GCps proyectados, usando los valores de los parámetros de la cámara que minimizan el error cuadrático entre las imágenes. En segundo lugar, se utiliza la función “template match” que busca el desplazamiento de los TiePoints por correlación de imagen en un cuadro de búsqueda. De esta forma se procede a ajustar los parámetros de la cámara con el desplazamiento encontrado por la función para una posterior proyección de la foto en un modelo de elevación digital con los valores de reflectancia para cada pixel en la imagen.

5.3 Calculo de albedo a partir de los mapas de reflectancia.

Para la determinación del albedo se utilizaron las rutinas de Corripio (2004), basado en el supuesto de que existe una relación directa entre el albedo de una superficie y los valores de radiación reflejada de la luz entrante capturados por la cámara.

Considera como parámetros de entrada al algoritmo 2:

- Los MR obtenidos de la salida del algoritmo 1
- Las rutinas utilizadas por Corripio en 2004
- Mapas de transmitancia (MT) obtenidos de la extrapolación de un limitado número de puntos obtenidos del software MODTRAN
- Una matriz en que cada entrada corresponde al coseno del ángulo formado entre cada pixel y la cámara (CV)
- Matriz (MD) de información que contiene datos de:
 - Longitud y latitud
 - Albedo de referencia
 - Humedad relativa
 - Temperatura
 - Visibilidad
 - Ozono

Con estos valores el algoritmo 2 obtiene los valores de albedo y los presenta en una matriz correspondiente para cada imagen

Algoritmo 2 ‘ref2albedo’ ejecución en batch

INPUT: MR, CV, G, MT, MD

OUTPUT:

- (1)Carga MR
- (2)Para todos m(i) en MR
- (3)Albedo(i) = Función-de-corríprio(m, MD, MT,G, CV)
- (4)Retorno Albedo.

Según establecen las funciones propuestas por Corripio (2004) cada pixel en las fotografías contiene la información de la radiación reflejada desde un área determinada. Esta radiación es calculada por el algoritmo utilizando la siguiente información:

- Radiación global incidente
- Albedo de la superficie
- Interacción atmosférica
- Geomorfología del lugar.

Con las rutinas se trabajó comparando los valores de los pixeles en la fotografía con un pixel de referencia determinado correspondiente a una superficie de albedo conocido.

De esta forma el albedo superficial es definido en el mismo estudio por Corripio (2004) según la ecuación 2:

$$\alpha_n = \alpha_{ref} \frac{R_n (\tau_i \tau_t)_n (F_t + F_{sk} + F_{ms} + F_{sn})_{ref}}{R_{ref} (\tau_i \tau_t)_{ref} (F_t + F_{sk} + F_{ms} + F_{sn})_n}$$

Donde α_n es el albedo para cada punto, α_{ref} albedo medido por la estación de monitoreo, R_n son los valores de reflectancia para cada pixel, R_{ref} el valor de reflectancia en el lugar de la estación de monitoreo, τ_i representa funciones de transmitancia atmosférica, τ_t la atenuación atmosférica entre la cámara y cada punto en la superficie.

Los valores F son factores de corrección para la influencia de la topografía y radiación difusa sobre la radiación global incidente : F_t corresponden a un término de corrección para el ángulo de incidencia del sol en la pendiente, F_{sk} es el factor de corrección para la radiación difusa del cielo, calculada con la fracción visible de este en la imagen, F_{ms} es el factor de difusión de la radiación debido a la dispersión entre el suelo y el cielo, que depende de las condiciones atmosféricas y el factor de sombra y por último el factor F_{sn} se considera como radiación difusa reflejada del terreno circundante. De esta forma se corrige, para cada pixel del mapa de reflectancia, variaciones espaciales de reflectancia debido a variaciones en el flujo de radiación incidente lo cual varía según la topografía y la altitud.

Para el análisis de los resultados se consideraron los mapas obtenidos de las 115 imágenes procesadas correspondientes a los días sin presencia de nubosidad, característica principal para la determinación de las fechas de análisis que corresponden desde el 03 de diciembre 2011 al 04 de abril del 2012. Para el análisis de los peak de albedo y su relación con la variabilidad espacial se consideraron, además, de los valores diarios para cada muestra, un mapa de un día de cada mes correspondiente al día siguiente de la última precipitación registrada por la estación de monitoreo, estos valores corresponderían a los más altos de la temporada que permiten un análisis específico en sus variaciones.

6 RESULTADOS

A partir de los datos obtenidos se elaboraron 3 gráficos correspondientes a: un análisis temporal de las estimaciones de albedo, su relación espacial con la altitud y por último una comparación de los coeficientes de variación (variabilidad espacial) de estos valores con el mapa de Radiación incidente de onda corta (Shortwave incoming radiation (SWir)) correspondiente a uno utilizado para la modelación en balances energéticos y de masa.

6.1 Albedo para el periodo de ablación 2011-2012

En la Figura 6 se presenta el comportamiento del albedo a través del avance de la temporada de ablación {desde el 03 de Diciembre 2011 al 04 de abril del 2012},

donde se analizan los promedios de los mapas para cada día en forma mensual mostrando cómo en los dos primeros meses diciembre y enero se concentran los valores más altos de albedo, alcanzando un promedio mensual de 0.22 y un valor máximo de 0.29 para los promedios diarios de diciembre, continuando con la tendencia en enero alojando valores altos de albedo (0.21 en promedio) y almacenando el valor máximo estimado para toda la temporada de 0.31 el día 14.

Al analizar las muestras diariamente, es posible observar el retroceso de la superficie de nieve que cubre el glaciar, reduciendo los números del promedio a 0.16 y resaltando lo relevante de la variabilidad temporal del comportamiento del albedo, el cual exhibe un peak de 0.28 para el 25 de febrero lo que correspondería a un evento de precipitación registrado por la estación AWS2.

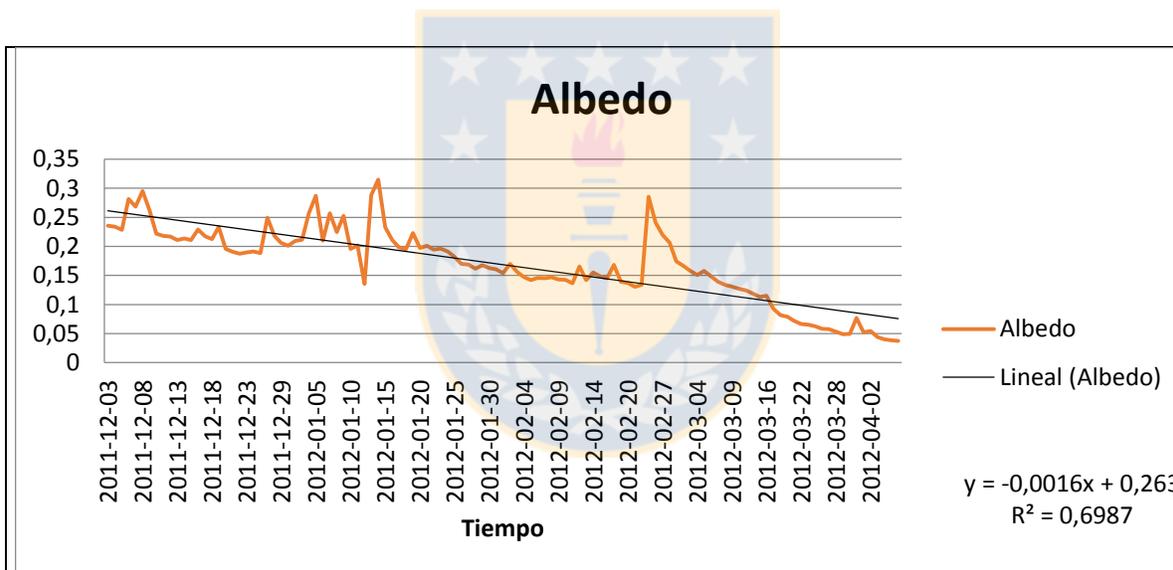


Figura 6. Promedio albedo diario y SWir.

Fuente: Elaboración en base a datos obtenidos.

Para el último mes de datos completos se percibió la reducción de la superficie cubierta por nieve hasta solamente alcanzar la del glaciar, registrando un valor de albedo promedio para marzo de 0.1 y un máximo de 0.17 resultando en su promedio valores inferiores incluso a los del primer quintil de los datos analizados, mostrando así que la tendencia lineal decreciente que siguen los datos basado en su pendiente negativa.

En la Figura 9 se compara gráficamente el día de cada mes con mayor albedo versus la radiación entrante de onda corta (SWir) para el mismo día. A partir de lo anterior se analiza la variabilidad de las estimaciones, resaltando los valores de desviación estándar que difieren con un amplio margen para cada par de imágenes. También se destaca la alta variabilidad temporal y espacial del albedo por sobre los valores de radiación y cómo ésta diferencia se ve intensificada al adentrarnos en la temporada de ablación.

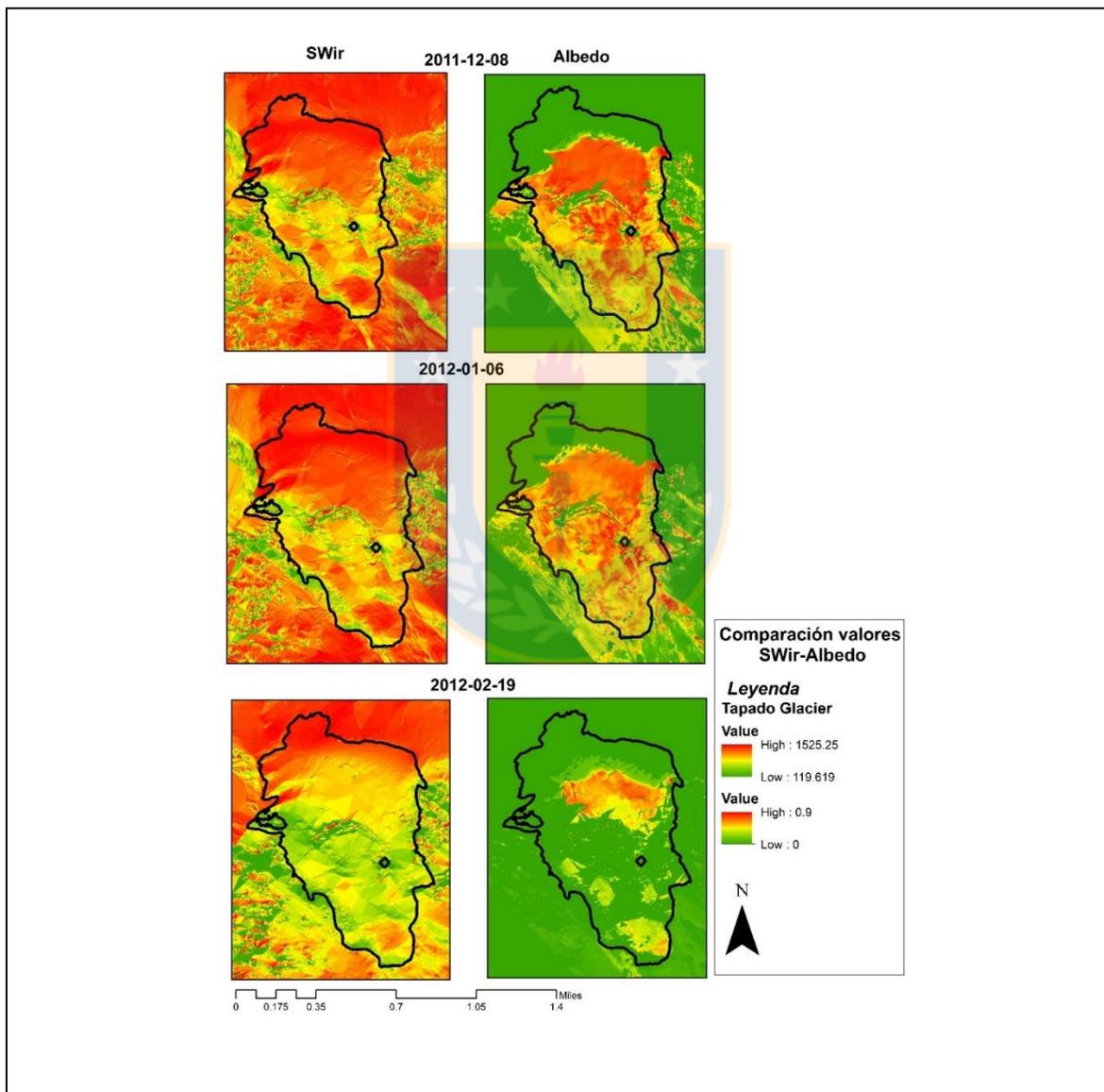
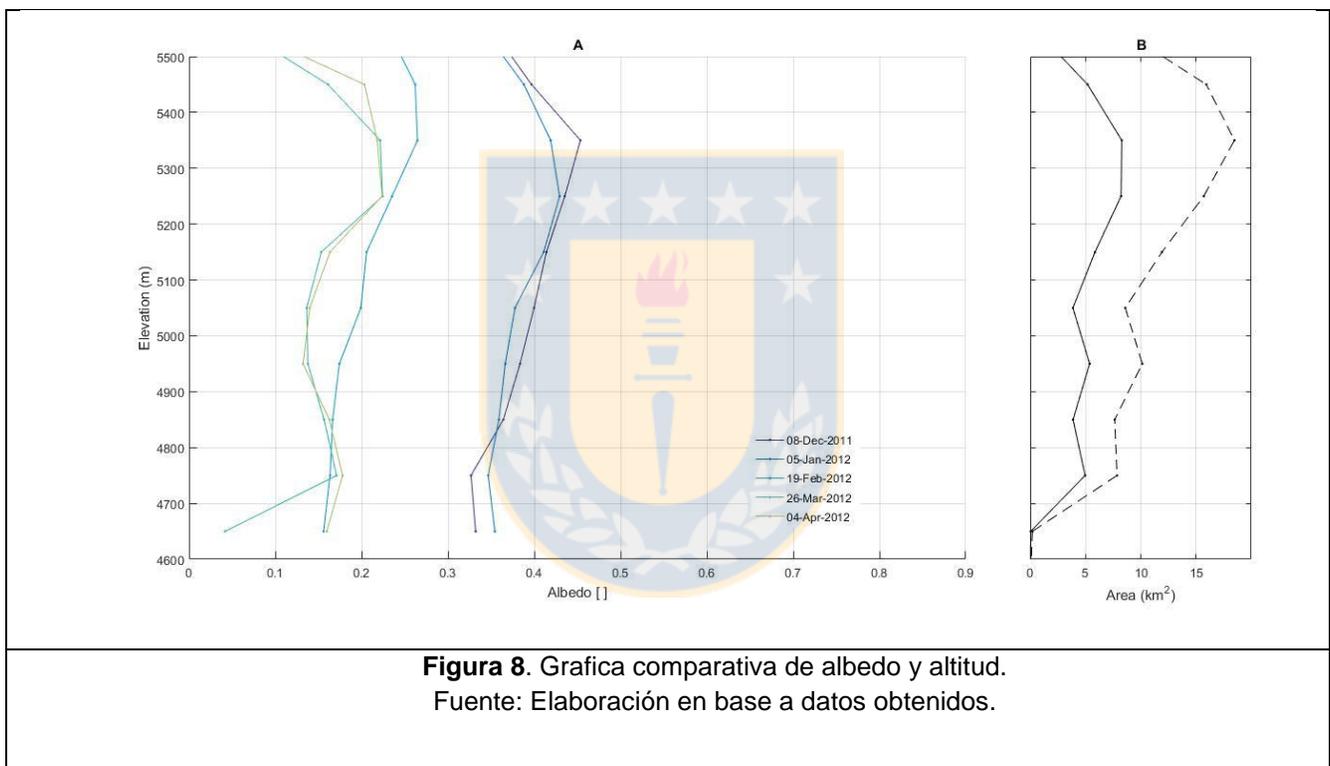


Figura 7. Ejemplos de mapas de albedo y de SWir utilizados como muestra, corresponden a los datos del 08/12/11, 19/02/12 y 26/03/12 respectivamente, corresponden al día siguiente de una precipitación registrado por AWS2. Fuente: Elaboración en base a datos obtenidos.

6.2 Albedo en el espacio.

La Figura 8 muestra la variación del albedo con respecto a la altitud y su dependencia sobre esta variable. Se observan 5 líneas que corresponden al promedio del albedo para el día siguiente de una precipitación registrada por cada uno de los meses de datos, exponiendo el comportamiento del albedo al adentrarse en la temporada de ablación. En la figura 8 es posible observar una reducción de aproximadamente un 20% entre el 5 de enero y el 19 de febrero.



También se observa la dependencia de la distribución de los datos de albedo con la altura, progresando de forma inversamente proporcional con respecto al tiempo y en forma directa con respecto a la altura. Existen marcadas excepciones a estas tendencias, como es un área entre los 4800 y los 5200m que una vez adentrados en la etapa de derretimiento presenta valores atípicos que difiere del resto del glaciar.

Se evidencia la predominancia de valores mínimos de albedo en la parte baja del glaciar a lo largo de todo el periodo de estudio siendo aún menores a lo largo del avance de la temporada.

6.3 Variabilidad espacial de albedo vs. Radiación incidente de onda corta (SWir).

En la Figura 10 se muestra la comparación entre los coeficientes de variación de ambas variables en estudio: el albedo, estimado en la presente investigación y la radiación incidente de onda corta (SWir), utilizada actualmente para la modelación de los balances de masa glaciar. El coeficiente de variación exhibe la dispersión de los datos encontrándose los valores cercanos a 0 una baja variabilidad, con todos sus valores cercanos a la media, mientras que los valores cercanos a 100 o superiores, muestran una gran dispersión de los datos asociados a la variabilidad espacial del albedo.

El valor mínimo del coeficiente de variación para el albedo es de un 63.3% que sobrepasa en 21.9% respecto de la máxima variación registrada para la radiación de onda corta que consideran los modelos para balance. Es necesario mencionar también que un poco menos de un cuarto de los datos de albedo corresponden a datos registrados fuera del rango de la desviación estándar, destacando la importancia de la variabilidad del albedo.

7 DISCUSIÓN

Las variaciones del albedo glaciar ocurren en muchas escalas de tiempo, Yue, Zhao, Li, Zhang, Fan, Wang, & Wang, (2017) presentan como ejemplo: las escalas estacionales, cuando el tipo de superficie cambia de nieve a hielo y viceversa; en corto plazo, debido a la fusión de una fina capa de nieve y la acumulación de agua de deshielo en la superficie; o también como resultado de cambios en las condiciones atmosféricas tales como la cobertura de nubes y el ángulo de incidencia solar.

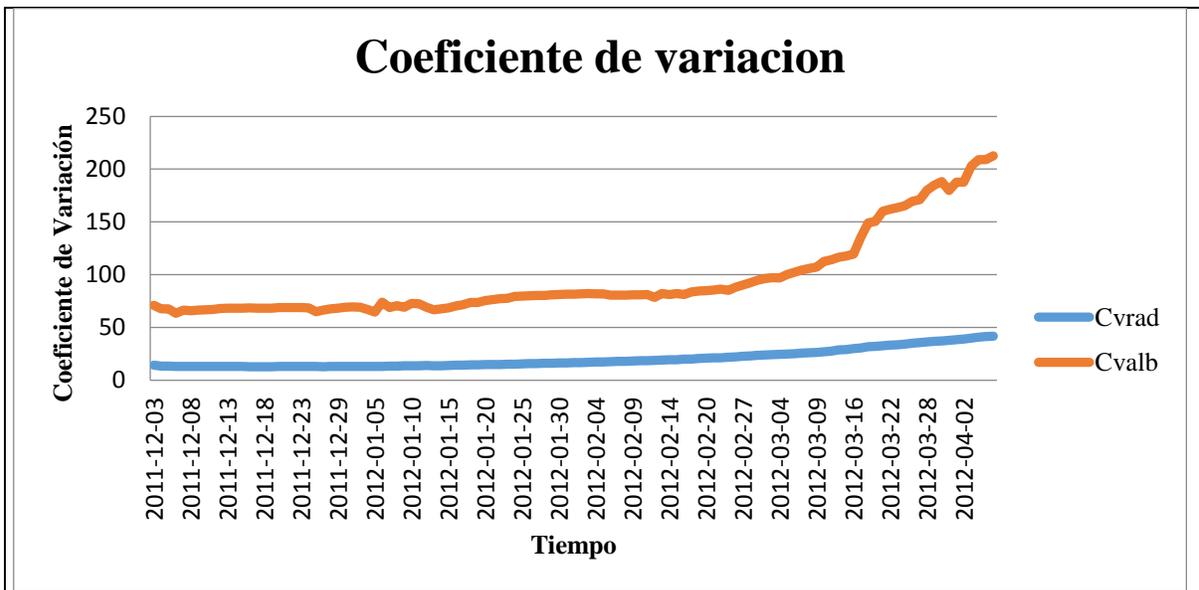


Figura 9. Grafica comparativa de coeficiente de variación de albedo y SWir.

Fuente: Elaboración en base a datos obtenidos.

El análisis de estas variaciones en pequeñas escalas temporales está dirigido hacia los factores propuestos por las investigaciones científicas desarrolladas sobre estas superficies, estos son: las tendencias de calentamiento más fuertes en algunas zonas del glaciar, el inicio temprano del derretimiento, la falta de acumulación invernal, la expansión del área de hielo desnudo, las altas concentraciones de impurezas, la fusión de capas de hielo enriquecido con contenido mineral y por último un aumento de la producción de agua de deshielo y la escorrentía (Moustafa, Rennermalm, Smith, Miller, Mioduszewski, Koenig, & Shuman, 2015). Esto da una explicación a los resultados que mostraron incrementos pronunciados en el albedo durante la temporada de derretimiento, que está asociado a las nevadas del verano y reducciones de albedo en algunas zonas del glaciar a medida que se adentraba en la temporada de fusión, éstas estaban determinadas por la presencia de penitentes en el área, que una vez iniciada la etapa de ablación se mantienen presentes en determinadas áreas del glaciar.

Analizando el comportamiento en la temporalidad, al comienzo del periodo de estudio la distribución espacial del albedo superficial fue indiferente con respecto a la transición en el tipo de superficie dominante de la nieve al hielo desnudo. A pesar de tener los valores de albedo más altos cuando la superficie estaba dominada por nieve, al principio del periodo de estudio, la distribución espacial del albedo superficial no presentaba una marcada tendencia exponiendo la fuerte dependencia de la variable sobre de las condiciones meteorológicas diarias en esa etapa. En contraparte, una vez adentrados en la temporada de fusión cuando la superficie del glaciar estuvo dominada por nieve y hielo desnudo, parcialmente cubierto de sedimentos y escombros, fue posible observar una tendencia albedo superficial que aumentaba con la altitud en las zonas de ablación, era mayor cerca de la línea de nieve y fluctuaba en las zonas de acumulación, condiciones que también han sido expuestas en otros glaciares, por ejemplo Yue, X. et al (2017) para el glaciar Urumqi No. 1 en Tien Shan, China.

Al analizar las variaciones con respecto a la altura, una vez terminados los periodos de precipitaciones recurrentes, el albedo en la parte superior se muestra un poco más dinámico, esto se explica por una mayor probabilidad de caída de precipitación nival en esta área producto de la ubicación de la isoterma cero exhibiendo valores de albedo más altos y con mayor variabilidad que el promedio del glaciar.

De esta forma se observa en base a los resultados obtenidos y según proponen los mismos autores Yue, X. et al (2017) para la capa de nieve y hielo desnudo la distribución espacial y temporal está controlada principalmente por las condiciones climáticas; temperatura del aire y precipitación, entonces, a medida que aumenta la temperatura del aire comienza un mecanismo de retroalimentación positiva que involucra la exposición del hielo desnudo, el aumento del derretimiento del agua y el transporte de las impurezas, el metamorfismo acelerado de la nieve y por consecuencia la variación del albedo superficial.

La magnitud de la variación que depende de las variables climáticas está relacionada con las propiedades de la superficie del glaciar, esta fluctúa según los factores topográficos propios del lugar como la altitud, la pendiente y la exposición (Yue, X. et al (2017)). Entonces de esto se puede afirmar que la variación temporal del albedo superficial para el glaciar Tapado en todo el periodo de estudio estuvo determinada por:

- La transición de la nieve al hielo y viceversa (condiciones climáticas propias de cada estación),
- El incremento en los valores relacionado directamente con la elevación,
- La depositación y arrastre de contaminantes hasta la parte baja del glaciar y
- La rugosidad de la superficie que debido al desarrollo de penitentes puede producir grandes reducciones de albedo efectivas en relación con el albedo de una superficie plana.
-

Para las variaciones explicadas por la sensibilidad de la variable a las nevadas y al metamorfismo de la nieve en general; se observó que, una vez ocurrido un evento de nevadas, los valores de albedo aumentan rápidamente. Sin embargo, no se puede despreciar el efecto de la temperatura del aire y la precipitación sobre el albedo que varían durante etapas tardías de la temporada una vez expuesto el hielo desnudo.

Para las etapas de acumulación, el albedo superficial se ve afectado principalmente por la precipitación; frecuentes eventos de nieve causan una tendencia creciente, aunque la temperatura del aire aumenta simultáneamente, no es suficiente para comprometer el impacto de eventos frecuentes de nevadas. Esto no se cumple para los meses que corresponden a la etapa de fusión, donde la temperatura del aire fue el principal controlador de los cambios en el albedo superficial, éste se redujo a medida que aumentaba la temperatura del aire porque la precipitación sólida ocurría predominantemente a elevaciones más altas.

Para las fechas posteriores a marzo del 2012, adentrada ya la temporada de ablación, se observa un fenómeno curioso que presenta valores más altos de albedo en áreas más bajas del glaciar, lo que contradice la suposición del aumento de albedo directamente proporcional a la altura (Yue, X. et al (2017)), esto se explica porque en los días previos el área de hielo glaciar expuesto aumentó; indicando que el glaciar experimentó una fuerte ablación. Este tipo de eventos es probable que cause la acumulación de impurezas fundidas de las capas internas de hielo y la formación de penitentes que como expone DGA (2012) en los glaciares de la zona central y norte de Chile se produce con frecuencia. Estas formaciones son las principales causantes de reducciones de albedo efectivas y si bien la magnitud de estas depende principalmente del ángulo de apertura penitente, también la forma y la variabilidad espacial del material juegan un papel importante en su formación por nieve envejecida. Lhermitte, S., Abermann, J., & Kinnard, C. (2014).

Entonces, considerando que incluso la variación en los ángulos de incidencia solar puede influir en la distribución espacio-temporal del albedo superficial, la deposición, el cambio y la eliminación de la nieve y la exposición al hielo desnudo fueron los principales impulsores de los cambios altitudinales en el albedo superficial en el periodo de estudio, variables difíciles de medir en los mapas de radiación incidentes utilizadas actualmente para la modelación de energía y medición de cambios de masa en los glaciares.

De esta forma quedan expuestas las ventajas que presenta la utilización de este tipo de herramientas que alcanzan una precisión mucho más alta y que permiten medir las variaciones en escalas diarias y que consideran gran parte de los factores que determinan el comportamiento de esta variable que, como ya se ha hecho mención, es el principal factor que condiciona la energía disponible para el derretimiento y por consecuencia la disponibilidad de los recursos hídricos, que en el caso del glaciar Tapado, región de Coquimbo o el norte del país en general, es de vital importancia para el desarrollo de cualquier tipo de actividad.

Por último, es necesario hacer mención de las principales limitaciones del estudio asociadas a las características de la superficie que no pueden ser consideradas por la información almacenada en la foto. Estas características fueron presentadas por Corripio, 2004:

En primer lugar, se considera el hecho que la nieve y el hielo no son superficies Lambertianas, esto quiere decir que la radiación reflejada varía por sobre todo el hemisferio visible (Hudson et al., 2006, 2010; Lyapustin et al., 2009). También se considera como limitación la conversión de mediciones de banda estrecha a valores de banda ancha requeridos al calcular el presupuesto radiativo de la superficie. También de la investigación se presenta el error asociado a la presencia de nubosidad y sombras que avanzada la temporada forman parte importante de los datos obtenidos, encontrándose en la parte más alta del glaciar, así como también en los sectores con presencia de eventos topográficos que proyectan sombras difíciles de estimar.

8 CONCLUSIONES

No es difícil mostrar la relevancia de este tipo de herramientas cuando hacemos mención de la situación político-ambiental que se presenta actualmente en el país, esto considerando la amplia gama de problemas que afecta a la población con respecto al recurso; como es la escasez que afecta al centro norte de Chile, agravada por la persistente sequía de los últimos 10 años; la desigual distribución del recurso hídrico a lo largo del territorio; o los ya observados impactos que está teniendo el cambio climático en todo el planeta.

Es por ello que resulta apropiado el momento que vive el país para la proposición de medidas de gestión orientadas a mejorar la protección y distribución de los recursos hídricos entre los distintos usuarios. Nos encontramos en una etapa de transición, con la inminente modificación al código de aguas que regula el uso del recurso desde 1981 y con el retiro del único proyecto de ley que proponía la

conservación y protección de los glaciares, entre otros significativos cambios a la legislación ambiental que deberían ocurrir próximamente.

La modificación a este tipo de instrumentos legales necesita el apoyo de información científica, por lo que, considerar la utilización de este tipo de herramientas, es de vital importancia para sortear las dificultades que nos entrega un crecimiento económico tan acelerado y separado de una buena utilización de los recursos ambientales.

El uso de este tipo de herramientas para la obtención de albedo, útiles para el entender el comportamiento y modelar el balance de masa de los glaciares, y/o incluso modelar el clima global, puede dar la solidez necesaria para tener un impacto positivo en el manejo de recursos. Estos son esenciales, sobre todo en un país tan extremo como Chile, donde los glaciares se presentan como una de las principales fuentes de abastecimiento hídrico para las zonas áridas y semiáridas, como por ejemplo en la IV región de Chile (Coquimbo), los recursos hídricos son escasos; la mayoría de los caudales y de la recarga de los acuíferos se genera por el deshielo de la nieve y hielo en la alta cordillera. El almacenamiento estacional de las precipitaciones de invierno en forma de nieve y agua y, su descarga por deshielo durante la temporada productiva de verano, constituye un pilar del ecosistema andino y de la estructura socioeconómica de la región (Cepeda, 2008).

Para el albedo propiamente tal, la variabilidad espacial se muestra como uno de sus principales factores de influencia sobre el derretimiento, por eso se presentó una gama de elementos que determinan la energía disponible para la fusión de hielo en un glaciar y se destaca la importancia de caracterizar de la mejor forma posible los factores influyentes en la diversificación de los valores de forma espacial y temporal.

Si se contrasta el albedo con otra de las variables, SW_{ir}, utilizada normalmente para modelar los comportamientos del glaciar, queda en evidencia que el método presentado en la investigación entrega un control más preciso de las variaciones espaciales y temporales del albedo en la superficie, teniendo el potencial deseable para contribuir a una mejor modelación del balance de masas de los glaciares. De hecho, los mapas de albedo recuperados de las fotografías se pueden asimilar en

un modelo de balance de energía para simular con precisión la distribución espacial del balance de masa de los glaciares durante la temporada de ablación (Dumont, Sirguey, Arnaud & Six, 2011).

La obtención de un conjunto de datos suficientemente grande y preciso que permita relacionar cuantitativamente los cambios de albedo espacial y temporal con sus causas, o el desarrollo de herramientas de estimación de esta variable con mayor precisión aún, es de gran importancia para el entendimiento de los procesos hidrológicos y climáticos y se presentan como principal desafío mundial teniendo puesta la vista de muchos de los tratados internacionales que hacen mención a los problemas de escasez hídrica que estamos enfrentando en la última década. La obtención de dichos conjuntos de datos como se dijo es difícil, por lo que la alternativa de adquirir información de albedo glaciar detallado que permitan desarrollar y verificar las parametrizaciones del albedo de los glaciares y proporcionar una verdad fundamental para los albedos derivados de satélites se considera igual de validez y relevancia (Jonsell, Hock & Holmgren, 2003).

9 REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Barros, V. (2006). *Cambio climático global*. Libros del Zorzal

Brock, B. W., Willis, I. C., & Sharp, M. J. (2000). *Measurement and parameterization of albedo variations at Haut Glacier d'Arolla, Switzerland*. *Journal of Glaciology*, 46(155), 675-688.

Centro de Estudios Científicos, (CECs), 2009. *Estrategia Nacional de Glaciares*. Chile.

Cepeda, J. (2008). *Los sistemas naturales de la cuenca del río Elqui (región de Coquimbo, Chile): vulnerabilidad y cambio del clima*. Ediciones Universidad de La Serena, La Serena, Chile.

CONAMA, 2008. *Política para la Protección y Conservación de Glaciares*

Corripio, J. G. (2004). *Snow surface albedo estimation using terrestrial photography*. *International journal of remote sensing*, 25(24), 5705-5729.

Dirección General de Aguas, 2012. *Caracterización y monitoreo de glaciares rocosos en la cuenca del río Elqui, y balance de masa del glaciar Tapado*. Ministerio de Obras Públicas, Dirección General de Aguas, Unidad de Glaciología y Nieves. <http://documentos.dga.cl/GLA5397.pdf>

Dumont, M., Sirguey, P., Arnaud, Y., & Six, D. (2011). *Monitoring spatial and temporal variations of surface albedo on Saint Sorlin Glacier (French Alps) using terrestrial photography*. *The Cryosphere*, 5(3), 759-771.

Fiebig-Wittmaack, M., Astudillo, O., Wheaton, E., Wittrock, V., Perez, C., & Ibacache, A. (2012). *Climatic trends and impact of climate change on agriculture in an arid Andean valley*. *Climatic change*, 111(3-4), 819-833.

Ginot, P., C. Kull, U. Schotterer, M. Schwikowski, and H. Gäggeler (2006), *Glacier mass balance reconstruction by sublimation induced enrichment of chemical species on Cerro Tapado (Chilean Andes)*, *Climate of the Past*, 2(1), 21-30.

Hock, R., & Jensen, H. (1999). *Application of kriging interpolation for glacier mass balance computations*. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, 81(4), 611-619.

Jonsell, U., Hock, R., & Holmgren, B. (2003). *Spatial and temporal variations in albedo on Storglaciären, Sweden*. *Journal of Glaciology*, 49(164), 59-68.

Lhermitte, S., Abermann, J., & Kinnard, C. (2014). *Albedo over rough snow and ice surfaces*. *Cryosphere*, 8(3), 1069-1086.

Messerli, A., & Grinsted, A. (2015). *Image georectification and feature tracking toolbox: ImGRAFT*. *Geoscientific Instrumentation, Methods and Data Systems*, 4(1), 23. Documentation ImGRAFT: <http://imgraft.glaciology.net/> (Noviembre, 2017)

Mölg, T., Cullen, N. J., Hardy, D. R., Kaser, G., & Klok, L. (2008). *Mass balance of a slope glacier on Kilimanjaro and its sensitivity to climate*. *International Journal of Climatology*, 28(7), 881-892. <http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/joc.1589/pdf> (modelo de balance de masa y energía)

Moustafa, S. E., Rennermalm, A. K., Smith, L. C., Miller, M. A., Mioduszewski, J. R., Koenig, L. S., ... & Shuman, C. A. (2015). *Multi-modal albedo distributions in the ablation area of the southwestern Greenland Ice Sheet*. *The Cryosphere*, 9(3), 905-923.

Nicholson, L., J. Marin, D. Lopez, A. Rabatel, F. Bown, and A. Rivera (2009), *Glacier inventory of the upper Huasco valley, Norte Chico, Chile: glacier characteristics, glacier change and comparison with central Chile*, *Ann Glaciol*, 50(53), 111-118.

NOVOA JE & D LÓPEZ (2001) IV Región: *El escenario geográfico Físico. En: Squeo FA, G Arancio & JR Gutiérrez. Libro Rojo de la Flora Nativa y de los Sitios Prioritarios para su Conservación: Región de Coquimbo: 13-28*. Universidad de La Serena. Ediciones Universidad de La Serena. La Serena. Chile.

Paterson, W. (1994), *The Physics of Glaciers*, 3rd Edition, 480 pp., Pergamon, UK.

Oyarzún, J., and R. Oyarzún (2011), *Sustainable development threats, inter-sector conflicts and environmental policy requirements in the arid, mining rich, northern Chile territory*, *Sustainable Development*, 19(4), 263-274.

Rene Garreaud S. & Carolina Meruane N. 2005. *Flujos Turbulentos*. Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas.

Vicuña, S., Garreaud, R. D., & McPhee, J. (2011). *Climate change impacts on the hydrology of a snowmelt driven basin in semiarid Chile*. *Climatic Change*, 105(3-4), 469-488.

Yue, X., Zhao, J., Li, Z., Zhang, M., Fan, J., Wang, L., & Wang, P. (2017). *Spatial and temporal variations of the surface albedo and other factors influencing Urumqi Glacier No. 1 in Tien Shan, China*. *Journal of Glaciology*, 63(241), 899-911.

Young, G. J., and G. James (1976), *An approach to glacier mass-balance analysis utilizing terrain characterization*.

Zuñiga, A. (2015). *CRECIMIENTO ECONÓMICO Y SUSTENTABILIDAD AMBIENTAL EN CHILE: Un análisis en torno al concepto de desacoplamiento económico-ambiental*. Memoria para optar al título de sociólogo. Universidad de Chile Facultad de Ciencias Sociales Departamento de Sociología