

UNIVERSIDAD DE CONCEPCION  
FACULTAD DE ARQUITECTURA, URBANISMO Y GEOGRAFIA  
DEPARTAMENTO DE GEOGRAFIA

---



CAMBIOS EN EL ALBEDO DE LOS GLACIARES DE LA SIERRA DEL BRUJO ENTRE 2013  
Y 2023

Memoria para optar al Título de Geógrafo

Memorista:

Carlos Alejandro Almendras Castillo

Profesor guía:

Alfonso Fernández Rivera, Ph.D.

---

Concepción 2024

*Agradecimientos.*

*A mi familia, mi amada novia Camila y sus padres, amigos, mis bebés Lupito, TongTong, Fiona, Aurora y Cucha ya que sin su apoyo y paciencia el camino hubiera sido mucho más duro. Un capítulo largo y difícil pero cerrado de la mejor forma. Una prueba de que la constancia y el esfuerzo si pueden dar frutos.*

*Y finalmente darme las gracias por jamás abandonar, esto va para el Carlos de niño que siempre soñaba y viajaba con su imaginación durante esos largos viajes de trabajo en los que tenía la oportunidad de acompañar a mi padre en sus labores de supervisión. Momentos en lo que teníamos largas charlas que en ese momento parecían algo común y rutinario, pero con los años son los más bellos recuerdos. He ahí donde creo que surgió mi pasión por ver paisajes, ciudades y recorrer el mundo para también entender como todo en el funciona. Así que una vez más gracias papá por inspirarme y siempre apoyarme.*

## Índice de Contenidos

Resumen.....	x
Abstract.....	xi
1. Introducción.....	6
2. Marco teórico y conceptual.....	9
2.1 Glaciar.....	9
2.2 Zonificación teórica de un glaciar.....	10
2.3 Albedo.....	11
2.4 Estimación de albedo mediante teledetección.....	14
2.5 Análisis estadístico para datos de albedo y meteorológicos.....	20
3. Área de Estudio.....	21
3.1 Localización.....	21
3.2 Aspectos climáticos.....	23
3.3 Aspectos geomorfológicos.....	23
□ Características de los glaciares.....	24
3.4 Orientación de los glaciares.....	26
4. Problema.....	30
5. Objetivos.....	30
5.1 Objetivo general.....	30
5.2 Objetivos específicos.....	30
6. Hipótesis.....	30
7. Metodología.....	30
7.1 Creación de una base de datos.....	30

7.2	Imágenes satelitales.....	31
7.3	Modelos Digitales de Elevación (DEM).....	32
7.4	Datos de meteorológicos.....	32
7.5	Preprocesamiento de insumos básicos para la estimación de albedo a partir de imágenes satelitales.....	33
7.6	Delimitación de cuenca hidrográfica y red de drenaje.....	33
7.7	Polígonos de glaciares.....	34
7.8	Acotado del DEM.....	34
7.9	Determinar orientación de los glaciares.....	34
7.10	Preprocesamiento de las imágenes.....	35
7.11	Corrección Radiométrica.....	35
7.12	Conversión a reflectancia TOA por módulo FLAASH.....	36
7.13	Corrección topográfica de las bandas.....	36
7.14	Obtención de albedo.....	36
□	Nieve.....	37
□	Hielo.....	38
7.15	Caracterización de área supra glacial para las temporadas de ablación anual.....	42
7.16	Obtención y procesamiento de datos de temperatura y precipitación.....	43
□	Datos de Temperatura.....	44
□	Datos de precipitación.....	45
7.17	Validación de datos de albedo.....	47
7.18	Análisis de matriz de datos.....	47
8.	Resultados.....	49
8.1	Validación de método para obtención de albedo.....	49
8.2	Distribución grafica del albedo de glaciares de la Sierra del brujo para los años hidrológicos presentes de abril de 2013 a abril de 2023.....	52

8.3	Comportamiento del área supra glacial para las temporadas de ablación anual presentes en los años hidrológicos de 2013 a 2023. ....	53
8.4	Distribución espacio-temporal de albedo entre el primer y último mes de estudio para polígonos glaciares.....	55
8.5	Albedo promedio calculado para imágenes Landsat 8 en base a ecuación de Liang (2001) según los polígonos glaciares de la Sierra del Brujo de la DGA. ....	59
8.6	Distribución anual de albedo promedio por glaciar. ....	62
8.7	Distribución anual de los datos de temperatura promedio y precipitación acumulada. ....	64
8.8	Distribución de albedo por glaciar comparado con la cuenca hidrográfica y las variables meteorológicas de temperatura y precipitación. ....	66
8.9	Análisis de resultados. ....	90
9.	Discusión.....	94
10.	Conclusiones y recomendaciones. ....	97
10.1	Conclusiones.....	97
10.2	Recomendaciones.....	98
11.	Bibliografía .....	99
12.	Anexos .....	106
12.1	Imágenes procesadas para la obtención de albedo. ....	106
12.2	Variables meteorológicas para IBM SPSS Statistics 25 .....	109

## Resumen

Este estudio analizó el albedo glaciar, la temperatura y la precipitación acumulada en la Sierra del Brujo, entre abril de 2013 y abril de 2023 d. El método de estimación de albedo es a partir de imágenes satelitales Landsat 8 y tuvo como base la adaptación de ecuaciones propuestas en estudios previos, para lo que se siguió una serie de pasos que pueden resumirse en recopilar, depurar y analizar los datos.

Se observaron fluctuaciones estacionales típicas en la temperatura, con meses más cálidos (enero y febrero) contrastando con los más fríos (junio), y variaciones notables en la precipitación, destacándose picos en mayo de 2013 y abril de 2016, además de periodos de precipitación nula.

Los análisis estadísticos revelaron asociaciones significativas entre la temperatura, la precipitación y el albedo glaciar. Se identificó una relación negativa sólida entre la temperatura y el albedo, indicando que el aumento de la temperatura se asocia con una disminución en la reflectividad de los glaciares. Por otro lado, se encontró una correlación positiva entre la precipitación acumulada y el albedo, sugiriendo que niveles superiores de precipitación están relacionados con un aumento en la reflectividad de los glaciares.

Las medias móviles trimestrales del albedo mostraron su capacidad para seguir las tendencias estacionales, aunque con cierto desfase en momentos de cambios bruscos. Las correlaciones de Pearson y los modelos de regresión múltiple confirmaron la influencia directa de la temperatura y la precipitación acumulada en el albedo glaciar.

Si bien la hipótesis inicial sobre la relación entre el aumento de las temperaturas, la disminución de la precipitación y la reducción del albedo se confirmó parcialmente, mostrando una asociación sólida entre temperatura y albedo, la relación con la precipitación no fue concluyente en la región estudiada.

En resumen, el estudio destacó la influencia directa de la temperatura en el albedo glaciar, subrayando la complejidad de los factores climáticos que inciden en la dinámica de los glaciares. Los resultados enfatizan la importancia de comprender y monitorear estos cambios para evaluar el impacto del clima en los ecosistemas glaciares.

Palabras clave: Albedo, precipitación temperatura, imágenes Landsat 8, análisis estadístico multivariado. Sierra del Brujo.

## Summary

This study focused on analyzing glacier albedo, temperature, and cumulative precipitation in the Sierra del Brujo, between April 2013 and April 2023 . The albedo estimation method relied on Landsat 8 satellite images, adapting equations proposed in previous studies. This involved several steps such as data collection, refining, and analysis.

Typical seasonal temperature fluctuations were observed, with warmer months (January and February) contrasting with colder ones (June), alongside noticeable variations in precipitation. Peaks were notable in May 2013 and April 2016, with periods of no precipitation.

Statistical analyses revealed significant associations among temperature, precipitation, and glacier albedo. A strong negative relationship between temperature and albedo was identified, indicating that higher temperatures are linked to reduced glacier reflectivity. Conversely, a positive correlation between cumulative precipitation and albedo suggested that higher precipitation levels are associated with increased glacier reflectivity.

Quarterly moving averages of albedo displayed their ability to track seasonal trends, albeit with some lag during abrupt changes. Pearson correlations and multiple regression models confirmed the direct influence of temperature and cumulative precipitation on glacier albedo.

Although the initial hypothesis concerning the relationship between rising temperatures, decreased precipitation, and reduced albedo was partially confirmed—showing a strong association between temperature and albedo—the link with precipitation was inconclusive in the studied region.

In conclusion, the study underscored the direct impact of temperature on glacier albedo, highlighting the complexity of climatic factors affecting glacier dynamics. The findings emphasize the importance of understanding and monitoring these changes to assess the climate's impact on glacier ecosystems.

Keywords: Albedo, precipitation, temperature, Landsat 8 images, multivariate statistical analysis, Sierra del Brujo.

## 1. Introducción

Los procesos terrestres dependen de la energía solar que llega del Sol. Esta energía impulsa la circulación atmosférica y oceánica, generando intercambios de agua en distintas formas alrededor del planeta. Además, incluye energía electromagnética y partículas animadas que se mueven a gran velocidad (Strahler & Strahler, 2005). Factores como la emisión solar, la distancia Sol-Tierra, la altitud del sol y la duración del día afectan la cantidad de insolación que recibe la Tierra, provocando diversos fenómenos en su superficie y moldeando el clima a nivel global (Barry & Chorley, 1999).

El albedo, que representa la relación entre la energía reflejada e incidente en una superficie en el espectro de luz visible, resulta crucial para entender el equilibrio energético del planeta. Superficies con albedos bajos, como océanos y lagos, junto con la capacidad calorífica del agua, almacenan energía solar y controlan las zonas tropicales con alta radiación. Esta energía excedente en los trópicos se equilibra con el alto albedo de las zonas polares, generando un movimiento de energía y masa hacia los polos (Barry & Chorley, 1999). Estas diferencias en el albedo contribuyen al equilibrio climático global.

La reducción del albedo en la criosfera global puede fortalecer el retroceso del calentamiento global, conocido como "albedo feedback" (Hall, 2003). A nivel local, cambios en el albedo de glaciares pueden acelerar su retroceso, afectando la hidrología (Mark et al, 2015). Con el cambio climático en curso y sus impactos en el sistema climático y los océanos (IPCC, 2013), la criosfera no polar se vuelve vulnerable (Mark, B & Fernández, A, 2017), siendo el albedo una variable crucial para entender el balance energético de los glaciares (Fernández & Mark, 2016).

Chile alberga una gran extensión de glaciares en los Andes (UNESCO, 2018), muchos de los cuales están perdiendo volumen anualmente (Dussailant et al, 2019). En el centro de Chile, con actividades extractivas destacadas (Silva et al, 2012) y el 60% de la población (INE, 2017), cambios en los glaciares pueden impactar la agricultura, vital para la economía y la subsistencia en ciertas áreas, especialmente durante estaciones con menor precipitación (DGA, Atlas del Agua, 2016). Estudiar el albedo de los glaciares en esta región puede ofrecer comprensión sobre los impactos del cambio climático.

Este trabajo investiga el albedo en los glaciares de la Sierra del Brujo (34°S, Región de O'Higgins), el conjunto más grande de glaciares chilenos al norte de la Patagonia, buscando relacionarlo con la temperatura y precipitación local utilizando imágenes Landsat 8 OLI/TIRS para calcular el albedo.

## 2. Marco teórico y conceptual.

### 2.1 Glaciar.

Actualmente los glaciares cubren el diez por ciento de la superficie terrestre, estos son agentes que eficazmente modelan el relieve y forman parte de dos ciclos fundamentales del sistema Tierra, como lo es el ciclo hidrológico y el ciclo de las rocas (Tarbuck & Lutgens, 2005). Originados por la acumulación de nieve que precipita y su posterior transformación a hielo, en sectores donde la nieve derretida en periodos cálidos es menor a la que cae en periodos invernales. Estas constituyen masas naturales de hielo que caen según su propio peso, donde su velocidad es variable y al moverse va modelando el relieve y depositando sedimento (Rubial, 2005).

Existen variadas fuentes que definen a un glaciar, pero en esta investigación se hará uso de la propuesta por la DGA que forma parte de la “Estrategia Nacional de Glaciares de Chile”. La cual establece que “*Glaciar es toda superficie de hielo y nieve permanentemente generada sobre el suelo, que sea visible por periodos de al menos dos años y de un área igual o superior a 0.01 km<sup>2</sup> (una hectárea). O cualquier superficie rocosa con evidencia superficial de flujo viscoso, producto de un alto contenido de hielo actual o pasado en el subsuelo*” (Rivera et al 2016).

La formación de glaciares se debe al proceso de transformación de nieve a hielo, se conoce como diagénesis (Véase Figura 1). Dicho proceso se genera por apisonamiento de hielo en sucesivos estratos de acumulación, con su posterior pérdida de burbujas de aire, aumentando la densidad de los granos que lo constituyen, pasando de textura suave y esponjosa a granular y más dura (Rivera, 2002).

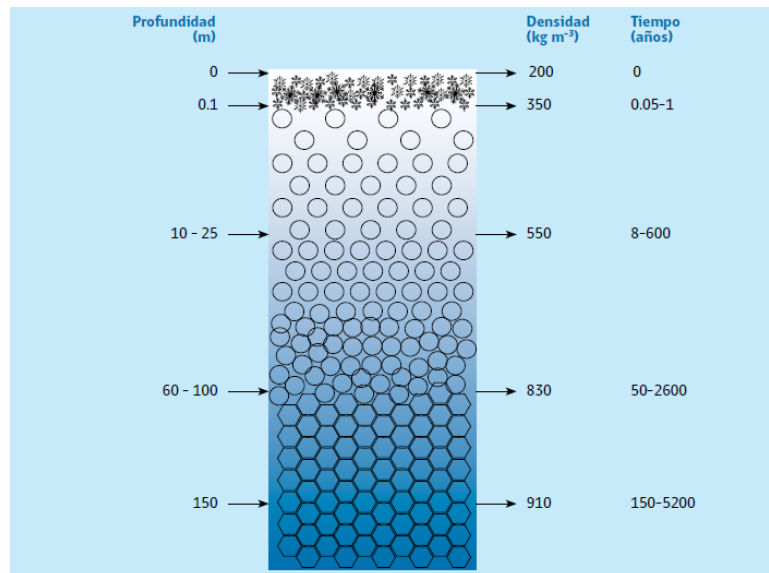


Figura 1 Diagénesis del hielo glacial (Rivera et al 2016).

El incremento gradual de la presión debido a la acumulación de nieve conlleva su transformación en hielo, ya que conforme aumenta la densidad, adquiere las características propias de cristales de hielo (Martinez, 2015). No obstante, la formación del hielo glaciar implica varios procesos además de la compactación de la nieve mencionada anteriormente. Destacan la incorporación al glaciar de nieve proveniente de vertientes cercanas y la formación de hielo por la congelación de aguas, ya sea en la superficie o subterráneas. En casos mucho menos frecuentes, también puede formarse por sublimación del vapor de agua (Rubial, 2005).

Los glaciares pueden perder masa de diversas maneras, ya sea por fusión del hielo, ablación eólica, fenómenos gravitacionales o cambios climáticos (Rubial, 2005)

Múltiples factores inciden en la formación y mantenimiento de un glaciar, determinando respuestas distintas a las influencias del entorno. Entre ellos se encuentran la topografía, como la distribución de altitudes en una cuenca, y la configuración de los valles. Los factores dinámicos del glaciar, como la velocidad del hielo, los ciclos de desprendimiento, la surgencia, entre otros, y los factores climáticos como temperatura, precipitación y la línea de nieve. Todos estos elementos conforman un sistema dinámico y complejo de glaciar-clima-topografía (Rivera, 2002)

## **2.2 Zonificación teórica de un glaciar.**

Un glaciar presenta dos áreas principales a lo largo de su perfil de altitud. La primera es la "zona de acumulación", ubicada en las partes altas y más frías del glaciar, donde la precipitación suele ser en forma sólida. Aquí se acumula masa de manera neta, generando un aumento neto de masa al final del año hidrológico (Glaciología, 2022)

La segunda es la "zona de ablación", localizada en las partes bajas, más cálidas, donde generalmente se pierde masa glaciar debido a desprendimientos, sublimación o la separación de icebergs hacia lagos o mares. Esta área se caracteriza por la pérdida neta de masa al concluir este período. La primera zona se extiende desde las fuentes del glaciar hasta la "Línea de Equilibrio Altitudinal (ELA)" (ver Figura 2), la cual marca la separación entre la zona de acumulación y ablación. Al final de un período anual, típicamente al final del verano, representa los puntos del glaciar con un equilibrio de masa, ya que los procesos de acumulación y ablación se compensan (Glaciología, 2022)

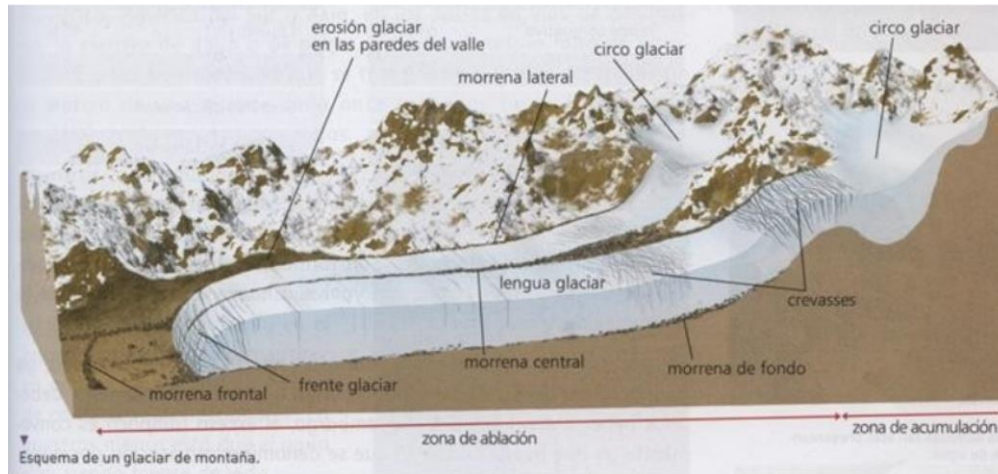


Figura 2: Zonificación de un glaciar. Extraído y modificado de *Manual de balance de masa glaciar*. (Rivera et al 2016).

### 2.3 Albedo.

La palabra Albedo ( $\alpha$ ) proviene del latín, que significa blancura, este se define como el cociente entre la radiación de onda corta reflejada y la radiación de onda corta incidente:

*Ecuación 1: Albedo.*

$$\alpha = \frac{R_r}{R_i}$$

(Dobos, 2003).

Donde  $R_r$  es como se denomina la radiación de onda corta reflejada y  $R_i$  la radiación de onda corta incidente. El albedo es adimensional y sin unidad específica con rangos que van desde 0-1, donde un valor de 0 indica que la superficie absorbe toda la energía entrante y el valor 1 indicaría que toda la energía entrante es reflejada y nada absorbida (Dobos, 2003).

Desde una perspectiva meteorológica, el albedo de una superficie representa la fracción de la luz solar incidente que esa superficie refleja (Barry & Chorley, 1999). Este factor es la relación entre el flujo energético o radiante reflejado desde la superficie terrestre y la radiación solar, siendo crucial para controlar componentes físicos en el equilibrio energético a nivel planetario (Dobos, 2003)

Las características y elementos de la superficie ejercen una influencia significativa en el comportamiento del albedo (ver Tabla 1). Entre los factores que más inciden se encuentran el tipo y estado de la vegetación que cubre la superficie, la humedad del suelo, la presencia de aguas superficiales en sus diferentes estados, el

contenido de materia orgánica, el tamaño de partícula, la composición mineral, sales y el material parental (Dobos, 2003).

*Tabla 1 Albedo promedio integrado de diversas superficies.*

Superficie Global	Albedo
Planeta Tierra	0.31
Superficie Global	0.14-0.16
Arena	0.30-0.35
Hierba, cultivos de cereales	0.18-0.25
Bosques caducifolios	0.15-0.18
Bosques de coníferas	0.09-0.15
Pluviselva tropical	0.07-0.15
Masas de agua (Aumenta bruscamente a ángulos solares bajos)	0.06-0.10
Nube	0.23
Cumulonimbos	0.9
Estratocúmulos	0.6
Cirros	0.4 - 0.5
Nieve reciente	0.8 - 0.9
Nieve en fusión	0.66 - 0.88
Neviza	0.43 - 0.69
Hielo limpio	0.34 - 0.51
Hielo ligeramente sucio	0.26 - 0.33
Hielo sucio	0.15-0.25
Hielo cubierto de detritos	0.10-0.15

*Fuente: Extraído y modificado del libro *Atmosfera, tiempo y clima* (Chorley, 1999)*

La literatura ofrece una diversidad de métodos para calcular el albedo a partir del canal visible de satélites (Dedeieu, Deschamps, & Kerr, 1987) Varios de estos métodos coinciden en un procedimiento de calibración que permite obtener el albedo de la superficie a partir de datos satelitales. En el caso de las imágenes Landsat, por ejemplo, las metodologías abordan dos aspectos fundamentales: la calibración de datos digitales de longitud de onda discreta capturados por la detección remota y la obtención de una medición de albedo sobre el espectro solar de onda corta a partir de observaciones limitadas en espectro (Brest & Goward, 1987)

Teóricamente, medir el albedo resulta simple, ya que básicamente implica apuntar un sensor de radiación (piranómetro) hacia arriba para medir la radiación incidente y luego hacia abajo para medir la radiación reflejada. Para calcular el albedo, la cantidad de radiación reflejada se divide por la radiación incidente. Sin embargo, realizar esta medición en condiciones naturales de albedo superficial es bastante complejo debido a tres características principales. En primer lugar, la radiación incidente proviene no solo de la fuente directa, sino

también de diferentes direcciones de forma difusa. En segundo lugar, las superficies reflectantes no reflejan de la misma manera en todas las direcciones. Y, por último, los sensores captan la luz solo desde un rango limitado de ángulos. Por tanto, las mediciones de reflectancia se convierten en una muestra basada en la distribución bidireccional de reflectancia (BRDF) (Dobos, 2003).

El albedo, a nivel global, representa la capacidad de la Tierra para reflejar la luz solar e incluye tanto la reflexión de la luz solar por la superficie terrestre (suelo, agua, hielo, etc.) como la reflectividad de las nubes y la atmósfera. Esta reflectividad global es crucial para mantener el equilibrio energético en la Tierra, ya que un albedo bajo conlleva una mayor absorción de energía y calor, lo que puede aumentar la temperatura global del planeta.

En el caso específico de los glaciares, su albedo se refiere a su capacidad para reflejar la luz solar que incide sobre ellos en comparación con la cantidad de luz que absorben y convierten en calor. El albedo glaciar resulta fundamental para comprender el balance de masa de los glaciares, es decir, la cantidad de hielo que ganan o pierden en un período de tiempo determinado. Una disminución del albedo en los glaciares, ya sea debido a partículas de polvo, cambios en la edad del hielo o el cambio climático, puede provocar un aumento en la fusión y, por ende, una reducción en su volumen y tamaño (Dobos, 2003).

Diversos estudios científicos respaldan la relación entre el albedo y el área de los glaciares. Como se ha mencionado, el albedo se refiere a la cantidad de radiación solar que se refleja en la superficie de un elemento, y para este estudio, es la superficie de un glaciar. Sin embargo, a medida que el glaciar se derrite y su área disminuye, también lo hace la cantidad de radiación reflejada, lo que resulta en un mayor calentamiento del glaciar. Esto, a su vez, puede acelerar el derretimiento, creando un ciclo de retroalimentación positiva de calentamiento y fusión (Naegeli et al., 2013).

Según el estudio de Brock, Willis & Sharp (2000), se establece una relación inversa entre el albedo y el tamaño de los copos o granos de nieve, así como con la concentración de impurezas en la misma. Estos factores son la causa principal de las discrepancias entre las estimaciones y las mediciones reales. Esto se debe a la alta variabilidad que presentan estos parámetros en escalas temporales reducidas, ya que en la composición de la nieve pueden encontrarse materiales como roca, polvo, hollín y materia orgánica, cuyos valores de albedo son incluso más bajos que los del hielo puro (Brock et al., 2000).

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

Nieve	Hielo
Tamaño del grano o copo (mm)	Cobertura de escombros
Concentración de impurezas (ppm)	Elevación
Densidad	Fusión acumulada desde la exposición
Profundidad	Tiempo desde la exposición de la superficie.
Fusión acumulada desde ultima nevada	-
Tiempo acumulado desde la última nevada	-

El término albedo, a menudo considerado como un reflejo, posee una definición más técnica que lo describe como el coeficiente promedio de reflexión de un objeto. Es importante diferenciar entre el albedo espectral y el total, ya que el primero se refiere a la reflectancia de una longitud de onda específica, mientras que el albedo total se calcula como una integral del espectro de reflectividad multiplicado por la radiación en todas las longitudes de onda del espectro visible. Este cálculo puede realizarse de manera más efectiva en un cielo despejado (Dobos, 2003).

El albedo, generado por el intercambio de energía, varía según el sistema y sus efectos se ven influenciados por elementos como la atmósfera, la presencia de nubes, la latitud, la tierra, el mar y la elevación topográfica (Chorley, 1999)

#### **2.4 Estimación de albedo mediante teledetección.**

El uso de la teledetección es una de las técnicas más eficaces para monitorear y controlar el albedo de la superficie, ya que las imágenes satelitales proporcionan una cobertura global con alta frecuencia temporal. Esta técnica permite obtener la reflectancia en la parte superior de la atmósfera o TOA (Top of the Atmosphere). A esta reflectancia se le aplican una serie de procesos que detectan píxeles con presencia de nieve, hielo, nubes u otros elementos, para luego corregir las perturbaciones en los datos causadas por efectos como el vapor de agua, el ozono, los aerosoles, la presión de la superficie, el tipo de cobertura, la luz, las sombras, entre otros, presentes en las imágenes satelitales sin procesar (Martinez, 2020)

A continuación, se describen tres investigaciones relacionadas con la obtención del albedo glaciar mediante teledetección.

En base al texto "Narrowband to broadband conversions of land surface albedo I Algorithm" de Liang (2001), se aplica un enfoque que separa los espectros de reflectancia superficial de la transferencia radiativa en el tiempo a través de simulaciones. Esto permite incorporar efectivamente muchos espectros de reflectancia de superficie y diversas condiciones atmosféricas. El estudio desarrolla un algoritmo para convertir el albedo de banda estrecha a albedo de banda ancha de la superficie terrestre.

Específicamente, Liang (2001) identifica la distribución del flujo descendente en la atmósfera, que se pondera para convertir los albedos espectrales en albedos de banda ancha. Se distingue entre dos tipos de albedo: el inherente, independiente de la condición atmosférica, y el aparente, obtenido mediante mediciones directas por albedómetro o piranómetro en el terreno (Liang, 2001)

Si se cuenta con albedos de banda estrecha, se requiere el promedio de albedo de banda ancha para prever condiciones atmosféricas generales. Este proceso se aplica en el estudio para convertir albedos de banda estrecha TOA a albedos superficiales de banda ancha (Liang, 2001).

Existen diversas fórmulas y coeficientes de conversión para calcular el albedo, que varían según el autor y el tipo de satélite o sensor (Liang, 2001). Entre los sensores para los que se han determinado fórmulas de conversión de bandas se encuentran: Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER), Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR), Geostationary Operational Environmental Satellite (GOES), Landsat-7 Enhanced Thematic Mapper Plus (ETM+), Multiangle Imaging SpectroRadiometer (MISR), Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS), Polarization and Directionality of Earth's Reflectances (POLDER) y el sensor Vegetation en SPOT, considerando sus bandas y longitudes de onda espectrales (Liang, 2001).

Para la región espectral reflectante, se proporcionaron fórmulas de conversión para seis albedos de banda ancha: albedo total visible, albedo difuso y directo visible, albedo total infrarrojo cercano y albedos directo y difuso infrarrojo cercano. Para evaluar el ajuste de estas fórmulas, se utilizaron dos parámetros: error residual estándar (RSE) y coeficiente de determinación múltiple (R-cuadrado). Se emplearon un total de 126,720 muestras en el análisis de regresión (256 tipos de superficie, 5 perfiles atmosféricos, 11 valores de visibilidad, 9 ángulos cenitales) (Liang, 2001).

En resumen, las fórmulas desarrolladas en el estudio de Liang (2001) proporcionan ecuaciones de conversión para calcular solo el albedo de banda ancha a partir del de banda estrecha. Sin embargo, para modelar la superficie terrestre, es esencial considerar tanto el espectro visible como el infrarrojo. Además, se debe tener en cuenta que tanto el albedo de banda ancha (infrarrojo) como los de infrarrojo cercano se dividen en albedos directos y difusos.

Para calibrar y validar estos modelos, es fundamental determinar los albedos directos y difusos de banda ancha y el infrarrojo directo a partir de datos satelitales. El texto proporciona fórmulas simples para calcular el promedio de albedo

En particular, para el estudio de Liang (2001) se utilizaron el método y formulas específicas para Landsat TM/ETM+ (véase Ecuación 2) y su banda estrecha, las que se basaron principalmente en las relaciones entre reflectancias TOA y banda ancha medida en el albedo superficial, pero adaptándolo a las bandas de Landsat 8 OLI/TIRS.

*Ecuación 2: Albedo Landsat 7 TM/ETM+*

$$\alpha_{short} = 0,356 \alpha_1 + 0,130 \alpha_3 + 0,373 \alpha_4 + 0,085 \alpha_5 + 0,072 \alpha_7 - 0,0018$$

(Liang, 2001)

Donde alfa ( $\alpha_{short}$ ) representa el albedo de onda corta en base a la reflectancia de las bandas del sensor TM/ETM+ (Liang, 2001).

$\alpha_1$  = Reflectancia superficial de banda angosta para el espectro azul [-].

$\alpha_3$  = Reflectancia superficial de banda angosta para el espectro rojo [-].

$\alpha_4$  = Reflectancia superficial de banda angosta para el espectro de infrarrojo cercano [-].

$\alpha_5$  = Reflectancia superficial de banda angosta para el espectro de infrarrojo corto 1 [-].

$\alpha_7$  = Reflectancia superficial de banda angosta para el espectro de infrarrojo corto 2 [-].

Un estudio denominado "Surface Albedo and Snowline Altitude Estimation Using Optical Satellite Imagery and In Situ Measurements in Muz Taw Glacier, Sawir Mountains" se llevó a cabo en las montañas de Altai, una cadena montañosa transnacional en el centro-este de Asia que abarca China, Rusia, Kazajstán y Mongolia. Este estudio abarcó un total de 416 glaciares con un área combinada de 293,2 km<sup>2</sup>, según el primer Inventario de Glaciares de China. También se investigaron los glaciares situados en la transición entre las montañas Tianshan y las montañas centrales de Altai, donde se identificaron 21 glaciares con una superficie de 16,84 km<sup>2</sup> distribuidos en las Montañas Sawir, incluyendo 13 glaciares en el lado norte y 8 glaciares en el lado sur del Montañas Sawir respectivamente (Yu, Wang, & Hongliang, 2022). En este estudio, se emplearon imágenes Landsat-7 (ETM+) y Landsat-8 (OLI) con una resolución espacial de 30 m para extraer la información del Albedo de Superficie (SLA). Estas imágenes se seleccionaron durante la temporada de derretimiento, que normalmente se extiende de junio a principios de septiembre, para asegurar una alta calidad y evitar el impacto de la nubosidad en la zona del glaciar (Yu, Wang, & Hongliang, 2022).

Los resultados revelaron principalmente anomalías positivas entre 2011 y 2021, ya que la magnitud de las anomalías negativas se redujo, señalando una tendencia creciente en el albedo promedio anual, con un incremento aproximado del 0,17% en el albedo promedio anual. Además, el albedo promedio mostró un aumento de mayo a agosto, con una tasa anual de incremento del albedo de alrededor del 0,24%. En 2012, el albedo de la superficie del glaciar fue casi igual al albedo promedio. En general, el albedo promedio exhibió una tendencia decreciente de enero a agosto y un aumento de agosto a diciembre. Durante 2011-2021, el albedo promedio de la superficie glaciar se mantuvo en 0,47, utilizado como valor de referencia para las variaciones estacionales del albedo. El pico máximo de anomalías positivas se registró en enero, seguido de una disminución drástica de estas anomalías de enero a abril (Yu, Wang, & Hongliang, 2022).

En otro estudio, titulado "Comparación cruzada de productos de albedo para superficies de glaciares derivados de datos ópticos aéreos y satelitales (Sentinel-2 y Landsat 8)", se realizó un análisis comparativo de tres métodos diferentes para obtener productos de albedo en dos glaciares de montaña ubicados en los Alpes suizos occidentales. Estos glaciares fueron Findelengletscher y Plaine Morte, localizados cerca de los pueblos de Zermatt y Crans-Montana, respectivamente. Findelengletscher es un típico glaciar de valle alpino que abarca aproximadamente 13 km<sup>2</sup> con una elevación que varía entre 2600 y 3900 metros sobre el nivel del mar, mientras

que el glaciar de la Plaine Morte es una meseta glaciar que cubre alrededor de 7,3 km<sup>2</sup> con una elevación que oscila entre 2500 y 2900 metros sobre el nivel del mar (Naegeli et al., 2017).

Este estudio comparó distintos conjuntos de datos y enfoques para calcular el albedo de la superficie glaciar. Se utilizaron datos de espectroscopia de imágenes aéreas APEX, datos satelitales de Sentinel-2 y Landsat 8, mediciones in situ con instrumentos como albedómetro CM7B, un radiómetro neto CNR4 montado en una estación meteorológica automática, y un espectrómetro de campo ASD. Los métodos de procesamiento de datos incluyeron correcciones de anisotropía de reflectancia, Re muestreo de datos APEX para simular Sentinel-2 y Landsat 8, conversión de banda estrecha a banda ancha, preprocesamiento de diversos conjuntos de datos, calibración indirecta, eliminación de la nube y configuración experimental.

La secuencia metodológica se empleó para recopilar, depurar, procesar, validar y obtener datos de albedo. Se destacó en la investigación la conversión de la reflectancia de banda ancha a reflectancia de onda corta mediante un algoritmo que utiliza la información completa de los datos de espectroscopia satelital y aérea disponibles para derivar el albedo. Las estimaciones precisas del balance de energía para la nieve y el hielo se basaron en el conocimiento del albedo de banda ancha, lo que requiere una conversión de banda estrecha a banda ancha para usar las estimaciones de albedo de datos satelitales multiespectrales. Estas conversiones, que normalmente ponderan y agregan bandas espectrales individuales y asumen ciertas propiedades espectrales en regiones de longitud de onda no medidas, generan incertidumbres en los productos de albedo recuperados (Naegeli et al., 2017).

Los datos de espectroscopia de imágenes proporcionan información continua del albedo espectral considerando un rango de longitud de onda de 0,4 a 2,5  $\mu\text{m}$ . Los productos resultantes de albedo de banda ancha de onda corta se emplearon como punto de referencia para evaluar el impacto de la resolución espectral y espacial en las estimaciones de albedo. Se seleccionaron y compararon dos fórmulas comúnmente aplicadas para la conversión de banda estrecha a banda ancha, una por Knap et al. y otra por Liang, con el algoritmo SBA (Naegeli et al., 2017).

En primer lugar, se muestra para Sentinel 2.

*Ecuación 3*

$$\alpha_{kn\ una\ p} = 0,726b_3 - 0,322b_3^2 - 0,015b_8 + 0,58b_8^2$$

(Naegeli et al 2017)

*Ecuación 4*

$$\alpha_{Liang} = 0,356b_2 + 0,130b_4 + 0,373b_8 + 0,085b_{11} + 0,072b_{12} - 0,0018$$

(Naegeli et al 2017)

En segundo lugar, para Landsat 8.

*Ecuación 5*

$$\alpha_{kn \text{ una } p} = 0,726b_3 - 0,322b_3^2 - 0,015b_8 + 0,58b_8^2$$

(Naegeli et al 2017)

*Ecuación 6*

$$\alpha_{Liang} = 0,356b_2 + 0,130b_4 + 0,373b_5 + 0,085b_6 + 0,072b_7 - 0,0018$$

(Naegeli et al 2017)

En todas las fórmulas,  $b_n$  representa el número de banda espectral de Sentinel 2 y Landsat 8. Para aplicar estas fórmulas a los conjuntos de datos de APEX, se adaptaron las bandas de APEX a las características espectrales de Landsat 5/7 (Naegeli et al., 2017).

Los resultados del estudio se dividen en tres grupos de experimentos. El primero, denominado "Impacto de la resolución espectral y espacial", exploró la convolución del conjunto de datos APEX a diferentes resoluciones espectrales y espaciales, considerando las características de Sentinel 2 y Landsat 8 para investigar cómo la resolución espectral y espacial de las imágenes satelitales afecta el albedo de banda ancha de onda corta de todo el glaciar. Al usar datos APEX, se identificó un albedo medio de  $0,22 \pm 0,08$  para Plaine Morte y de  $0,58 \pm 0,12$  para Findelengletscher. Con una disminución en la resolución espectral y espacial, el albedo medio aumentó a  $0,23 \pm 0,07$  para Plaine Morte y a  $0,62 \pm 0,13$  para Findelengletscher, tanto para Sentinel 2 como para Landsat 8 (Naegeli et al., 2017).

El segundo experimento, llamado "Impacto de los factores ambientales en los productos de albedo a través de conjuntos de datos", aplicó el algoritmo *SBAani* a APEX, así como a los datos originales de Sentinel 2 y Landsat 8 en Findelengletscher y Plaine Morte. Esto buscaba evaluar la capacidad de ambos sensores satelitales para derivar un producto de albedo de banda ancha de onda corta corregido por anisotropía y para analizar la variabilidad espacio-temporal del albedo. Se observó un patrón de distribución de albedo similar en los tres productos de albedo para Plaine Morte. En cuanto a Findelengletscher, APEX mostró valores de albedo más altos que los obtenidos de Sentinel 2 y Landsat 8. Para Plaine Morte, las distribuciones de frecuencia de albedo fueron similares y unimodales entre todos los sensores, con valores de albedo entre aproximadamente 0,10 y 0,35. Para Findelengletscher, la distribución de frecuencia de albedo de APEX fue unimodal, mayormente entre 0,55 y 0,70, mientras que los productos de albedo de Sentinel 2 y Landsat 8 fueron bimodales, mostrando un pico alrededor de 0,15 y otro entre 0,5 y 0,6. Aunque los valores del producto APEX fueron generalmente más altos debido a los restos de nieve fresca en elevaciones más bajas, la distribución general del albedo fue muy similar (Naegeli et al., 2017).

El tercer experimento, llamado "Impacto de la conversión de banda estrecha a banda ancha", utilizó dos fórmulas establecidas comúnmente para Landsat 5/7 y probó su aplicabilidad a los datos de Sentinel 2 y Landsat 8. Los resultados principales mostraron que ambas fórmulas generaron valores de albedo adecuados para ambos glaciares. Se observó que los resultados promedio de Knap et al. 2017 se desviaron un poco más (+0,1 como máximo, y en promedio menos de 0,05) del producto de referencia *SBA\_ani* en comparación con los resultados de Liang (+0,02 como máximo, y en promedio menos de 0,001). En ambos glaciares, dos combinaciones de conjuntos de datos y algoritmos (APEX Knap y Landsat 8 Liang) revelaron un bajo porcentaje de valores de albedo demasiado altos y, por lo tanto, poco realistas (Naegeli et al., 2017).

*Tabla 3 Valores de productos de albedo de todo el glaciar derivados de diferentes conjuntos de datos utilizando las fórmulas de conversión de banda estrecha a banda ancha de Knap et al. y Liang para Findelengletscher (arriba) y Glacier de la Plaine*

Glaciar Findelengletscher						
Estadísticas	Apex knap	ápice Liang	S2 knap	s2_	L8 golpe	L8 Liang
Mínimo	-0,02	-0,05	0,06	0,08	0,06	0,08
Máximo	1,31	0,86	0,75	0,78	0,8	1,22
Significar	0,69	0,58	0,4	0,43	0,37	0,41
Estándar	0,17	0,11	0,17	0,18	0,17	0,18
% > 1	0,20%	0%	0%	0%	0%	0,01%
Glaciar de la Plaine Norte						
Estadísticas	Apex knap	ápice Liang	S2 knap	s2_	L8 golpe	L8 Liang
Mínimo	-0,04	-0,06	0,03	0,04	0,03	0,04
Máximo	0,71	0,6	0,41	0,45	0,27	1,09
Significar	0,19	0,23	0,16	0,17	0,14	0,17
Estándar	0,07	0,09	0,05	0,05	0,03	0,09
% > 1	0,00%	0%	0%	0%	0%	0,03%

(Naegeli et al 2017).

La obtención del albedo de banda ancha de onda corta a partir de datos satelitales ópticos multiespectrales requiere una conversión de banda estrecha a banda ancha. Las fórmulas evaluadas fueron originalmente desarrolladas para datos Landsat 5/7 y no están optimizadas para la configuración espectral de datos Landsat 8 y Sentinel 2, que difieren en la posición de la longitud de onda central y la mitad del ancho máximo. Esto probablemente afecta la precisión absoluta general de los productos de albedo derivados y su concordancia.

Específicamente, la diferencia notable entre la banda mucho más estrecha 5 de Landsat 8 en comparación con la banda correspondiente 4 de Landsat 5/7 y la banda 8 de Sentinel 2 genera inquietudes. Mientras que la fórmula de Liang considera cinco bandas individuales, la de Knap et al. se basa en solo dos bandas. Por consiguiente, esta última se ve más afectada por los cambios de banda y, en consecuencia, se espera que sea más propensa a errores si se aplica a datos de Landsat 8 o Sentinel 2 (Naegeli et al, 2017).

## **2.5 Análisis estadístico para datos de albedo y meteorológicos.**

En el análisis estadístico de variables meteorológicas, la regresión múltiple es una técnica que se utiliza para entender la relación entre múltiples variables predictoras (como la presión atmosférica, la humedad, albedo, etc.) y una variable objetivo (por ejemplo, la cantidad de lluvia, la velocidad del viento, etc.). Esta técnica permite predecir o estimar el valor de la variable objetivo en función de las variables predictoras (Morantes et al, 2020).

La regresión múltiple asume que la variable que se quiere predecir está influenciada por más de una variable independiente. En el caso de las variables meteorológicas, esto puede ser muy útil para comprender cómo diferentes factores atmosféricos interactúan entre sí y afectan ciertos fenómenos, como la predicción de la temperatura en función de la humedad, la presión y la altitud, por ejemplo.

El análisis de regresión múltiple proporciona coeficientes para cada variable independiente, lo que indica la fuerza y dirección de la relación de cada una con la variable dependiente. Además, puede ayudar a identificar qué variables tienen un impacto significativo en la predicción y cuáles pueden no ser tan relevantes (Morantes et al, 2020).

En resumen, la regresión múltiple en el análisis estadístico de variables meteorológicas es una herramienta valiosa para comprender cómo múltiples factores atmosféricos se relacionan entre sí y cómo pueden predecir o explicar ciertos fenómenos meteorológicos. Para este estudio se propone un análisis integral de los datos meteorológicos con un enfoque que incluye técnicas estadísticas, temporales y espaciales. Se considerará el uso del coeficiente de correlación de Pearson para evaluar las relaciones lineales entre variables climáticas fundamentales, como temperatura y precipitación, con el albedo glaciar (Morantes et al, 2020).

El análisis de ventanas móviles es una técnica estadística utilizada para examinar y comprender mejor la tendencia o patrones en conjuntos de datos a lo largo del tiempo. En el caso de los datos de promedio mensual de albedo (reflejo de la radiación solar) durante un periodo de 10 años, el análisis de ventanas móviles implicaría examinar subconjuntos continuos de datos (ventanas) a lo largo de ese lapso de tiempo para detectar tendencias o cambios a corto plazo y cómo estos se comparan con el panorama general (Morantes et al, 2020).

La idea básica es mover una ventana (un intervalo de tiempo específico) a lo largo de la serie temporal y calcular estadísticas resumidas, como promedios móviles o desviaciones estándar, dentro de esa ventana en cada punto

temporal. Esto permite suavizar la serie temporal y resaltar tendencias a diferentes escalas temporales. Por ejemplo, puedes calcular promedios móviles de 12 meses para evaluar tendencias a largo plazo y promedios móviles de 3 meses para identificar cambios a corto plazo (Morantes et al, 2020).

Para el caso específico de los datos de albedo mensuales durante 10 años, un análisis de ventanas móviles podría ayudar a identificar patrones estacionales o ciclos recurrentes en el albedo a lo largo de los meses, suavizar la serie temporal para observar tendencias generales a largo plazo, como cambios graduales en el albedo a lo largo de los años, detectar cambios repentinos o fluctuaciones a corto plazo que puedan no ser evidentes al observar la serie temporal completa (Morantes et al, 2020).

En resumen, el análisis de ventanas móviles te permite estudiar y comprender mejor la evolución de los datos a lo largo del tiempo, destacando tanto las tendencias a largo plazo como las variaciones a corto plazo en el promedio mensual de albedo durante el periodo de 10 años.

### **3. Área de Estudio.**

#### **3.1 Localización.**

La investigación tiene lugar en la zona cordillerana andina de la región Libertador Bernardo O'Higgins, comunas de Machalí y San Fernando (Véase Figura 3) , donde el levantamiento y análisis de información se centra en los Glaciares de la Sierra del Brujo ( $34^{\circ}36'43''$  S;  $70^{\circ}22'44''$  W) los cuales según el inventario público de cuencas hidrográficas de (DGA, 2020), está ubicada dentro de la cuenca del río Rapel, la que incorpora las subcuencas del río Cachapoal y río Tinguiririca (véase Tabla 4). Estas en su conjunto a lo largo del estudio serán mencionadas como “Cuenca Sierra del Brujo” de una superficie de  $493.49 \text{ km}^2$ , para facilitar el entendimiento del área de interés. La Sierra del brujo para el periodo estudiado incorpora cinco glaciares los cuales son Cipreses, Cipreses Norte, Cortaderal, Palomo y Universidad los que cubren una superficie de  $80.99 \text{ km}^2$ , además de un gran número de pequeños glaciares sin denominación. Cabe mencionar que para 2020 la DGA actualizó el IPG y con ello se mostraron nuevos glaciares en el área estudiada y por lo que se registraron nuevos polígonos con otras características, las que se muestran en Tabla 5 .

Según la clasificación realizada por la División de Hidrología y Unidad SIG de la División de Estudios y Planificación de DGA la codificación de las cuencas del área de estudio sería la siguiente (DGA, 2020):

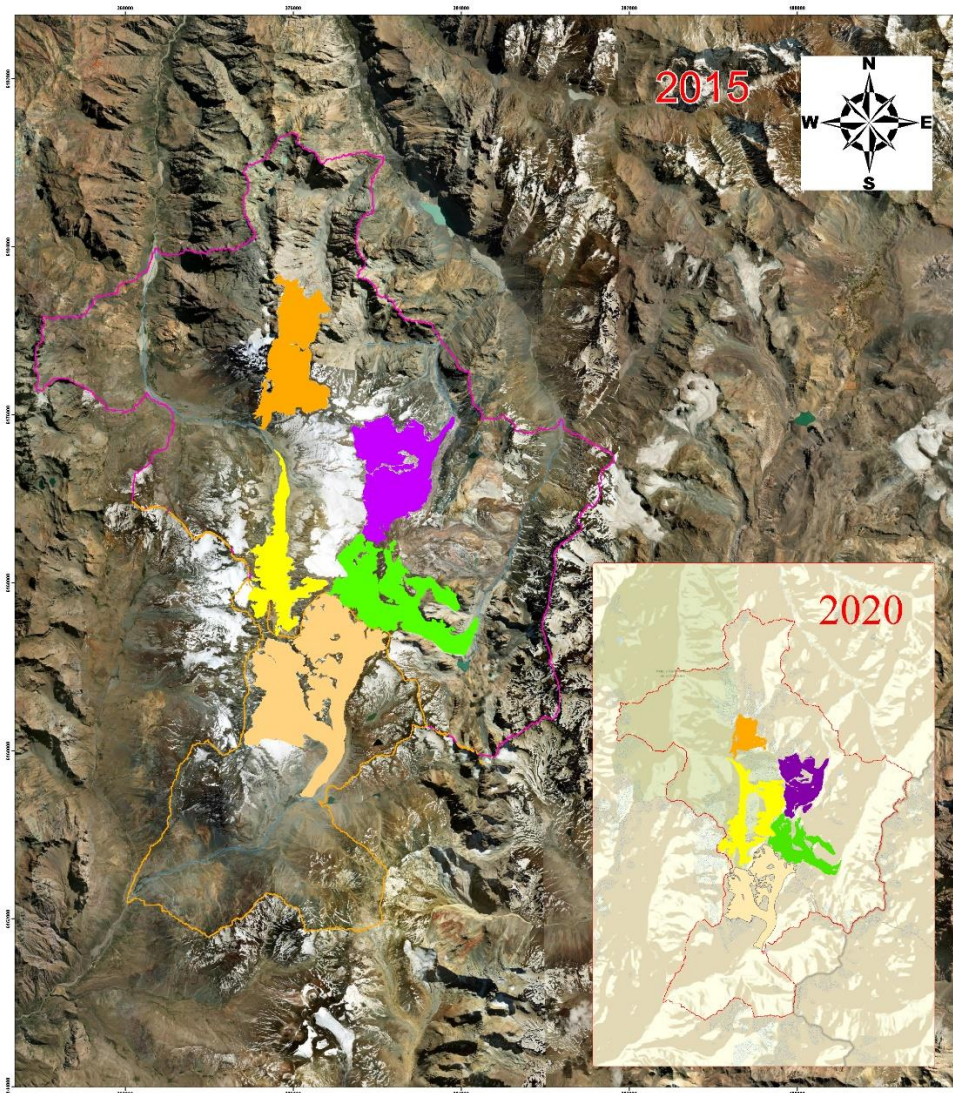


Figura 3: Área de Estudio. Realizado en Software ArcGIS 10.3 en base a polígonos extraídos del Inventario Nacional de Glaciares (DGA, 2020) y la Infraestructura de datos espaciales del Ministerio de Bienes Nacionales (IDE, 2020). Fuente: Elaboración propia.

Tabla 4: Identificación y codificación de cuenca y subcuencas del área de estudio.

Nombre cuenca	Nombre Sub- cuenca	Código Subcuenca	Número de identificación
<b>Rio Rapel</b>	Rio Cachapoal	060001	207
<b>Rio Rapel</b>	Rio Tinguiririca	060002	208

(DGA, Atlas del Agua, 2016)

### 3.2 Aspectos climáticos.

El clima de la VI Región del Libertador Bernardo O'Higgins se puede clasificar como templado cálido con lluvias invernales o también llamado Mediterráneo, el cual puede verse modificado por los factores del clima como latitud, distancia a la línea de costa, anticiclón del pacifico, distancia a la cordillera de los Andes, altitud, pendiente y exposición solar ya que debemos considerar que su geografía genera tres tipologías al interior de la región. Estas tipologías se asocian a la zona costera, depresión intermedia y Cordillera de los Andes de Chile central (Uribe & Catalán, 2016). Enfatizando la última tipología en esta zona la precipitación y temperatura poseen una inversa relación, ya que mientras la precipitación disminuye la temperatura aumenta, pero al existir una ausencia de datos, este patrón se ha de considerar a nivel Regional (Schumacher et al 2020). Para contextualizar el comportamiento de las variables es útil considerar las fechas de solsticio y equinoccio de las estaciones del año para esta parte del mundo, así como la temporada de ablación, el cual se refiere a el periodo en que los glaciares sufren la fusión de la nieve acumulada en la temporada de acumulación (Rivera A. et al 2016); lo que para el área estudiada va desde Noviembre/Diciembre a Marzo/Abril. En base a dichas fechas los análisis del estudio se centraron bajo el marco del año hidrológico en Chile, las que van desde el 01 de abril al 31 de marzo (INE, 2017).

### 3.3 Aspectos geomorfológicos.

Al referirnos al sistema geomorfológico de Chile significa incorporar las relaciones de causalidad tanto en las interacciones de clima y litosfera, como en las de clima, suelo, vegetación y roca (Börgel Olivares, 1983).

Las características del área estudiada responden a las de un relieve fluvial y glacial de una parte de la cordillera Andina del Chile central con tendencia a retención crio nival. Algunos episodios sísmicos y otros de ocurrencia climática han modelado el paisaje (Börgel Olivares, 1983).

Las pronunciadas pendientes destacan dentro del relieve, así como lo son las formaciones glaciales que van de las altitudes más altas de la zona (están dentro de los 4950 a los 1350 msnm) y bajan por los valles finamente pulidos por el lento avanzar de las gigantescas masas de hielo rocoso por acción gravitatoria. Junto con ellas se

produce la inevitable meteorización de la roca que colinda con el hielo, dando lugar a morrenas, que abundan en la zona (Börgel Olivares, 1983).

Por su parte las variables de orientación, altitud y pendiente (véase Figura 9) son claves para interpretar las características de albedo del área de estudio, ya que en base a su comportamiento se puede establecer una relación entre las zonas de acumulación, deposición, isoterma 0. En primer lugar, la altitud es fundamental debido a que a medida se asciende en la montaña la temperatura desciende y esto favorece la acumulación de nieve durante el invierno. La pendiente influye en la velocidad con la que se desplaza el hielo glaciar y la orientación influye en la cantidad de luz solar que recibe la superficie glaciar (Instituto de Geografía UC, 2023). Por lo tanto, dichas variables pueden influir en el albedo. Comenzando por la orientación, esta puede afectar el ángulo de incidencia de la radiación solar sobre la superficie del glaciar, dependiendo del hemisferio un glaciar orientado hacia el norte o sur puede afectar la cantidad de fusión o acumulación de hielo en la superficie, así como la cantidad de radiación absorbida o reflejada. En segundo lugar, la altitud puede influir en el albedo ya que, si aumenta, la presión atmosférica disminuye, lo que puede afectar la cantidad de radiación que llega a la superficie, debido que la disminución en la presión atmosférica puede provocar una disminución en la cantidad de vapor de agua en la atmosfera, resultando en la disminución de nubosidad y, por lo tanto, una mayor cantidad de radiación solar que llegue al glaciar. Y finalmente la pendiente puede influir en el albedo, ya que puede afectar el ángulo de incidencia de la radiación solar sobre la superficie y con ello la cantidad de nieve y hielo acumulados (Instituto de Geografía UC, 2023).

- **Características de los glaciares.**

La información proporcionada por el Observatorio Georreferenciado de la DGA en base su inventario público de glaciares dicta que los cinco glaciares de la Sierra del Brujo para el periodo de estudiado (2013 a 2023) en su conjunto comprendieron un área aproximada de 81.09 km<sup>2</sup> la cual se extiende entre las comunas de Machalí y San Fernando dentro del Huso 19 Sur. La altitud máxima la presenta el glaciar Universidad y la altitud menor corresponde al glaciar Cipreses Norte (Véase Tabla 5 ).

Los archivos vectoriales del inventario público de glaciares fueron actualizados en 2022 por la DGA, lo que modifico ciertas características de los polígonos.

Tabla 5: Características glaciares Sierra del Brujo.

2015	Palomo	Cipreses Norte	Cipreses	Cortaderal	Universidad
<b>Comuna</b>	Machalí	Machalí	Machalí	Machalí	San Fernando
<b>Clasificación</b>	Glaciar de Valle	Glaciar de Montaña	Glaciar de Valle	Glaciar de Valle	Glaciar de Valle
<b>Datum</b>	WGS 84	WGS 84	WGS 84	WGS 84	WGS 84
<b>Área (km<sup>2</sup>)</b>	14.988337	13.604587	9.241078	15.595682	27.565332
<b>H. máx.</b>	4405	4055	4426	4817	4934
<b>H. media.</b>	3752	3656,95	3595,54	3768,1	3684,94
<b>H. min.</b>	2636	2700	2904	2727	2426
<b>Orientación</b>	WE	SW	N	SSE	SSE
2020	Palomo A-B	Cipreses Norte	Cipreses	Cortaderal	Universidad A-B
<b>Comuna</b>	Machalí	Machalí	Machalí	Machalí	San Fernando
<b>Clasificación</b>	Glaciar de Valle	Glaciar de Montaña	Glaciar de Valle	Glaciar de Valle	Glaciar de Valle
<b>Datum</b>	WGS 84	WGS 84	WGS 84	WGS 84	WGS 84
<b>Área (km<sup>2</sup>)</b>	15.142676	7.307925	22.242345	14.177296	26.356364
<b>H. máx.</b>	4405	4055	4426	4817	4934
<b>H. media.</b>	3752	3656,95	3595,54	3768,1	3684,94
<b>H. min.</b>	2636	2700	2904	2727	2426
<b>Orientación</b>	WE	SW	N	SSE	SSE

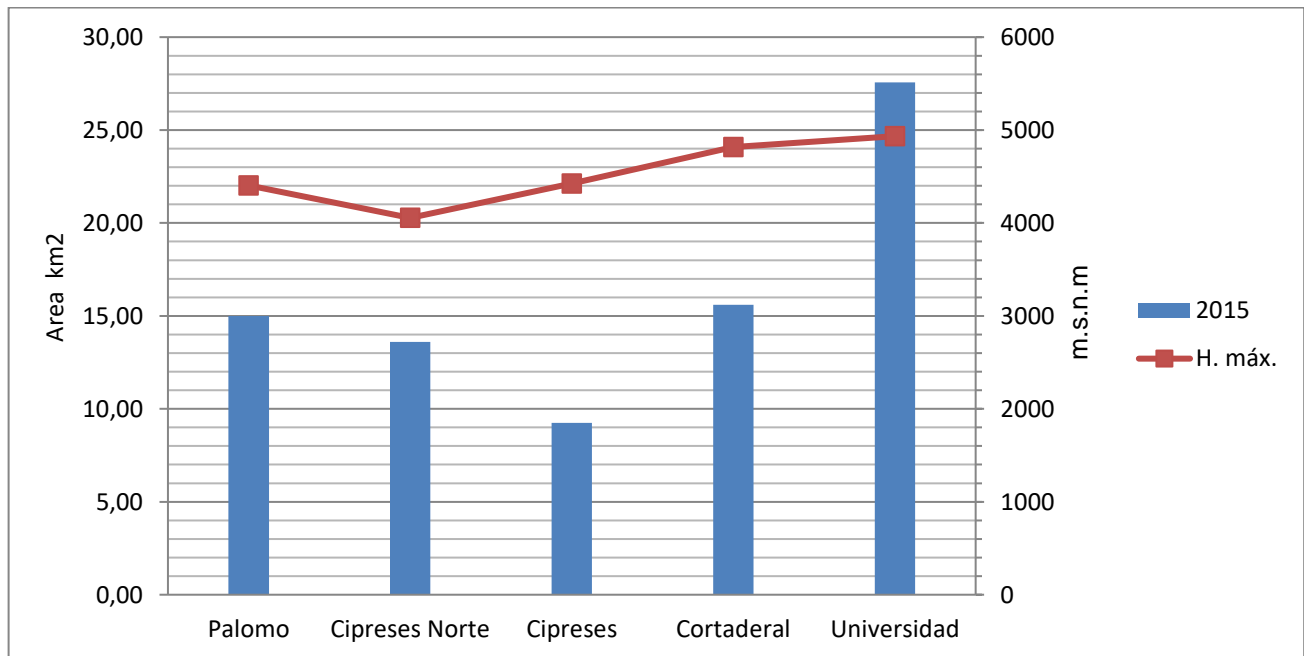


Figura 4: Relación área en km<sup>2</sup> y altitud máxima para glaciares de la Sierra del Brujo. Fuente: Elaboración propia en base a datos extraídos DGA 2015

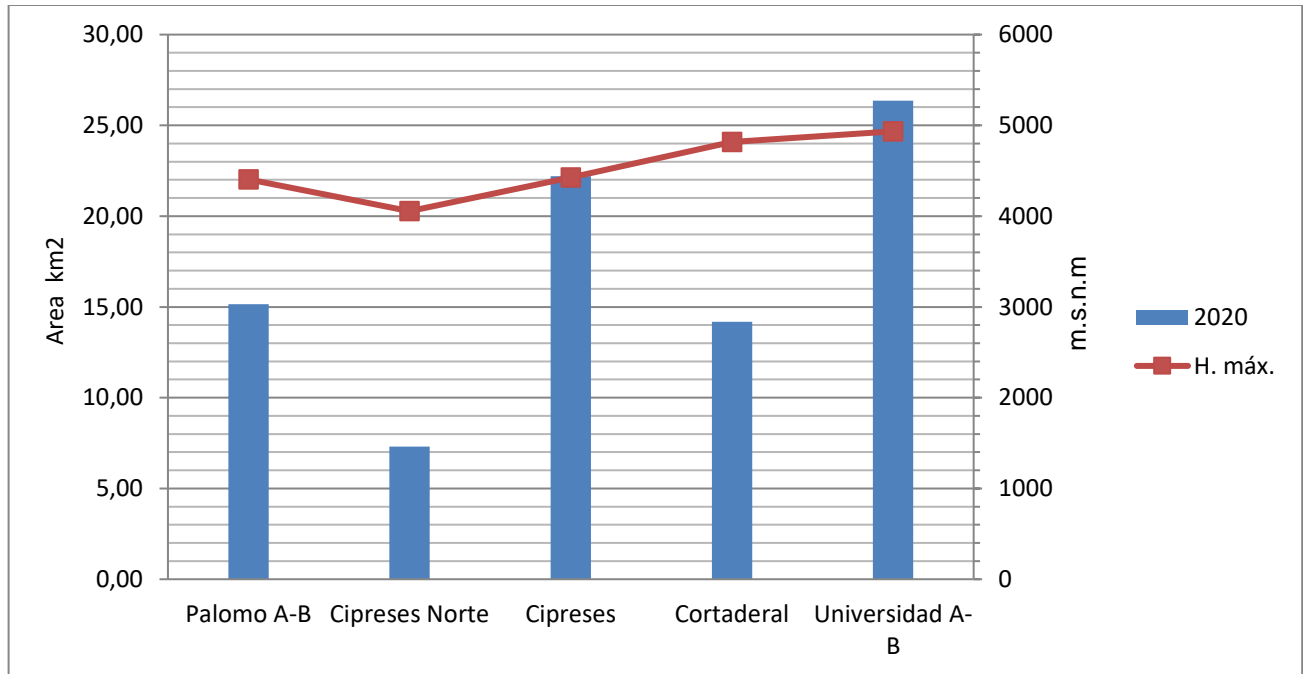


Figura 5: Relación área en km<sup>2</sup> y altitud máxima para glaciares de la Sierra del Brujo. Fuente: Elaboración propia en base a datos extraídos DGA 2020

### 3.4 Orientación de los glaciares.

La orientación identifica la dirección de la pendiente descendente de la tasa de cambio máxima en un valor desde cada celda hacia sus vecinas. Puede pensarse como la dirección de la pendiente; los valores de cada celda del ráster de salida indican la dirección de brújula a la que apunta la superficie en esa ubicación. Se mide en el sentido de las agujas del reloj en grados de 0 (hacia el norte) a 360 (hacia el norte, nuevamente), formando un círculo completo. Las áreas planas que no tienen dirección de pendiente descendente tienen un valor de -1 (Burrough, P. A. & McDonell, R. A, 1998).

El valor de cada celda de un data set de orientación indica la dirección a la que apunta la pendiente de la celda.



Figura 6: Direcciones de Orientación. Fuente: (Burrough, P. A. & McDonell, R. A, 1998).

Conceptualmente, la herramienta Orientación ajusta un plano a los valores z de una vecindad de celdas de 3 x 3 alrededor de la celda de procesamiento o central. La dirección a la que apunta el plano es la orientación para la celda de procesamiento (Burrough, P. A. & McDonell, R. A, 1998).

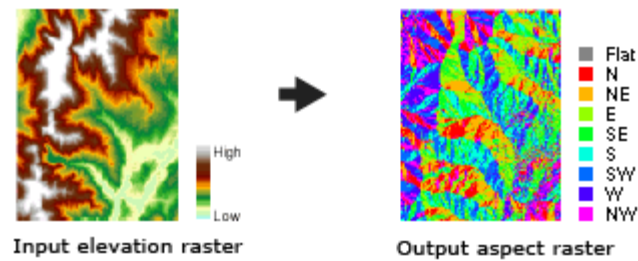


Figura 7: Data set de entrada y salida. Fuente: (Burrough, P. A. & McDonell, R. A, 1998).

Para efectos del presente estudio al enfocarse en una región montañosa la orientación se relaciona dentro de la zonificación de los glaciares y como esta puede influir en las áreas en las que se acumula la nieve, que zonas están más o menos susceptibles a efectos de la radiación solar, acción del viento (Burrough, P. A. & McDonell, R. A, 1998) y poder así ver si existe o no una directa relación entre las variables estudiadas (albedo, temperatura y precipitación) para los glaciares de la Sierra del Brujo.

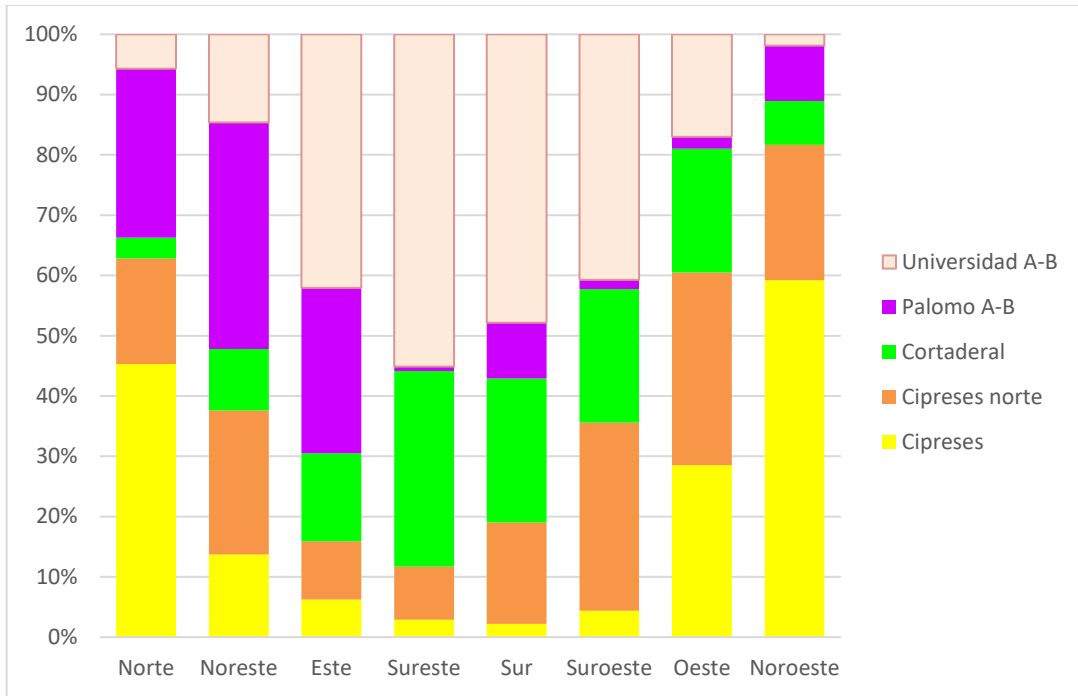
Por lo tanto, al considerar la orientación de los glaciares en el análisis de la capacidad de Landsat 8 para medir el albedo, es posible obtener una evaluación más precisa de la capacidad del satélite para medir el albedo y comprender mejor la relación entre la orientación de los glaciares y la medición de albedo en los estudios de alta montaña (Burrough, P. A. & McDonell, R. A, 1998).

A continuación, se presenta el área en km<sup>2</sup> que poseen las distintas orientaciones de cada glaciar de la Sierra del Brujo.

Tabla 6: Distribución en área porcentual de orientación de los glaciares de la Sierra del brujo en función al área calculada.

Glaciar	Cipreses	Cipreses norte	Cortaderal	Palomo	Universidad	Área total
Área DGA (km <sup>2</sup> )	<b>9.24</b>	<b>13.60</b>	<b>15.60</b>	<b>14.99</b>	<b>27.57</b>	<b>81.00</b>
Área calculada(km <sup>2</sup> )	8.35	12.56	14.01	14.03	26.45	75.39
Norte	3.03%	1.17%	0.23%	1.87%	0.38%	6.68%
Noreste	2.21%	3.85%	1.64%	6.06%	2.36%	16.13%
Este	1.26%	1.96%	2.97%	5.57%	8.55%	20.31%
Sureste	0.59%	1.78%	6.54%	0.15%	11.12%	20.18%
Sur	0.37%	2.79%	3.96%	1.53%	7.93%	16.58%
Suroeste	0.43%	3.08%	2.19%	0.15%	4.02%	9.86%
Oeste	1.11%	1.24%	0.80%	0.08%	0.66%	3.87%
Noroeste	2.09%	0.79%	0.26%	0.32%	0.07%	3.52%

Fuente: Elaboración propia en base a resultados obtenidos del cálculo de orientación por medio de ArcGIS 10.3



*Figura 8: Distribución porcentual de las orientaciones para los glaciares de la Sierra del Brujo. Fuente: Elaboración propia*

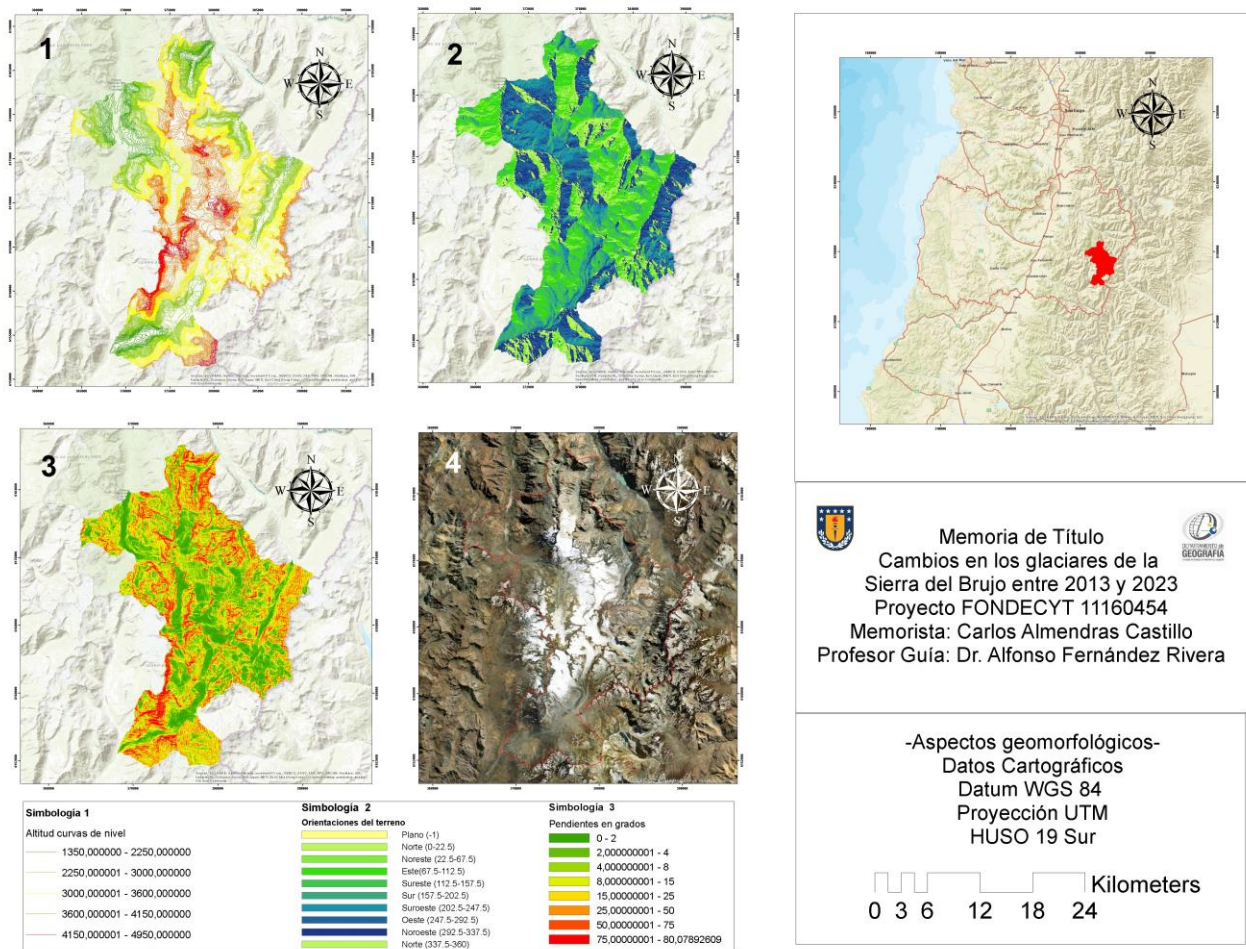


Figura 9: Aspectos geomorfológicos. Realizado en software ArcGIS 10.3 en base a polígono de cuenca hidrográfica que contiene los glaciares de la Sierra del Brujo, extraídos Ministerio de Bienes Nacionales-Infraestructura de Datos Espaciales (IDE, 2020) El DEM corresponde a una imagen SRTM extraído de Barth Explorer (USGS, 2020). Fuente: Elaboración propia.

La zona de estudio podemos definirla como un sistema morfoclimático glaciar debido a que existe presencia de nieves perpetuas que se acumulan y se transforman en hielo, además de un bajo nivel de vegetación. Junto a esto existen también formas del relieve como picos, circos, morrenas y valle en “U”. Esto da a lugar a un rico mosaico en el paisaje, aunque este puede variar considerablemente por el comportamiento climático en periodos acotados de tiempo.

#### **4. Problema**

El albedo es un parámetro fundamental para comprender el balance energético de un glaciar. Sin embargo, hay pocos estudios en Chile sobre caracterización espacio-temporal del albedo.

#### **5. Objetivos**

##### **5.1 Objetivo general**

Analizar la variación del albedo para los glaciares de la Sierra del Brujo entre los años 2013 a 2023 por medio de imágenes Landsat 8.

##### **5.2 Objetivos específicos.**

- Evaluar la capacidad de Landsat 8 para proveer datos de albedo sobre estos glaciares.
- Caracterizar los cambios espacio temporales en el ciclo anual de albedo en la zona.
- Relacionar los cambios de albedo con la temperatura y precipitación de la zona.

#### **6. Hipótesis**

El aumento de las temperaturas y disminución de la precipitación en Chile han provocado disminución del albedo como resultado de que hay menos nieve acumulada durante el ciclo anual.

#### **7. Metodología**

A continuación, se dará a conocer cada uno de los pasos ejecutados para la realización de este trabajo, donde se aborda la creación de una base de datos, procesado y obtención de insumos necesarios para la estimación de albedo de los glaciares de la Sierra del Brujo.

##### **7.1 Creación de una base de datos.**

Dicha creación consta de insumos proporcionados por USGS de la NASA y el Explorador Climático del Centro de Ciencia del Clima y la Resiliencia (CCR)<sup>2</sup>. Los cuales fueron procesados y vaciados en una matriz de datos final que incorporara los valores medios mensuales de cada una de las variables para cada año.

## 7.2 Imágenes satelitales.

Los datos utilizados para este trabajo corresponden a 114 imágenes satelitales multiespectrales del Satélite Landsat 8 OLI/TIRS C1 nivel 1. Para los productos multibanda del sensor OLI y TIRS (de las cuales posee nueve bandas espectrales incluyendo una banda panorámica para OLI y dos bandas del sensor infrarrojo térmico para TIRS) sus características se detallan a continuación (Tabla 7)

*Tabla 7: Detalle imágenes Landsat 8 OLI*

Banda	Resolución espectral	Resolución espacial
1	Visible (0,43 - 0,45 $\mu\text{m}$ )	30m
2	Visible (0,450 - 0,51 $\mu\text{m}$ )	30m
3	Visible (0,53 - 0,59 $\mu\text{m}$ )	30m
4	Roja (0,64 - 0,67 $\mu\text{m}$ )	30m
5	Infrarrojo cercano (0,85 - 0,88 $\mu\text{m}$ )	30m
6	SWIR 1 (1,57 - 1,65 $\mu\text{m}$ )	30m
7	SWIR 2 (2,11 - 2,29 $\mu\text{m}$ )	30m
8	Pancromática (PAN) (0,50 - 0,68 $\mu\text{m}$ )	15m
9	Cirrus (1,36 - 1,38 $\mu\text{m}$ )	30m
10	TIRS 1 (10,6 - 11,19 $\mu\text{m}$ )	100m
11	TIRS 2 (11,5 - 12,51 $\mu\text{m}$ )	100m

(USGS, 2020)

Estas imágenes satelitales multiespectrales y de infrarrojo térmico se descargaron desde la plataforma <https://earthexplorer.usgs.gov/>. Las cuales son correspondientes a una imagen por mes dentro del rango de años hidrológicos presentes entre abril de 2013 a abril de 2023. Pero en 2013 se utilizaron 9 imágenes debido a que el satélite estuvo operativo a partir del mes de abril de ese año (USGS, 2020).

El uso de Landsat 8 se justifica por diversas razones que lo hacen especialmente adecuado para el estudio del cálculo de albedo en los glaciares de la Sierra del Brujo durante los 10 años del estudio. En primer lugar, Landsat 8 ofrece una continuidad temporal sólida, proporcionando imágenes consistentes y regulares en intervalos mensuales, lo que permite capturar y analizar los cambios espacio-temporales en el ciclo anual de albedo de manera efectiva a lo largo de un período prolongado. Su capacidad para brindar datos a lo largo de varios años facilita la evaluación de la variabilidad estacional y anual del albedo en los glaciares. Además, la combinación de sus bandas espectrales, especialmente en el rango del espectro visible e infrarrojo cercano, permite una evaluación detallada de la reflectancia de la superficie glaciar, lo que resulta crucial para estimar con precisión el albedo y comprender mejor las interacciones entre los glaciares y el entorno climático (USGS, 2020). Esta

consistencia temporal y la capacidad de análisis espectral hacen de Landsat 8 una opción óptima para llevar a cabo un estudio integral y de largo plazo sobre el albedo de los glaciares en la Sierra del Brujo.

### 7.3 Modelos Digitales de Elevación (DEM).

Se uso una imagen SRTM (Shunte Radar Shunte Misión) de 1 arco segundo global lo que corresponde 30 metros aproximadamente. Dicha imagen fue extraída desde la plataforma Barth Explorer de la NASA (USGS, 2020). La imagen se descarga como un paquete de archivo denominado s35\_w071\_1arc\_v3 de 104 MB, sus características sin procesar corresponden un archivo ráster en formato TIFF de Datum WGS84, Huso 19 sur, coordenadas geográficas Longitud 71° 00'05" Oeste, Latitud 33° 59'59" Sur y Longitud 69°59'59" Este, Latitud 35°00'05" Sur.

### 7.4 Datos de meteorológicos.

Los datos de precipitación y temperatura, para la región de interés como se mencionó anteriormente se extrajeron del Explorador Climático del Centro de Ciencias del Clima y la Resiliencia (CR2, 2020) y de la Dirección General de Aguas (DGA) por medio de su plataforma de “Información Oficial Hidrometeorológica y de Calidad de Aguas en Línea” del sitio <https://snia.mop.gob.cl/BNAConsultas/reportes>. Tanto la precipitación como temperatura corresponde a datos de promedios mensuales en formato .xls para el rango años que va desde abril de 2013 hasta abril de 2023. Por lo que dichos datos se usan para calcular el valor medio mensual para el periodo de tiempo en el área de estudio.

El detalle de las estaciones que proporcionan los datos se ilustra a continuación.

*Tabla 8: Estación para extracción de datos meteorológicos.*

Nombre estación	Código BNA	Coordenadas Geográficas	Altitud (msnm)	Tipo de Variable
<b>Rio Cachapoal</b>	06003001-4	34°34'64" S, 70° 37'64" O	1127	PP
<b>Glaciar Cipreses</b>	06003004-9	34°31'58" S, 70° 24'55" O	1880	PP
<b>Glaciar Universidad</b>	06023000-5	34°42'23" S, 70°21'33" O	2429	PP
<b>Glaciar Cortaderal</b>	06001000-5	34°39'08" S, 70°16'13" O	3156	PP
<b>Laguna Los Cristales</b>	06013008-6	34°56'60" S, 70°50'57" O	2343	Ti
<b>Rio Cachapoal</b>	06003001-4	34°34'54" S, 70°37'54" O	1127	Ti

<b>Rio Las Leñas</b>	06000003-4	34°36'28" S, 70°30'56" O	1296	Ti
----------------------	------------	--------------------------	------	----

(CR2, 2020)

### **7.5 Preprocesamiento de insumos básicos para la estimación de albedo a partir de imágenes satelitales.**

Las imágenes están sincronizadas con la órbita del satélite Landsat 8, pasando aproximadamente a la misma hora por el área de interés, generalmente entre las 14:00 y las 14:40 horas. La captura de la imagen es automática, lo que puede resultar en escenas completamente saturadas por nubes o vapor de agua en la atmósfera. En caso de una saturación excesiva, esa información sería inútil para los propósitos de esta investigación. Además, las coordenadas de la imagen completa pueden variar unos pocos grados, al igual que variables como el ángulo solar y el azimut solar, aunque la topografía se considerará constante utilizando solo un Modelo de Elevación Digital (DEM) para simplificar el procesamiento de los datos (USGS, 2020). Cabe destacar que cada imagen tiene un tamaño aproximado de 1GB, por lo que su descarga y almacenamiento deben ser considerados.

Para minimizar los factores que podrían afectar la calidad de los datos, es crucial realizar un preprocesamiento de las imágenes con el fin de mejorar el manejo de la información. Los pasos para esto se detallan a continuación.

### **7.6 Delimitación de cuenca hidrográfica y red de drenaje.**

El proceso para delimitar una cuenca hidrográfica que incluya el grupo de glaciares se realiza utilizando el software Global Mapper 21.0. Se carga previamente el Modelo de Elevación Digital (DEM) en el software y se aplica la función "Watershed". Esta función utiliza parámetros como el punto de evacuación, las pendientes y el número de cuencas, y basándose en las características geomorfológicas representadas en los valores numéricos de los píxeles del archivo ráster de la zona, simula el área de todas las cuencas hidrográficas presentes en el DEM y su correspondiente red de drenaje. Luego, se exportan los polígonos (cuencas) y las líneas (redes de drenaje) como archivos vectoriales (Fathy et al., 2019).

Estos archivos fueron procesados manualmente en el software ArcGIS 10.3 para crear una máscara que determinara el área de interés específica para trabajar en la cuenca hidrográfica que contiene la totalidad de los glaciares bajo estudio. Esta área de interés coincide con la unión de los polígonos de las subcuencas de la Dirección General de Aguas (DGA), específicamente las cuencas Cachapoal y Tinguiririca, con las cuales se llevó a cabo una comparación.

### **7.7 Polígonos de glaciares.**

Los archivos vectoriales fueron obtenidos del inventario nacional de glaciares y se descargaron del metadato del sitio Infraestructura de Datos Geospaciales de Chile o IDE Chile (<http://www.geoportal.cl/geoportal/catalog/search/resource/resumen.page?uuid=%7B99BCC048-47F7-4FD0-8C6D-FB9DDB66A789%7D>). Es importante señalar que el área abarcada por este archivo no refleja las dimensiones reales de los glaciares para el periodo de tiempo estudiado, pero proporciona una idea aproximada de su ubicación y extensión (DGA, 2020). Sin embargo, para propósitos prácticos de esta investigación, se consideró el área comprendida por los glaciares como una constante.

Otro aspecto importante a destacar es que en 2020 la DGA actualizó el IPG, por lo que las características de dichos polígonos variaron (DGA, 2020)

### **7.8 Acotado del DEM.**

El modelo digital de elevación se descargó del mismo sitio que las imágenes Landsat 8 y está limitado por el polígono creado en el paso anterior, que corresponde al archivo vectorial de la cuenca hidrográfica. Este mismo polígono se utilizó como máscara para delimitar todas las imágenes satelitales, estableciendo las mismas coordenadas y dimensiones para todos los archivos.

### **7.9 Determinar orientación de los glaciares.**

La operación se realizó utilizando la herramienta "Aspect" disponible en la caja de herramientas o "ArcToolbox" de ArcGIS 10.3. El Geoprocesamiento en ArcGIS se lleva a cabo de manera automática, solo se requiere el Ráster que abarque el área de estudio.

Se empleó la misma imagen SRTM restringida por la máscara que incluye los glaciares generada en el geoprocesamiento anterior (el mismo usado para limitar las imágenes Landsat 8). Este DEM se restringió con los polígonos glaciares de la DGA relacionados con los glaciares de la Sierra del Brujo por separado, con el fin de determinar la distribución de las orientaciones de los glaciares representadas en porcentajes mediante un gráfico de torta. Esto se realizó para verificar si existe alguna relación entre la orientación y el albedo, y para evaluar si esta relación se ve afectada por la precipitación y la temperatura. También se llevó a cabo el cálculo de la precipitación acumulada mensual.

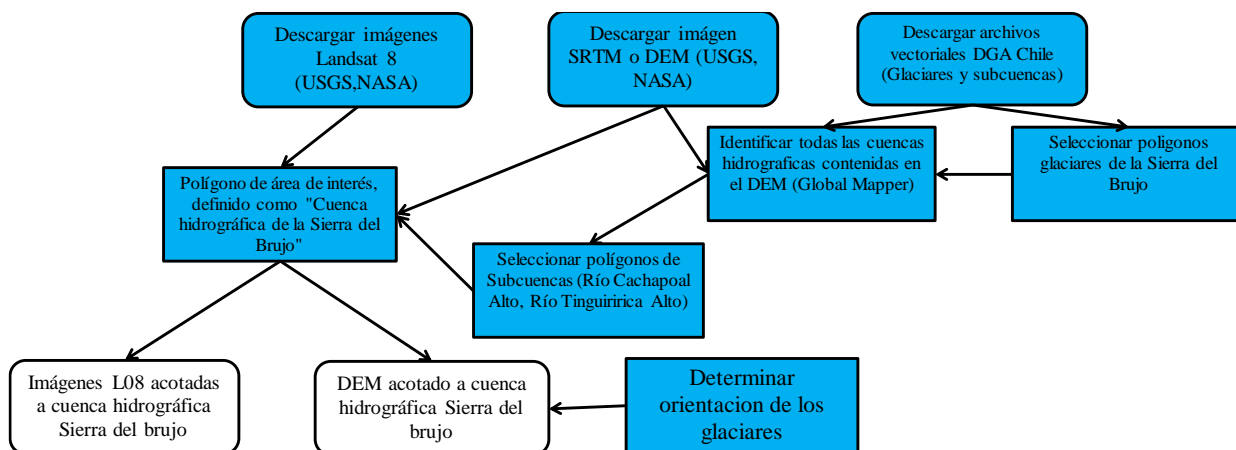


Figura 10: Pre procesamiento de insumos básicos para ejecución de estudio. Fuente: Elaboración propia.

### 7.10 Preprocesamiento de las imágenes.

Debido a la incapacidad del satélite para capturar la imagen en las mismas coordenadas exactas todo el tiempo, ya que tiene un rango de oscilación de unos pocos kilómetros, se delimitó cada escena al área de interés.

Además, otros factores afectan la calidad de los datos, como el ángulo solar, la hora del día, la topografía, el vapor de agua y otros elementos suspendidos en la atmósfera, por lo que se requiere realizar un preprocesamiento de las imágenes. A continuación, se detallan los pasos necesarios para esto.

### 7.11 Corrección Radiométrica.

El paquete de archivos correspondiente a las imágenes Landsat 8 OLI/TIRS ya incluye, por defecto, el proceso de corrección geométrica de las escenas. El primer paso de la corrección consiste en convertir los números digitales del archivo MTL a radiancia utilizando la máscara previamente generada, la cual delimita el área de interés para el trabajo. Para realizar esta acción en el software ENVI 5.3, se debe acceder a la opción "Toolbox/Radiometric Correction/ Radiometric Calibration". La imagen se muestra inicialmente dividida en 5 segmentos: multiespectral (ver Tabla 9), banda cirrus, térmica, pancromática y calidad. La corrección se aplica al archivo multiespectral ejecutando la función en las primeras 7 bandas.

Tabla 9: Parámetros de calibración radiométrica para Landsat 8.

Campo	Valor
Tipo de calibración	Radiancia
Intervalo de salida	BIL

<b>Tipo de dato de salida</b>	Flotante
<b>Factor de escala</b>	0.10
<b>Directorio de salida</b>	Nombre y directorio de salida

(Aguilar, Mora, & Vargas, 2014)

### 7.12 Conversión a reflectancia TOA por módulo FLAASH.

El archivo resultante del proceso previo, que muestra la radiancia espectral de la sub escena, se utiliza como archivo de entrada para la conversión de valores de reflectancia. Para esto, se emplean los coeficientes proporcionados por el archivo MTL. En el Software ENVI 5.3, esta operación puede realizarse de manera automática utilizando la función “Radiometric Calibration”, que ejecuta dicha conversión para el conjunto de imágenes del sensor OLI.

*Ecuación 7: Reflectancia a Tope de la Atmosfera.*

$$L\lambda = M_L * Q_{cal} + A_L - O_i$$

(Ariza, 2013)

Donde  $M_L$  es el factor multiplicativo de escalado específico por banda obtenido del metadato (REFLECTANCE\_MULT\_BAND\_X, donde X es el número de la banda).  $Q_{cal}$  es el producto estándar cuantificado y calibrado para valores de píxel (o por Digital Number). Este valor se refiere a cada una de las bandas de la imagen;  $A_L$  es la banda específica de factor de cambio aditivo y finalmente  $O_i$  es la corrección de la banda 10.

### 7.13 Corrección topográfica de las bandas.

Esta acción se realiza en el software ENVI 5.3 Classic + IDL 8.5 (64 bits), utilizando la función "Topographic / C-Corrections". Se necesitan el Modelo de Elevación Digital (DEM) y el conjunto de bandas relacionadas con la reflectancia a nivel de la atmósfera, además de los datos de azimut y elevación solar. Este proceso produce un conjunto de bandas donde los valores correspondientes a las sombras se muestran como cero (Acuña & Tordocillo, 2018). El método utilizó una subescena del Modelo de Elevación Digital (DEM) de la imagen SRTM para describir la topografía (máscara de cuenca), la cual se utilizó para determinar el área de interés en cada una de las imágenes Landsat 8 que contienen los glaciares.

### 7.14 Obtención de albedo.

En el cálculo de esta variable, se utilizó la reflectancia superficial del conjunto de bandas corregidas atmosférica y topográficamente. Para lograrlo, se calculó la reflectancia TOA del conjunto de imágenes Landsat 8 y se aplicó

la corrección topográfica. Esto generó un conjunto de imágenes donde los elementos atmosféricos y las sombras no influyen en el cálculo del albedo en la región de interés, tal como se explicó en pasos previos. Además, esta región de interés fue definida en función de las dos microcuencas que contienen todos los glaciares de la Sierra del Brujo. Esto fue necesario para facilitar el procesamiento de las imágenes debido a limitaciones del procesador del computador utilizado para estas operaciones.

Una vez las imágenes Landsat 8 estuvieron delimitadas y corregidas, se procedió a aplicar la ecuación de extracción de albedo (Liang, 2001) adaptada a Landsat 8. Esta ecuación se ejecuta a través de la calculadora geométrica de un software SIG. Para este estudio, se empleó el software ENVI 5.3 (64-bit), aunque la operación podría llevarse a cabo en ENVI CLASSIC 5.3 (32-bit), QGIS 3.1.4.1 o ArcMap 10.3, donde también se realizó. Esto permitió evaluar qué software ejecutó la tarea de manera más eficiente y si existían discrepancias en los resultados.

La operación consistió en tomar las bandas (b2, b4, b5, b6, b7) previamente delimitadas y corregidas, y aplicar la fórmula mencionada (ver Ecuación 8) junto con sus coeficientes de corrección.

*Tabla 10: Comparativa de bandas y sensores para Landsat 7 & 8.*

<b>Banda</b>	<b>Landsat TM (<math>\mu\text{m}</math>)</b>	<b>Landsat ETM+ (<math>\mu\text{m}</math>)</b>	<b>Landsat 8 (<math>\mu\text{m}</math>)</b>	<b>N° de banda Landsat TM/ETM+</b>	<b>N° banda Landsat 8</b>
<b>Blue</b>	0.45-0.52	0.45-0.52	0.45-0.51	1	2
<b>Green</b>	0.52-0.60	0.51-0.61	0.53-0.59	2	3
<b>Red</b>	0.63-0.69	0.63-0.69	0.64-0.67	3	4
<b>NIR</b>	0.76-0.90	0.75-0.90	0.85-0.88	4	5
<b>SWIR 1</b>	1.55-1.75	1.55-1.75	1.55-1.65	5	6
<b>SWIR 2</b>	2.08-2.035	2.06-2.34	2.11-2.29	7	7

(Herrera, 2016)

La expresión para ecuación en Landsat 8 OLI corresponde a:

*Ecuación 8: Extracción de albedo de onda corta para Landsat 8.*

$$\alpha_{albedo} = 0,0356 \alpha_2 + 0,130 \alpha_4 + 0,373 \alpha_5 + 0,085 \alpha_6 + 0,072 \alpha_7 - 0,0018$$

(Liang, 2001)

- **Nieve.**

La nieve fresca refleja hasta el 95% de la luz visible y entre el 50% y el 80% de la radiación cercana al infrarrojo (NIR). En el espectro visible, la presencia de partículas como polvo, hollín y biota disminuye la reflectancia de la nieve. En el infrarrojo cercano, la influencia del polvo y el aumento del tamaño del grano de nieve también reducen su reflectancia. En el infrarrojo de onda corta, la reflectancia de la nieve es muy baja debido a su fuerte

dependencia del tamaño del grano, mientras que la contaminación tiene menos impacto. Esta variación en la reflectancia en diferentes longitudes de onda permite una clasificación diferenciada de la nieve y el hielo, especialmente al explotar el marcado contraste entre la reflectancia en el espectro visible y en el infrarrojo de onda corta, lo que resulta útil para clasificar la nieve (K&#228;h & Bolch, 2014).

- **Hielo.**

Estas propiedades de la reflectancia de la nieve tienen impacto en el hielo glaciar. El hielo desnudo del glaciar muestra una reflectancia m&#225;s baja en el espectro visible (VIS) en comparaci&#243;n con la nieve, esto debido a la acumulaci&#243;n de contaminantes &#243;pticamente activos. En el infrarrojo cercano (NIR), la reflectancia tambi&#233;n disminuye a medida que el tama&#225;o del grano de nieve y la concentraci&#243;n de part&#237;culas aumentan. Adem&#225;s, la presencia de agua l&#237;quida en la superficie del hielo puede reducir la efectividad de la reflectancia en el NIR. Cuando el hielo glaciar est&#225; cubierto de escombros, el espectro de firma de estos puede predominar sobre el del hielo glaciar, y esto se relaciona con el porcentaje de escombros que cubren el &#225;rea de superficie dentro de un p&#237;xel. Si un p&#237;xel glaciar est&#225; cubierto con m&#225;s del 80% de escombros, es dif&#237;cil distinguir los p&#237;xeles circundantes que representan la roca madre, zonas peri glaciares o m&#225;s escombros (K&#228;h & Bolch, 2014)

Dicha ecuaci&#243;n se ingresa a la en la funci&#243;n “Band Math” de ENVI 5.3 como:

$$((0.356*B2) + (0.130*B4) + (0.373*B5) + (0.085*B6) + (0.072*B7) -0.0018)$$

La operaci&#243;n consiste en sumar cada banda multiplicada por su coeficiente correspondiente, generando un archivo r&#225;ster de una sola banda en escala de grises con valores de p&#237;xeles en un rango de 0 a 1 (consultar Figura 13). Se emplearon las im&#225;genes Landsat 8 con la menor cantidad de part&#237;culas en suspensi&#243;n, tomadas en un intervalo horario cercano (todas entre las 14:20 y 14:40 horas aproximadamente, seg&#225;n el horario local del sobrevuelo del sat&#233;lite en el &#225;rea de inter&#233;s). Se aplic&#243; la m&#225;scara de la cuenca hidrogr&#225;fica (ver Figura 12), creada a partir de las subcuencas de los r&#237;os Cachapoal y Tinguiririca para facilitar el an&#225;lisis. Adem&#225;s, para comparar y visualizar directamente el comportamiento del albedo en los glaciares, se extrajeron los valores de albedo usando m&#225;scaras basadas en los pol&#237;gonos de la DGA del 2015 para las im&#225;genes Landsat 8 entre abril de 2013 y abril de 2023, y m&#225;scaras basadas en los pol&#237;gonos de la DGA del 2020 para las im&#225;genes Landsat 8 entre enero de 2020 y abril de 2023 (consultar Figura 12). Esto permiti&#243; observar de manera clara el porcentaje de &#225;rea cubierta por nieve, hielo y escombros en cada imagen. La siguiente secuencia metodol&#243;gica describe la obtenci&#243;n y validaci&#243;n del albedo.

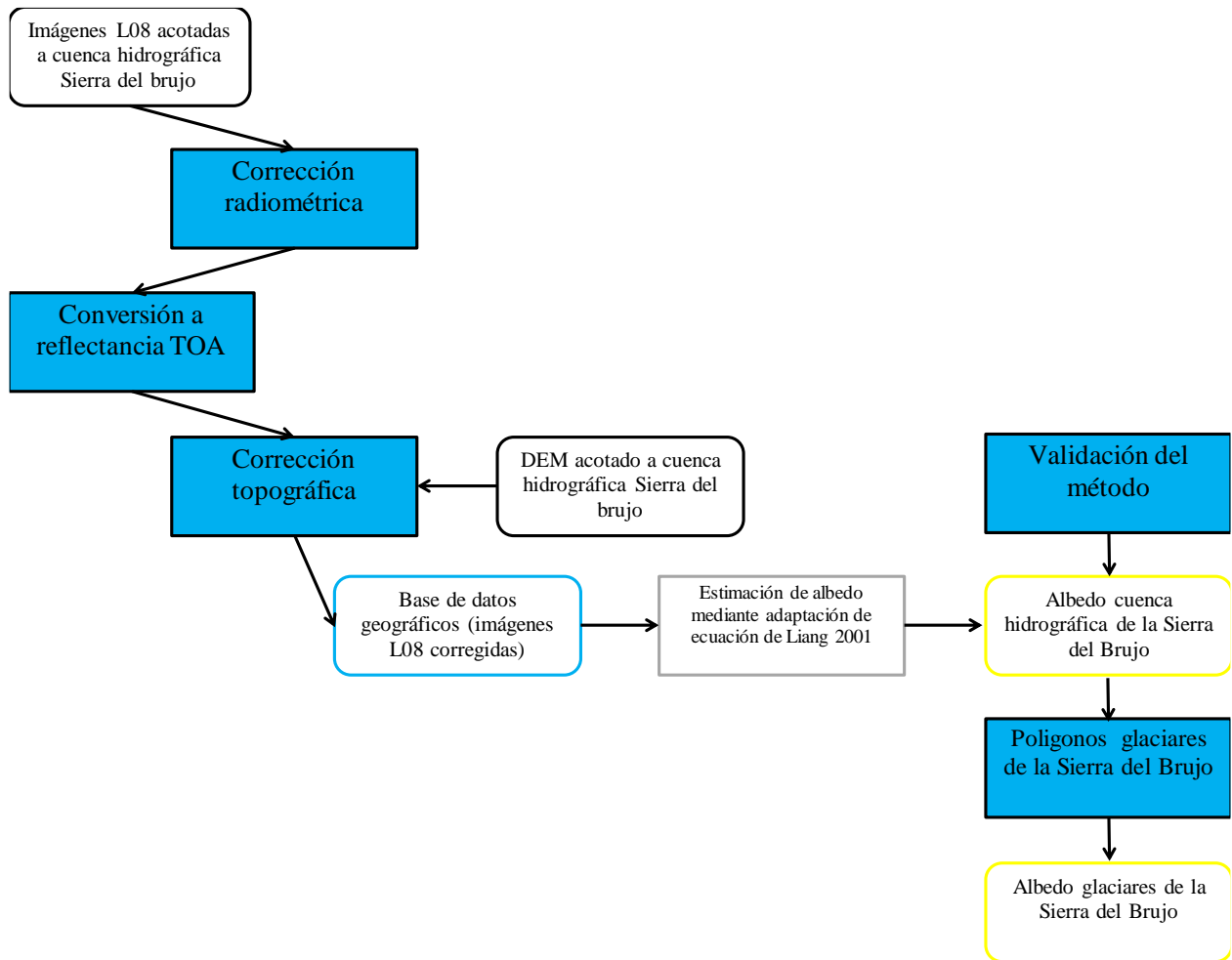


Figura 11: Flujo de trabajo para obtención de albedo por escena. Fuente: Elaboración propia.

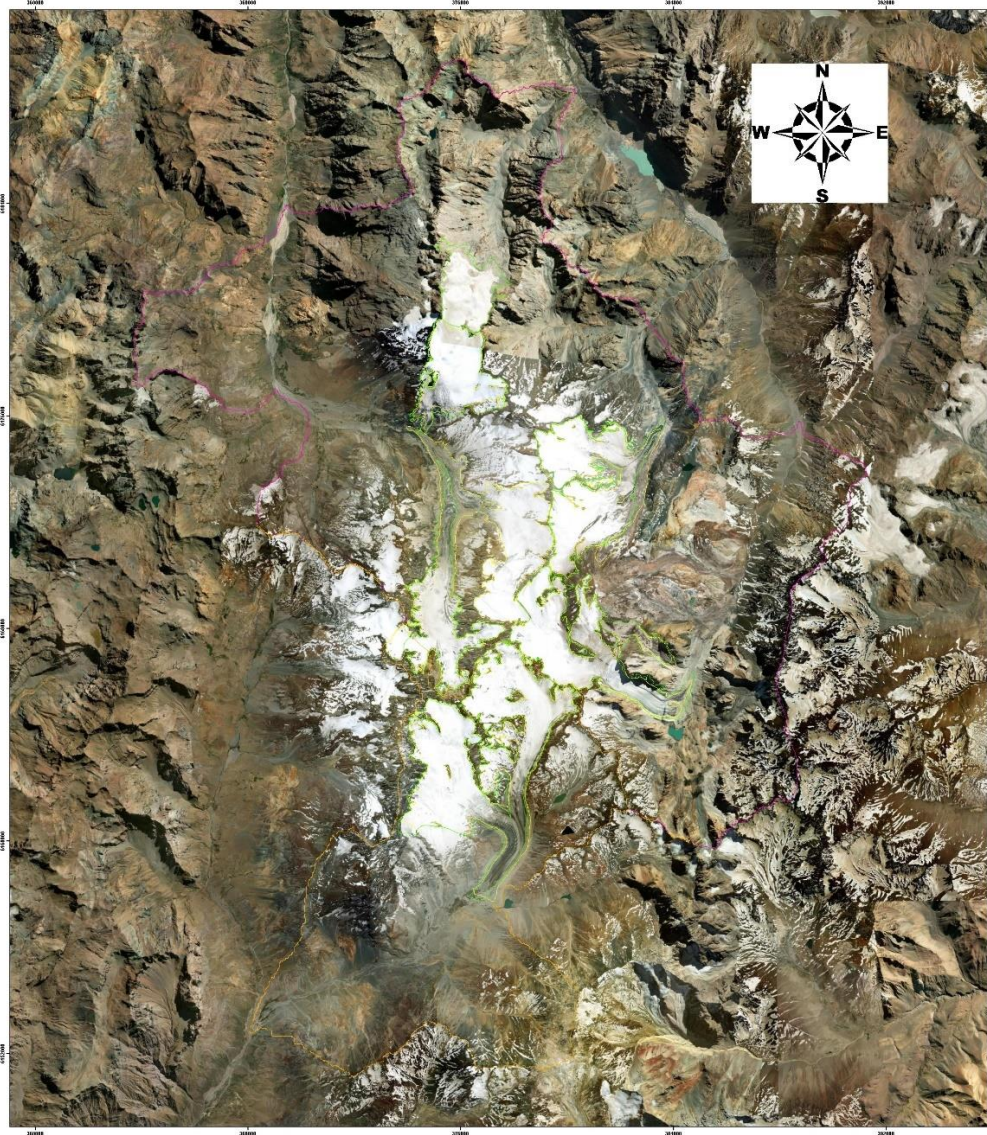


Figura 12: Polígonos de interés. Fuente: Elaboración propia en software ArcMap 10.3.

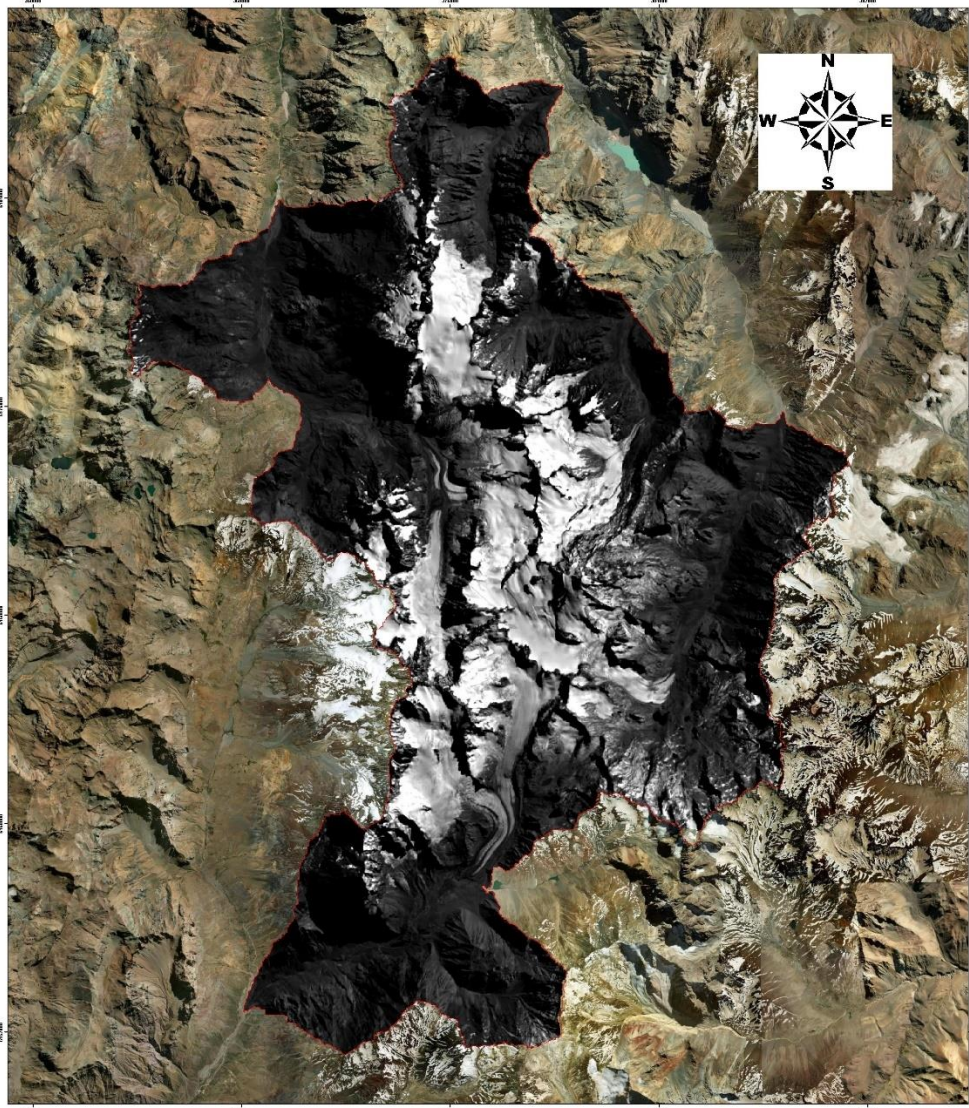


Figura 13: Albedo área de interés abril de 2013. Fuente: Elaboración propia en software ENVI 5.3 y modificado en ArcMap 10.3. (Liang, 2001).

## 7.15 Caracterización de área supra glacial para las temporadas de ablación anual.

La nieve y el hielo glacial puro presentan propiedades espectrales similares, con el hielo glacial reflejando más luz visible que la nieve. En el infrarrojo cercano y medio, la reflectancia está influenciada por el tamaño de los granos de nieve y hielo, y la presencia de agua líquida podría reducir la reflectancia en el infrarrojo cercano (Rastner et al., 2019). Se empleó un umbral de 0.45 (Lopez et al., 2008), reconocido como adecuado para la detección de áreas cubiertas de nieve en este índice.

Para analizar las características espectrales en el albedo, se utilizó la herramienta "Classification Workflow" de ENVI 5.3 en conjunto con una clasificación supervisada semiautomática que caracterizó la cobertura de la región de interés, etiquetando cada firma espectral (EXELIS, 2014). Los pasos seguidos en este proceso fueron los siguientes:

- Se abrió cada imagen de albedo correspondiente al mes de abril de cada año para clasificar en ENVI y se creó una firma espectral de referencia basada en la tabla de valores característicos de albedo para distintas superficies de hielo y nieve (Cuffey & Paterson, 2010)
- Se seleccionó la opción "SAM" en el menú "Classify" de ENVI.
- En la configuración de SAM, se eligió la firma espectral de referencia creada en el paso 1 y se cargó. También se configuró el umbral de distancia angular para la clasificación, si se prefiriese.
- Se identificaron los píxeles en el análisis de clasificación y se ajustaron la resolución espacial y los métodos de visualización.
- Se seleccionó la opción "Run" en la ventana de configuración de SAM.
- Se revisaron los resultados de la clasificación y los estadísticos de precisión mostrados en la ventana de resultados.
- El ráster resultante se categorizó según la tabla siguiente: [agregar detalles sobre la categorización].
- Este enfoque permitió clasificar las áreas con diferentes características de albedo en la región de interés, proporcionando una mejor comprensión de la distribución y las propiedades espectrales de la nieve y el hielo glacial en esa área.

Tabla 11: Tipología de superficie según albedo.

Tipología	Albedo
Nieve seca	0.8-0.97
Nieve en fusión	0.66-0.88
Neviza	0.43-0.69
Hielo limpio	0.34-0.51
Hielo ligeramente sucio	0.26-0.33
Hielo sucio	0.15-0.25
Hielo cubierto de detritos	0.10-0.15

(Cuffey & Paterson, 2010)

- Posteriormente se generó una máscara para cada uno de los polígonos resultantes para cada una de las tipologías de cobertura superficial por año y calculó el área que comprendían (véase Figura 19)
- Finalmente, los resultados fueron cartografiados y graficados.

#### 7.16 Obtención y procesamiento de datos de temperatura y precipitación.

Los datos de precipitación y temperatura fueron obtenidos de las estaciones meteorológicas de la DGA más cercana al área de estudio. Esto debido a que no existen estaciones meteorológicas en los glaciares de la Sierra del Brujo que cubran la totalidad del periodo requerido y las que figurar disponibles tan solo presenta un pequeño rango de datos. Por lo tanto, se creó una matriz de datos mensuales con los valores medios de las variables de precipitación y temperatura para los años hidrológicos presentes entre 2013 y 2023, periodo que va desde el 01 de abril de 2013 a 31 de abril de 2023, tendiendo en consideración que para el año 2013 tan solo se enfatizó la información de abril a diciembre, esto para concordar con la disponibilidad de imágenes Landsat 8 de dicho año. Dicha información se descargó en formato “xls” del Explorador Climático de CR<sup>2</sup> (CR2, 2020).

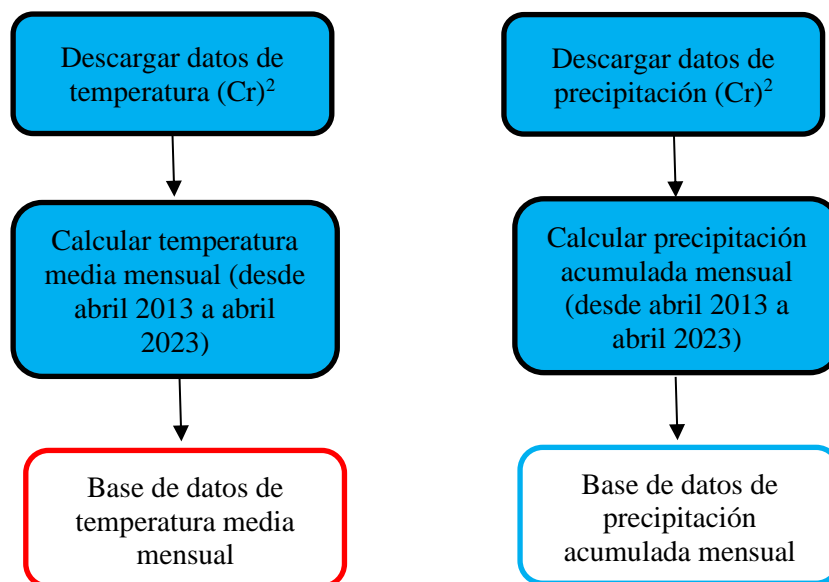


Figura 14: Procesamiento de datos meteorológicos. Fuente: Elaboración propia.

- **Datos de Temperatura.**

En lo que respecta a los datos de temperatura, estos no estaban disponibles de forma continua para el periodo solicitado en tan solo una estación, por lo que se recurrió a incorporar la información de 3 estaciones cercanas al área de interés y poder así construir la matriz de datos (véase Tabla 12). Para dos de las tres estaciones (06013008-6 y 06003001-4) dichos datos poseen un comportamiento relativamente uniforme. En lo que respecta a la última (06000003-4) los valores difieren bastante (detalle de estaciones en Esto se debido a la altitud de dichas estaciones (véase Figura 15).

Tabla 12 Valores medios de temperatura media en grados Celsius.

Año hidrológico	2013-2014	2014-2015	2015-2016	2016-2017	2017-2018	2018-2019	2019-2020	2020-2021	2021-2022	2022-2023
Abril	11,13	10,91	12,42	7,41	8,66	16,39	13,9	16,8	14,1	15,3
Mayo	6,18	5,43	3,61	6,35	4,88	12,51	11,54	9,4	sin datos	12,8
Junio	4,97	3,4	4,17	4,29	3,69	2,82	7,32	sin datos	12	6,1
Julio	4,8	3,96	4,09	3,21	4,77	2,76	8,24	10,2	11,9	9,6
Agosto	3,85	5,83	4,65	5,75	2,99	4,85	10,5	10,2	13,3	12,1
Septiembre	2,93	3,49	4,54	8,01	5,33	11,51	11,92	13,7	13,1	12,8
Octubre	7,7	8,45	5,19	6,73	5,64	16	12,99	15,5	15	14,5
Noviembre	9,81	9,2	6,13	10,73	16,35	16,49	18,31	17,2	17,1	17,8
Diciembre	14,1	11,24	6	12,3	19,11	18,43	20,03	19,4	19,7	21,8

Enero	14,69	14,69	15,15	5,81	15,69	19,72	22,8	19,8	19,4	21,5
Febrero	13	13	13,75	5,92	14,24	19,94	22	20,1	19	21,5
Marzo	5,2	sin datos	14,09	14,54	12,64	18,12	20,2	18,7	17,9	20,5

Fuente: Elaboración propia en base a datos extraídos del Explorador Climático (CR2, 2020)

- **Datos de precipitación.**

En lo que respecta los datos de precipitación estos fueron extraídos desde el explorador climático o Cr<sup>2</sup> de la Dirección General de Aguas (DGA, 2020), específicamente de la estación 6003001-4 ubicada en Rio Cachapual 5km. Aguas debajo de junta Cortaderal, cuyas coordenadas corresponden a 34°34'64" S, 70° 37'64" O. Dicha información se presentó de forma de precipitación diaria, por lo que fue calculada la precipitación acumulada mensual (véase Tabla 13). Pero como el albedo y las precipitaciones se deben comparar en el mismo tiempo hidrológicamente hablando, se procede a definir el año hidrológico, abril a marzo, y luego se calculan las precipitaciones en ese período. El albedo fue calculado al final de la temporada de ablación, es decir, al fin del año hidrológico. La DGA cuenta con 6 estaciones con datos de precipitación cercanas al área de interés, pero 5 de ellas tienen una pronunciada intermitencia en sus datos. Por lo cual se seleccionó aquella estación que presentó el conjunto de datos con mayor continuidad (véase Tabla 13 y Figura 15).

Tabla 13: Valores en mm de precipitación acumulada estación de la DGA 06003001-4.

Año hidrológico	2013-2014	2014-2015	2015-2016	2016-2017	2017-2018	2018-2019	2019-2020	2020-2021	2021-2022	2022-2023
Abril	0,20	36,80	0,00	499,20	112,60	0,00	1,30	0,13	0,00	1,72
Mayo	366,80	276,20	30,60	105,80	132,60	30,60	52,20	1,08	sin datos	1,90
Junio	88,60	228,00	6,00	90,80	124,10	78,70	65,50	sin datos	1,23	1,20
Julio	33,40	178,30	240,40	141,70	27,80	142,00	53,60	0,65	0,35	0,77
Agosto	204,00	190,20	264,30	13,40	161,90	32,10	8,10	1,47	5,96	0,90
Septiembre	86,00	156,40	219,40	0,00	45,70	113,30	28,60	0,29	0,42	0,77
Octubre	0,00	24,80	250,80	58,80	60,50	48,20	11,70	0,01	0,05	0,43
Noviembre	0,00	25,00	40,80	8,60	12,90	14,00	0,00	57,66	0,05	0,00
Diciembre	0,40	22,60	0,00	9,00	0,00	8,40	42,30	59,27	0,00	0,52
Enero	1,00	0,00	13,40	0,00	0,60	0,00	0,02	27,68	0	0,00
Febrero	0,00	11,20	sin datos	3,10	0,20	0,60	0,00	0,04	0,14	0,00
Marzo	1,40	40,20	0,00	0,50	12,10	9,10	0,00	0,03	0,00	0,00

Fuente: Elaboración propia en base a datos extraídos del Explorador Climático (CR2, 2020)

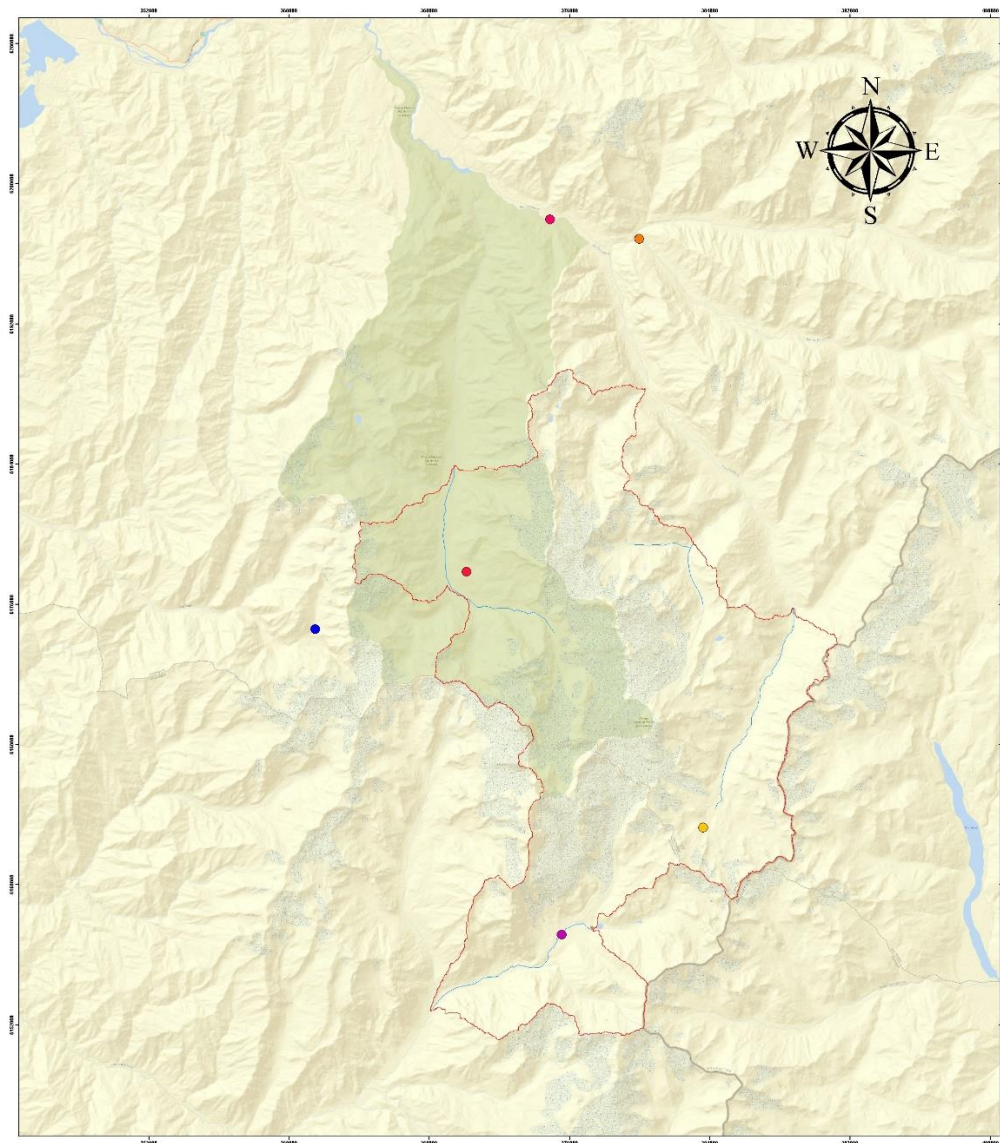


Figura 15: Localización de estaciones meteorológicas. Realizado en software ArcGIS 10.3 en base a archivos vectoriales de puntos extraídos de Ministerio de Bienes Nacionales-Infraestructura de Datos espaciales (IDE, 2020).

### **7.17 Validación de datos de albedo.**

En la introducción de este trabajo se menciona la importancia del monitoreo del albedo a escala global. A lo que determinar la incertidumbre asociadas al valor del producto y la calidad general de las estimaciones por satélites resulta primordial. El “Global Climate Observation System (GCOS)” establece tres enfoques de validación de albedo (Wang et al 2019):

- A. Validación indirecta:** Se trata en una interoperación de varios productos de albedo derivados de satélite, realizando un análisis espacial y temporal (Wang et al 2019).
- B. Validación directa punto a píxel:** Se trata en comparar los productos de satélites con medidas de albedo realizadas in situ (Wang et al 2019).
- C. Ampliación de la validación píxel a píxel:** Se trata de utilizar productos de albedo derivados de satélite con alta resolución espacial para evaluar productos de albedo con resoluciones más bajas (Wang et al 2019).

La estrategia de validación de productos es el proceso que se debe seguir para comprobar que las estimaciones cumplen ciertos requisitos. Se siguieron las recomendaciones recogidas en el protocolo de buenas prácticas para la validación de productos globales (Wang et al 2019), definido por el subgrupo “Land Product Validation (LPV)” del “Working Group on Calibration and Validation (WGCV) del Committee on Earth Observation Satellites (CEOS)” (Wang et al 2019). En el caso del presente estudio debido a que no fue posible conseguir datos in situ y con el objetivo de analizar la coherencia de los datos se aplicó el método de “validación indirecta” usando como referencia los valores anuales de albedo de los años 2015,2016 ,2018 y 2019 en las cuales el albedo se extrajo de 45 imágenes Landsat 8 disponibles los que fueron comparados con la media de albedo de los glaciares de la Sierra del Brujo de la investigación de (Ulloa, 2020). Con los resultados del estudio previo se procedió a evaluar la precisión de los datos de teledetección e identificar posibles errores en la estimación de albedo y utilizar esta información para mejorar el modelo de estimación de albedo.

### **7.18 Análisis de matriz de datos.**

Para abordar los objetivos específicos del presente estudio, se consideró que el análisis estadístico más adecuado dependería de varios factores, incluyendo la naturaleza de los datos, la relación esperada entre las variables y el enfoque para evaluar los cambios espacio temporales. Para ello con los datos meteorológicos (temperatura y precipitación) y de albedo obtenido a partir del procesamiento de imágenes Landsat 8, caracterizar cambios espacio temporales en el ciclo anual de albedo y relacionar esos cambios con la temperatura y precipitación.

En primer lugar, se usó un enfoque de análisis de series temporales, que involucraría el uso de ventanas móviles para caracterizar los cambios espacio temporales en el ciclo anual de albedo. Además, se aplicó técnicas de suavizado, como promedios móviles, para identificar patrones y tendencias en los datos a lo largo del tiempo. Esto permitiría examinar cómo variaba el albedo glaciar en diferentes períodos y entender mejor su comportamiento estacional.

Asimismo, se aplicó la opción de emplear modelos de regresión múltiple para relacionar los cambios de albedo con la temperatura y precipitación. Se destacó la posibilidad de construir modelos donde el albedo sería la variable dependiente con la temperatura y precipitación como las variables independientes. Esto proporcionaría una forma de cuantificar la relación entre estas variables, comprender su influencia en el albedo glaciar y predecir el albedo en función de cambios en la temperatura y precipitación.

Se hizo hincapié en que estos métodos no eran excluyentes y podrían complementarse. Por ejemplo, se sugirió utilizar el análisis de series temporales para identificar patrones en los datos y luego aplicar modelos de regresión múltiple para cuantificar y predecir la relación entre las variables.

En resumen, el plantear una combinación de análisis de series temporales (ventanas móviles) y modelos de regresión múltiple fue la estrategia más apropiada para abordar los objetivos específicos planteados en el estudio sobre el albedo glaciar, la temperatura y la precipitación.

Para ello se importaron los datos meteorológicos, incluyendo mediciones de albedo glaciar, temperatura y precipitación en IBM SPSS Statistics 25 para llevar a cabo el análisis el cual es una herramienta vital para este estudio debido a su capacidad para realizar análisis estadísticos avanzados. Su amplia gama de técnicas permite procesar y analizar grandes conjuntos de datos, como los recopilados en esta investigación sobre el albedo glaciar. Con funcionalidades específicas para análisis de regresión, correlación y series temporales, este software facilita la identificación de patrones complejos en los datos climáticos y la relación con el albedo glaciar. Su interfaz intuitiva y herramientas de visualización robustas también permiten una interpretación más clara y detallada de los resultados, lo que resulta fundamental para respaldar las conclusiones y recomendaciones de este estudio. En resumen, IBM SPSS es una herramienta esencial que potencia la capacidad de este estudio para analizar, interpretar y presentar datos de manera efectiva y precisa (Corp, 2021).

La transformación de estos datos en series temporales se realizó para poder aplicar ventanas móviles y filtros temporales sobre la variable de albedo glaciar, lo que permitió identificar patrones y tendencias a lo largo del tiempo. Posteriormente, se llevó a cabo un análisis detallado de tendencias utilizando las funciones específicas para esta finalidad en SPSS.

Por otro lado, se seleccionaron las variables relevantes para los modelos de regresión múltiple, donde el albedo glaciar se consideró como la variable dependiente, mientras que la temperatura y la precipitación se establecieron como variables independientes. A través de la opción de regresión lineal en SPSS, se construyeron estos modelos para cuantificar la relación entre las variables y comprender su influencia en el albedo glaciar.

Finalmente, se compararon los resultados obtenidos de los análisis de series temporales y los modelos de regresión múltiple para extraer conclusiones más profundas sobre la relación entre el albedo glaciar, la temperatura y la precipitación. Este enfoque combinado permitió una comprensión más integral de los cambios espacio-temporales en el albedo y su conexión con las variables climáticas analizadas.

## 8. Resultados.

Con las tres variables ya calculadas se busca establecer una correlación entre dichos parámetros con el objetivo de determinar si el albedo responde al comportamiento estacional para cada año en el periodo estudiado. A continuación, se exponen los resultados obtenidos en este trabajo, así como su posterior análisis y discusión.

### 8.1 Validación de método para obtención de albedo.

Una vez terminadas las etapas preliminares se realiza la validación. Para esto se hizo una comparación de series de datos de albedo disponibles de libre acceso de los glaciares de la Sierra del Brujo, los que fueron pertenecientes a la investigación Ulloa (2020). De dichos datos se usaron valores de albedo concordantes con los años de la presente investigación.

La información utilizada fue de valores medios anuales de albedo de los glaciares de la Sierra del Brujo, Cipreses, Cipreses Norte, Palomo, Cortaderal y Universidad correspondientes a los años 2015, 2016, 2018, 2019 (véase Tabla 14).

*Tabla 14: Datos validación de albedo.*

Este estudio	Cipreses	Cipreses norte	Cortaderal	Palomo	Universidad
2015	0,18	0,31	0,21	0,35	0,25
2016	0,16	0,31	0,21	0,33	0,25
2018	0,16	0,29	0,2	0,32	0,24
2019	0,14	0,27	0,18	0,29	0,22
Ulloa (2020)	Cipreses	Cipreses norte	Cortaderal	Palomo	Universidad
2015	0,39	0,45	0,38	0,45	0,39
2016	0,36	0,40	0,38	0,40	0,40
2018	0,31	0,39	0,33	0,35	0,36
2019	0,33	0,36	0,32	0,36	0,36

*Fuente: Elaboración propia en base a datos de (Ulloa, 2020).*

Los datos mostrados del presente estudio tienen una media de 0.243 y una desviación estándar de 0.062, lo que indica que los valores están relativamente cerca de la media, pero con una variabilidad moderada. El coeficiente de variación del 25.6% indica que la variabilidad es relativamente alta en relación con la media. Por su parte, los datos de Ulloa (2020) tienen una media de 0,38 y una desviación estándar de 0,042, lo que indica que los valores están relativamente cerca de la media y con una variabilidad baja. El coeficiente de variación del 11.1% indica que la variabilidad es relativamente baja en relación con la media.

*Tabla 15: RMSE por glaciar.*

Glaciar	RMSE
Cipreses	0,19
Cipreses norte	0,11
Cortaderal	0,15
Palomo	0,07
Universidad	0,14

*Fuente: Elaboración propia en base a datos de (Ulloa, 2020).*

Los valores de RMSE en la tabla varían entre 0,07 y 0,19, lo que indica que la precisión de los modelos de regresión utilizados para pronosticar los valores de albedo varía entre muy precisa (RMSE = 0,07) y moderadamente precisa (RMSE = 0,19). Por lo cual, se puede inferir que el método y los resultados concuerdan con los de la investigación de (Ulloa, 2020).

En general, los valores de RMSE indican que los modelos de estimación de albedo utilizados en ambas investigaciones son precisos, ya que los valores de RMSE son relativamente bajos. Sin embargo, es importante tener en cuenta que los valores de RMSE pueden variar dependiendo de las condiciones específicas de cada zona glaciar y que se necesitan mediciones de campo directas para validar los datos de albedo glaciar con mayor precisión.

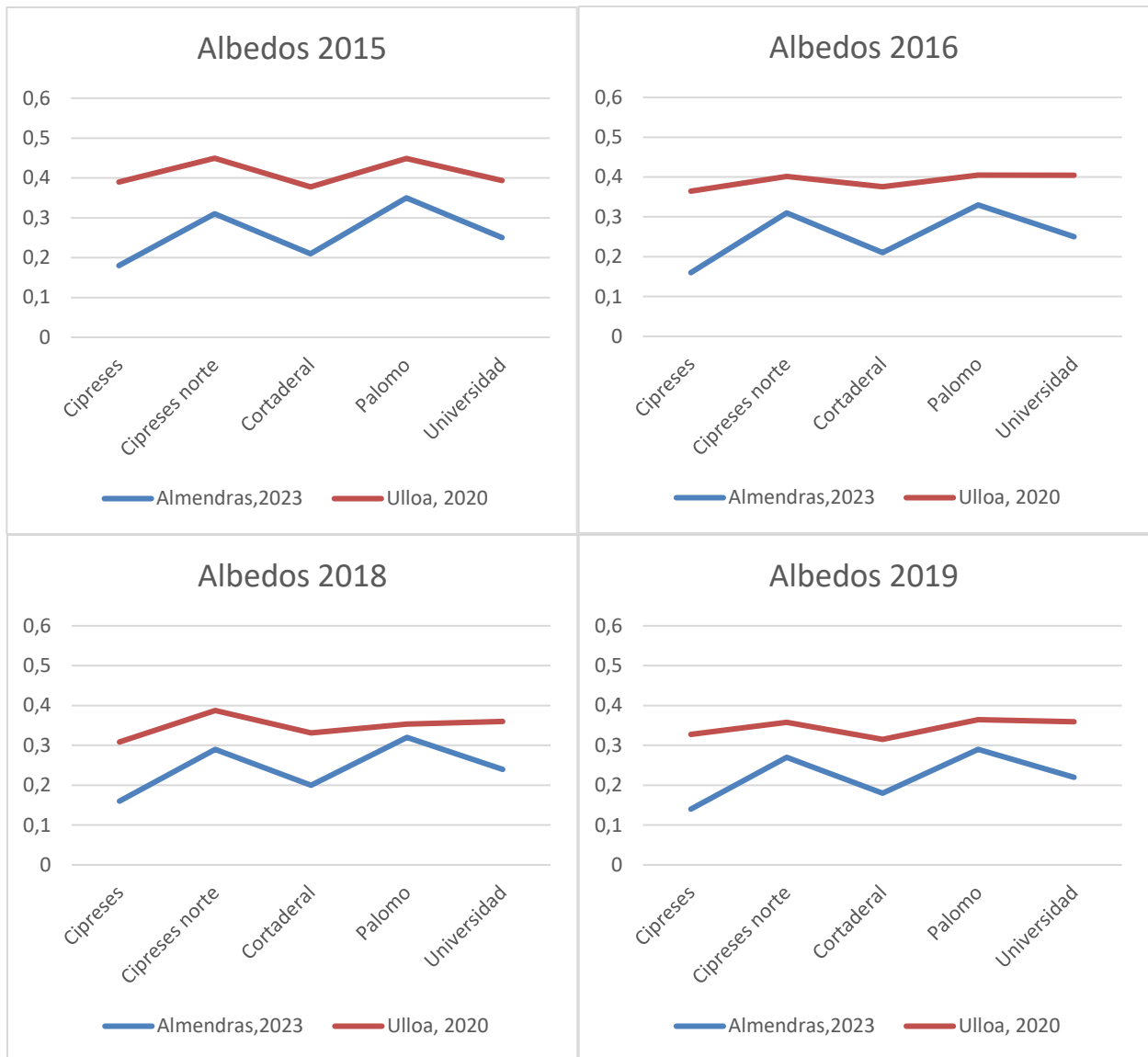


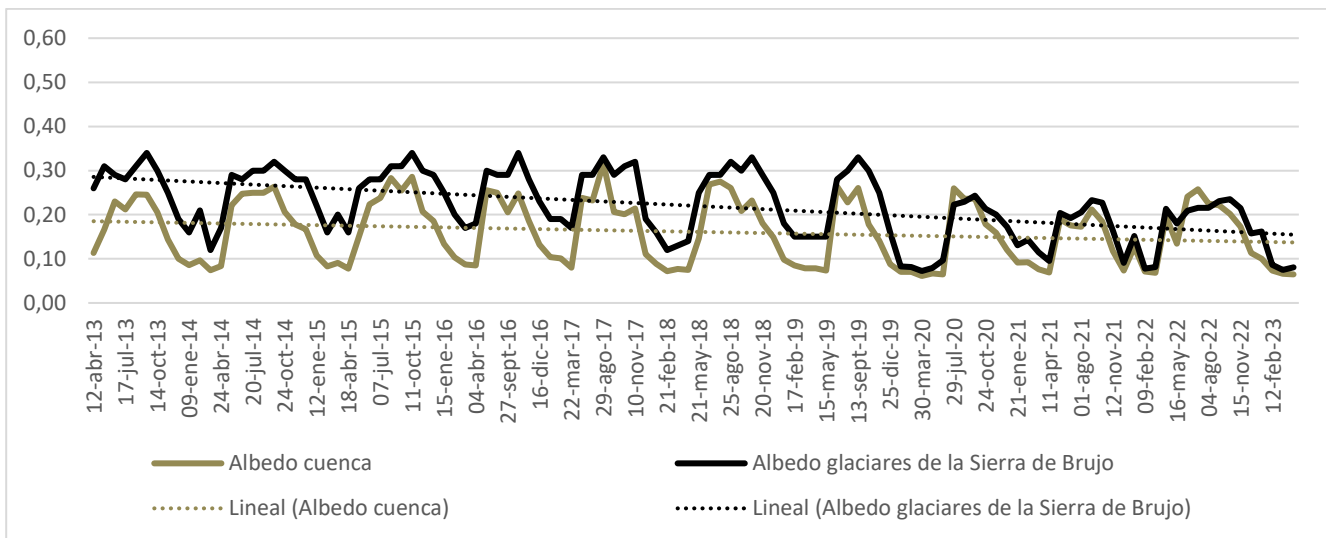
Figura 16: Validación de albedo calculado. Fuente: Elaboración propia en base a datos de (Ulloa, 2020).

Gráficamente se puede apreciar como el comportamiento de ambos albedos responden de manera similar, pero en la investigación de Ulloa (2020) dichos valores muestran albedo más elevados, apoyado por el RMSE (véase Tabla 15). En general, los valores de albedo glaciar en el grupo Ulloa (2020) son más altos que los valores en el presente estudio. Además, los valores de desviación estándar y coeficiente de variación son menores en el Ulloa (2020); lo que indica que los valores están más cerca de la media y con una variabilidad menor.

## 8.2 Distribución grafica del albedo de glaciares de la Sierra del brujo para los años hidrológicos presentes de abril de 2013 a abril de 2023.

Los datos de albedo, derivados del procesamiento de imágenes Landsat 8, ofrecen un panorama mensual del comportamiento de los glaciares de la Sierra del Brujo y la cuenca hidrográfica circundante durante un periodo de 10 años, desde abril de 2013 hasta abril de 2023. En el gráfico de líneas que abarca este período (véase Figura 17), se observan fluctuaciones mensuales en los valores promedio de albedo para ambos sitios. A lo largo de los meses con datos disponibles, se aprecian variaciones notables en los niveles de albedo, indicando posibles cambios estacionales o tendencias a lo largo de los años. Los meses sin datos revelan limitaciones en la disponibilidad de imágenes Landsat 8 para esos períodos específicos, a manos de la falta de imágenes Landsat 8 que no tuvieran presencia de nubosidad en exceso para esos momentos. Este análisis permite entender las fluctuaciones mensuales de albedo y las posibles variaciones a lo largo de la década en los glaciares y la cuenca hidrográfica asociada.

Figura 17: Distribución y tendencia de albedo promedio de cuenca y glaciares en periodo estudiado.



Fuente: elaboración propia.

La dispersión espacio-temporal de los datos de albedo según la desviación estándar nos indica que la variabilidad de los datos de albedo tiende a disminuir conforme avanza el periodo de estudio (véase Figura 18). Otro aspecto interesante a destacar es que los menores valores de albedo concuerdan con la temporada de ablación anual.



Figura 18: Desviación estándar de datos de albedo glaciar. Fuente: Elaboración propia en base a datos extraídos de Tabla 16.

Con la finalidad de identificar patrones en el comportamiento del albedo para la temporada de ablación anual se analiza en detalle las imágenes Landsat 8 correspondientes a los meses de abril de cada año estudiado, exceptuando el año 2017, en cuyo caso se analizó la imagen de marzo de ese año ya que para abril todas las imágenes Landsat 8 disponibles poseían gran presencia de nubosidad.

El poder ver el comportamiento de la cobertura supra glacial según la caracterización de Cuffey & Paterson (2010) para los meses de abril desde el año 2013 a 2023 da a conocer que la frecuencia relativa de cobertura superficial según valor de albedo del área de estudiada para el final de la época de ablación anual varía drásticamente conforme avanza el periodo de estudio. Donde ya para los últimos años de investigación los elementos predominantes son aquellos que poseen una menor capacidad de reflectancia radiactiva (véase Figura 20). Lo que se da a conocer claramente a continuación.

### 8.3 Comportamiento del área supra glacial para las temporadas de ablación anual presentes en los años hidrológicos de 2013 a 2023.

Para la Figura 19 se generó una máscara en base a todos los píxeles de las superficies cubiertas de nieve y hielo en cada una de las imágenes Landsat 8 correspondientes al final de la época de ablación anual, a lo que posteriormente se reclasifica en base a su firma espectral según albedo, lo que dio como resultado un mosaico con la distribución espacial de los diferentes tipos de nieve y hielo según su albedo. Dichos tipos de cobertura

presentan oscilaciones entre las áreas que comprende las superficies de nieve (nieve seca, nieve en fusión, neviza) y hielo glacial (hielo limpio, hielo ligeramente sucio, hielo cubierto de detritos). Las superficies de nieve presentan importantes variaciones, con valores en algunos años muy significativos. Por su parte las superficies de hielo son un poco más estables, pero en ambos tipos la tendencia es a la disminución de su área. Cabe mencionar que los colores morados y azul muestran como el hielo glacial con el pasar de los años se encuentra más expuesto, así como inverso a esto la presencia de elementos con mayor capacidad de reflectancia radiactiva van perdiendo cobertura (diversos tipos de nieve), lo que podría derivar en una mayor absorción de radiación solar por parte de los glaciares cada vez más expuestos, acelerando el proceso de derretimiento glaciar y restando capacidad de recuperación de masa.

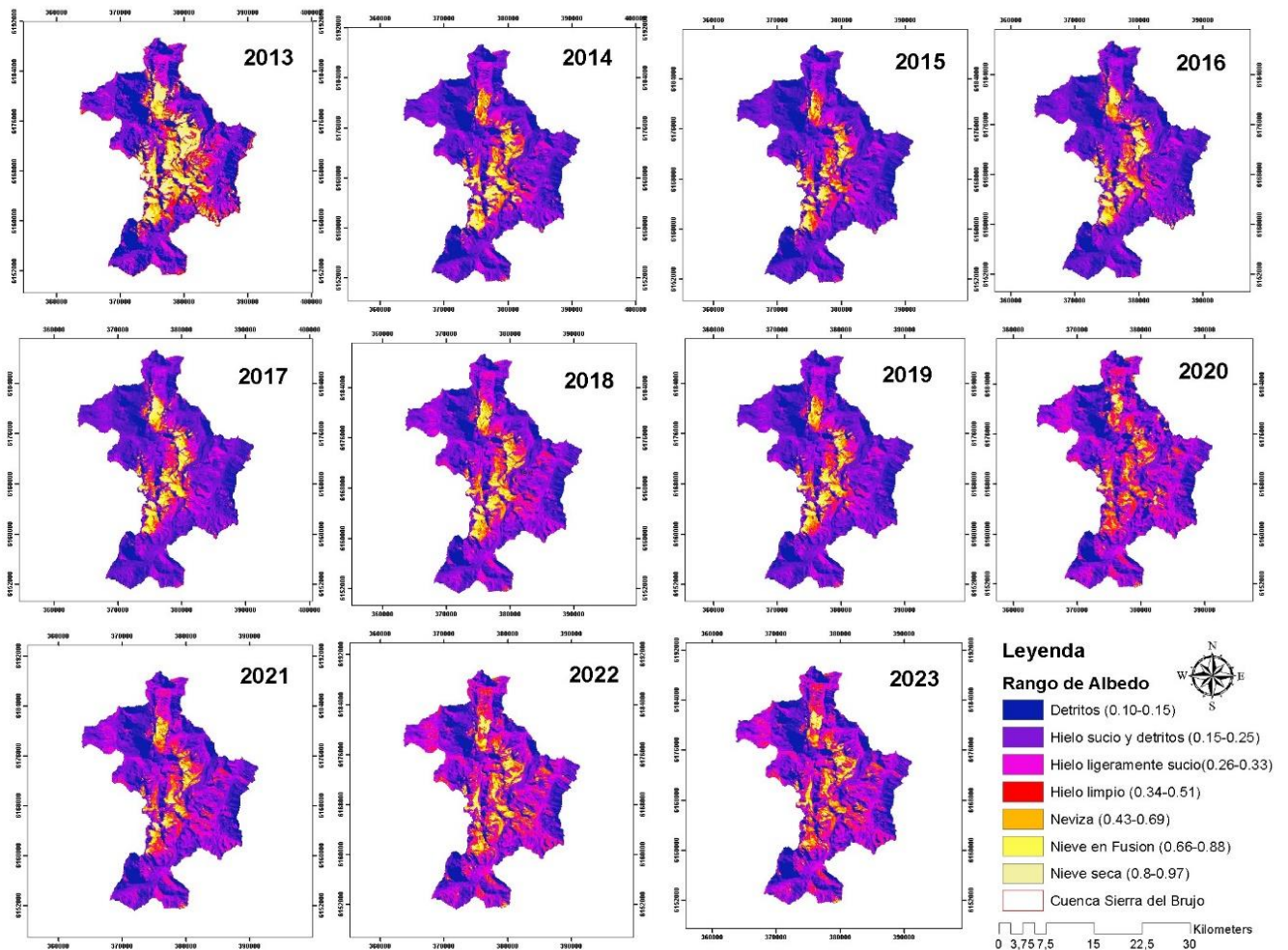


Figura 19: Cobertura superficial según albedo para el final de la época de ablación anual. Fuente: Elaboración propia en ArcMap 10.3 en base a tabla de valores característicos de albedo para diferentes superficies de hielo y nieve (Cuffey & Paterson, 2010).

Para los primeros cinco años de la investigación en la época de ablación anual las superficies que más espacios ocupaban dentro de la cuenca hidrográfica eran la de neviza, hielo limpio, hielo sucio y nieve en fusión. Ya para

los últimos años la nieve en fusión había perdido gran parte del espacio y el hielo sucio iba en aumento. Así como el área congelada de la cuenca hidrográfica también tuvo tendencia a la disminución en su área.

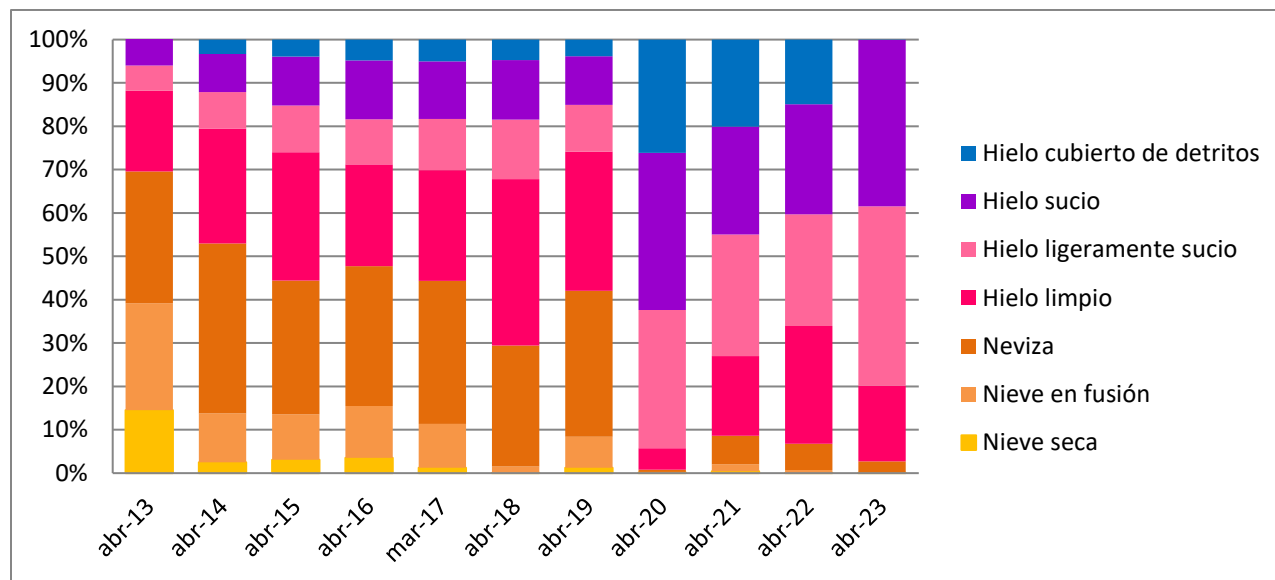


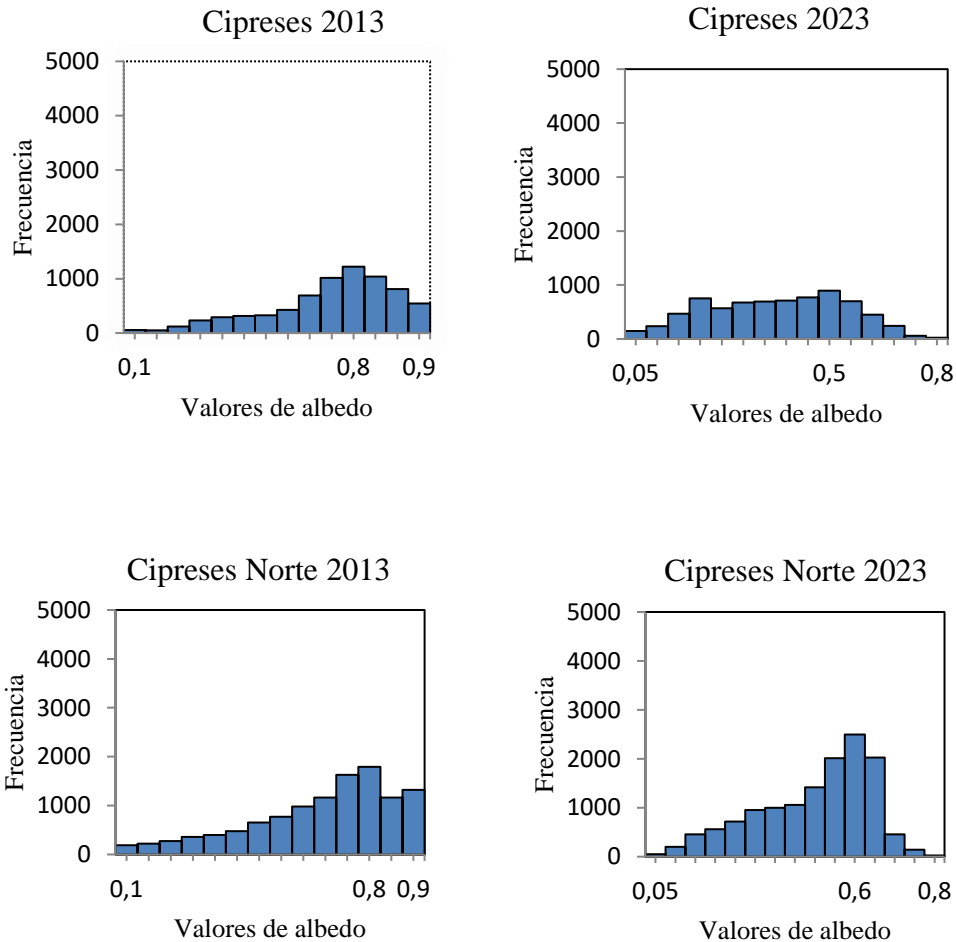
Figura 20 Frecuencia relativa de cobertura superficial según valor de albedo del área de estudio para el final de la época de ablación anual. Fuente: Elaboración propia en base a tabla de valores característicos de albedo para diferentes superficies de hielo y nieve (Cuffey & Paterson, 2010).

#### 8.4 Distribución espacio-temporal de albedo entre el primer y último mes de estudio para polígonos glaciares.

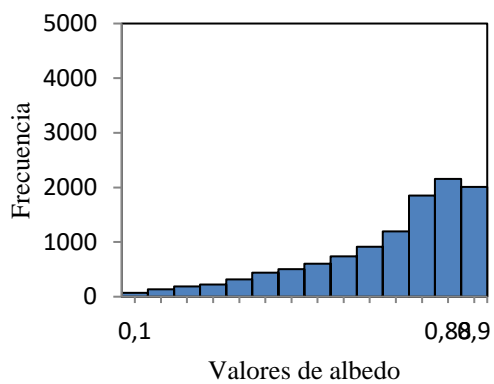
La inclusión de un histograma que comparara el albedo entre el primer y el último mes es debido a su capacidad para evaluar los cambios estacionales. Esta representación visual permitió la identificación de posibles patrones temporales, ofreciendo un respaldo gráfico a las conclusiones sobre la evolución estacional del albedo en los polígonos glaciares. Además, la visualización de las distribuciones de albedo en diferentes momentos del estudio posibilitó la detección de cambios extremos o variaciones significativas, siendo crucial para comprender fenómenos como el derretimiento acelerado o alteraciones importantes en la reflectividad de los glaciares.

Dichos valores corresponden a la distribución espacial de los píxeles según la cobertura supra glacial de cada uno de los glaciares en base a los polígonos de la Dirección General de Aguas (DGA, 2020). Para los valores de eje “X”, los números que se muestran en primera y última parte representan mínimo y máximo respectivamente, mientras que el número del centro marca el valor de albedo del tipo de cobertura que mayor área cubre. Cabe mencionar que los valores de albedo para efectos del presente estudio no son determinados por el tamaño del glaciar.

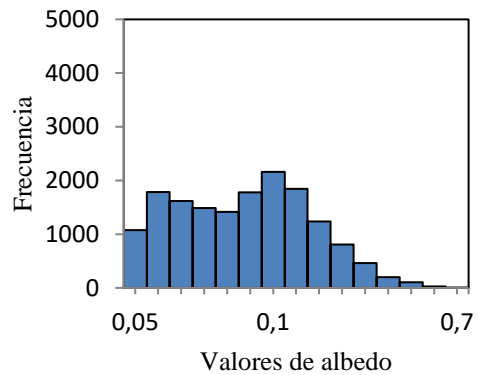
La comparación de los datos de albedo entre 2013 y 2023 para los glaciares en la región reveló patrones diversos en la distribución de frecuencias. En el caso de Cipreses, Cipreses Norte, Palomo y Universidad, se observó una disminución general en las frecuencias de valores de albedo más altos, como se evidencia por la reducción en los intervalos de 0.8 y 0.9 y un aumento en valores más bajos, especialmente en el intervalo de 0.05. Este cambio podría sugerir una pérdida en la capacidad de reflectividad de estos glaciares, posiblemente vinculada a un derretimiento o modificaciones significativas en su composición a lo largo del período. Por otro lado, en Cortaderal, se identifica un patrón similar hasta 2019, con una marcada disminución en las frecuencias de albedo más alto y un incremento en los valores más bajos, aunque no se disponga de datos para 2023. Estos resultados podrían indicar una tendencia generalizada en la región hacia valores más bajos de albedo, lo que puede relacionarse con cambios en las condiciones de los glaciares en estos lugares.



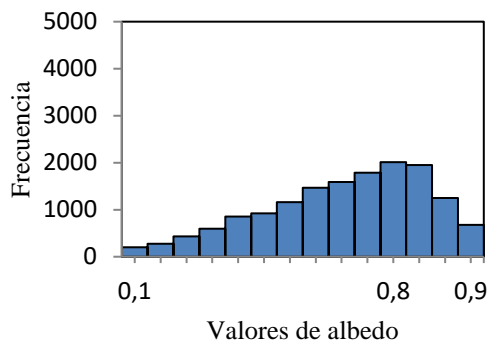
Palomo A 2013



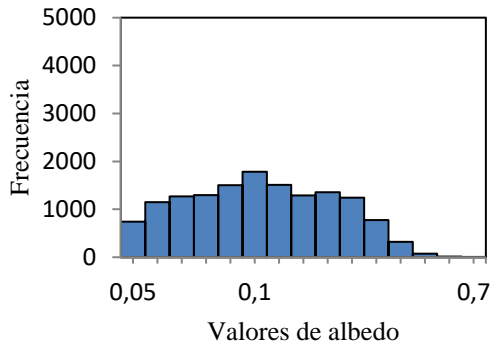
Palomo A 2023



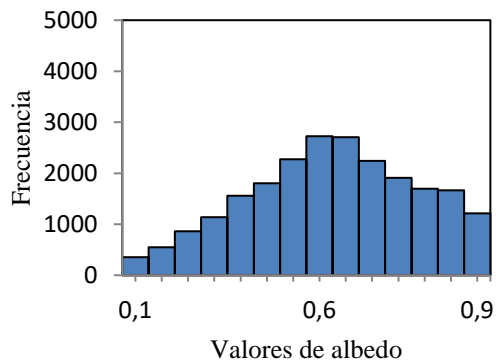
Cortaderal 2013



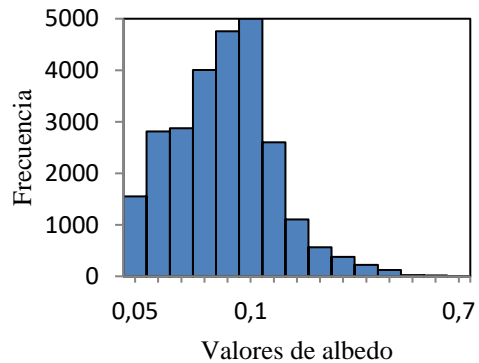
Cortaderal 2023

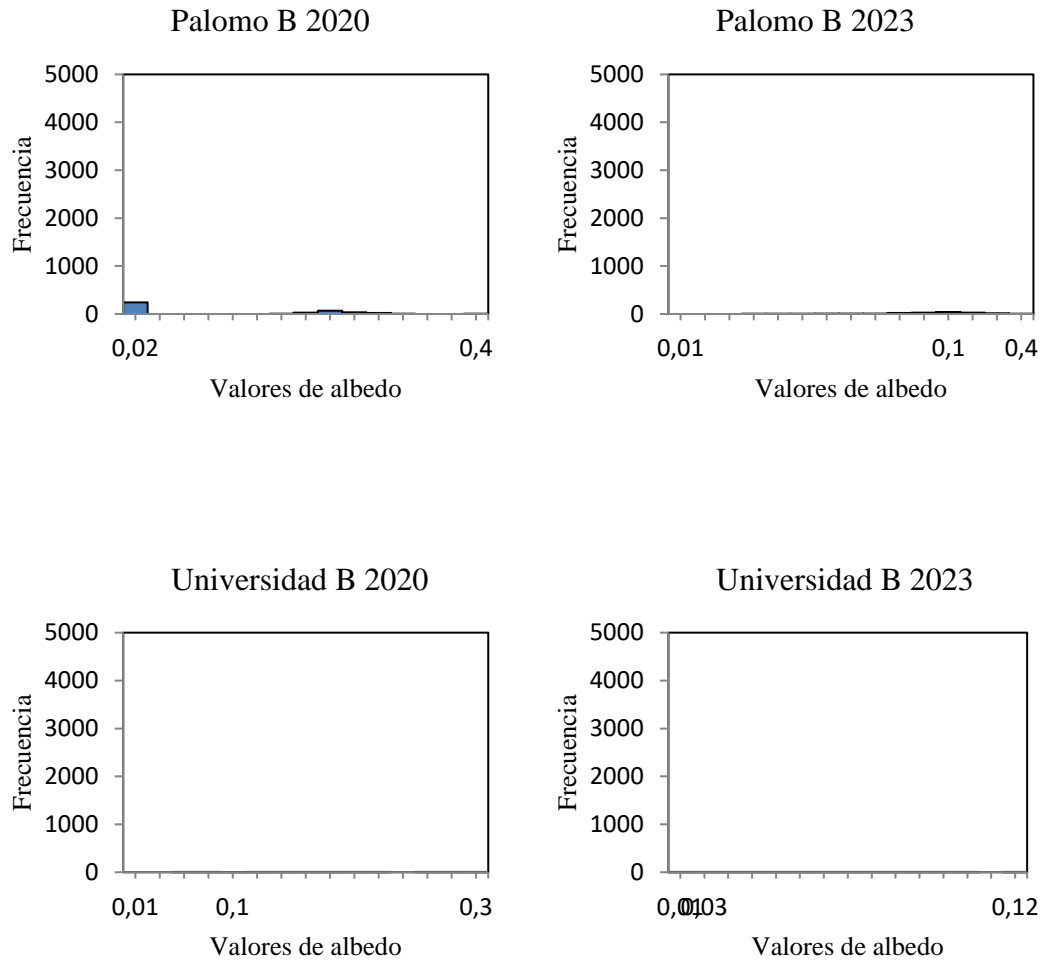


Universidad A 2013



Universidad A 2023





*Figura 21: Histograma de acumulación de albedo superficial para glaciares Sierra del Brujo para el primer y último mes de estudio. Fuente: Elaboración propia en base a valores de albedo obtenidos a lo largo del presente estudio.*

**8.5 Albedo promedio calculado para imágenes Landsat 8 en base a ecuación de Liang (2001) según los polígonos glaciares de la Sierra del Brujo de la DGA.**

La tabla presentada a continuación muestra los resultados de la aplicación de la metodología de extracción de albedo usada en los glaciares en la Sierra del Brujo, recopiladas desde abril de 2013 hasta abril de 2023 mediante imágenes Landsat 8. Los polígonos glaciares cambiaron en 2020, es la razón por la que figuran casillas sin mediciones de albedo asociadas a las fechas antes de 2020 para Palomo B y Universidad B. Estos resultados son promedios que muestran el comportamiento del albedo de los glaciares, los que posteriormente fueron cruzados con datos de temperatura y precipitación.

*Tabla 16 Albedos obtenidos a partir de procesamiento de imágenes Landsat 8.*

Fecha	Cipreses	Cipreses norte	Cortaderal	Palomo	Universidad	Palomo B	Universidad B	Albedo glaciares	Albedo cuenca
12-abr-13	0,16	0,33	0,21	0,37	0,23	Sin datos	Sin datos	0,26	0,11
14-may-13	0,20	0,52	0,21	0,39	0,25	Sin datos	Sin datos	0,31	0,17
08-jun-13	0,19	0,38	0,21	0,42	0,24	Sin datos	Sin datos	0,29	0,23
17-jul-13	0,21	0,34	0,22	0,40	0,25	Sin datos	Sin datos	0,28	0,21
18-ago-13	0,22	0,37	0,26	0,42	0,29	Sin datos	Sin datos	0,31	0,25
28-sept-13	0,23	0,39	0,29	0,44	0,33	Sin datos	Sin datos	0,34	0,25
14-oct-13	0,20	0,36	0,27	0,40	0,30	Sin datos	Sin datos	0,3	0,21
22-nov-13	0,15	0,30	0,21	0,33	0,25	Sin datos	Sin datos	0,25	0,14
24-dic-13	0,11	0,25	0,15	0,25	0,19	Sin datos	Sin datos	0,19	0,10
09-ene-14	0,09	0,21	0,12	0,20	0,16	Sin datos	Sin datos	0,16	0,09
26-feb-14	0,14	0,24	0,18	0,29	0,18	Sin datos	Sin datos	0,21	0,10
07-mar-14	0,07	0,15	0,10	0,16	0,13	Sin datos	Sin datos	0,12	0,07
24-abr-14	0,11	0,20	0,13	0,22	0,19	Sin datos	Sin datos	0,17	0,08
26-may-14	0,21	0,34	0,22	0,40	0,25	Sin datos	Sin datos	0,29	0,22
18-jun-14	0,21	0,34	0,21	0,40	0,25	Sin datos	Sin datos	0,28	0,25
20-jul-14	0,21	0,35	0,23	0,41	0,27	Sin datos	Sin datos	0,3	0,25
05-ago-14	0,22	0,36	0,24	0,42	0,28	Sin datos	Sin datos	0,3	0,25
15-sept-14	0,22	0,37	0,28	0,43	0,32	Sin datos	Sin datos	0,32	0,26
24-oct-14	0,20	0,35	0,27	0,39	0,30	Sin datos	Sin datos	0,3	0,21
09-nov-14	0,18	0,33	0,25	0,36	0,28	Sin datos	Sin datos	0,28	0,18
04-dic-14	0,17	0,34	0,25	0,36	0,28	Sin datos	Sin datos	0,28	0,17
12-ene-15	0,18	0,27	0,16	0,27	0,21	Sin datos	Sin datos	0,22	0,11
13-feb-15	0,10	0,22	0,12	0,20	0,16	Sin datos	Sin datos	0,16	0,08
01-mar-15	0,13	0,24	0,17	0,24	0,21	Sin datos	Sin datos	0,20	0,09

18-abr-15	0,09	0,20	0,12	0,23	0,17	Sin datos	Sin datos	0,16	0,08
04-may-15	0,17	0,33	0,18	0,37	0,25	Sin datos	Sin datos	0,26	0,15
14-jun-15	0,21	0,34	0,20	0,39	0,25	Sin datos	Sin datos	0,28	0,22
07-jul-15	0,21	0,33	0,21	0,41	0,26	Sin datos	Sin datos	0,28	0,24
17-ago-15	0,22	0,36	0,26	0,43	0,30	Sin datos	Sin datos	0,31	0,28
02-sept-15	0,21	0,37	0,26	0,42	0,30	Sin datos	Sin datos	0,31	0,25
11-oct-15	0,23	0,40	0,30	0,44	0,34	Sin datos	Sin datos	0,34	0,29
28-nov-15	0,19	0,35	0,27	0,38	0,30	Sin datos	Sin datos	0,3	0,21
14-dic-15	0,19	0,33	0,26	0,38	0,30	Sin datos	Sin datos	0,29	0,19
15-ene-16	0,14	0,28	0,20	0,31	0,31	Sin datos	Sin datos	0,25	0,13
16-feb-16	0,12	0,26	0,15	0,27	0,20	Sin datos	Sin datos	0,20	0,10
19-mar-16	0,11	0,24	0,12	0,23	0,17	Sin datos	Sin datos	0,17	0,09
04-abr-16	0,10	0,23	0,12	0,24	0,18	Sin datos	Sin datos	0,18	0,09
22-may-16	0,22	0,35	0,24	0,41	0,27	Sin datos	Sin datos	0,30	0,26
16-jun-16	0,21	0,34	0,22	0,41	0,26	Sin datos	Sin datos	0,29	0,25
27-sept-16	0,19	0,35	0,26	0,39	0,29	Sin datos	Sin datos	0,29	0,21
22-oct-16	0,23	0,40	0,30	0,44	0,34	Sin datos	Sin datos	0,34	0,25
07-nov-16	0,18	0,34	0,25	0,36	0,28	Sin datos	Sin datos	0,28	0,19
16-dic-16	0,13	0,28	0,19	0,30	0,23	Sin datos	Sin datos	0,23	0,13
17-ene-17	0,12	0,25	0,15	0,25	0,20	Sin datos	Sin datos	0,19	0,10
11-feb-17	0,11	0,24	0,15	0,24	0,19	Sin datos	Sin datos	0,19	0,10
22-mar-17	0,09	0,23	0,13	0,21	0,16	Sin datos	Sin datos	0,17	0,08
03-jun-17	0,23	0,34	0,22	0,40	0,25	Sin datos	Sin datos	0,29	0,24
21-jul-17	0,21	0,35	0,23	0,41	0,27	Sin datos	Sin datos	0,29	0,23
29-ago-17	0,23	0,38	0,26	0,43	0,32	Sin datos	Sin datos	0,33	0,32
23-sept-17	0,20	0,34	0,23	0,39	0,30	Sin datos	Sin datos	0,29	0,21
25-oct-17	0,20	0,36	0,26	0,40	0,31	Sin datos	Sin datos	0,31	0,20
10-nov-17	0,21	0,37	0,29	0,40	0,32	Sin datos	Sin datos	0,32	0,21
28-dic-17	0,12	0,26	0,15	0,25	0,20	Sin datos	Sin datos	0,19	0,11
29-ene-18	0,09	0,22	0,12	0,20	0,16	Sin datos	Sin datos	0,16	0,09
21-feb-18	0,07	0,16	0,09	0,15	0,13	Sin datos	Sin datos	0,12	0,07
02-mar-18	0,08	0,17	0,10	0,16	0,14	Sin datos	Sin datos	0,13	0,08
03-abr-18	0,08	0,18	0,10	0,17	0,14	Sin datos	Sin datos	0,14	0,07
21-may-18	0,17	0,28	0,19	0,38	0,23	Sin datos	Sin datos	0,25	0,15
06-jun-18	0,21	0,34	0,22	0,41	0,27	Sin datos	Sin datos	0,29	0,27
08-jul-18	0,21	0,35	0,23	0,41	0,27	Sin datos	Sin datos	0,29	0,27
25-ago-18	0,22	0,37	0,26	0,43	0,30	Sin datos	Sin datos	0,32	0,26
10-sept-18	0,20	0,36	0,25	0,41	0,30	Sin datos	Sin datos	0,3	0,21
19-oct-18	0,22	0,39	0,29	0,43	0,34	Sin datos	Sin datos	0,33	0,23
20-nov-18	0,18	0,35	0,26	0,37	0,29	Sin datos	Sin datos	0,29	0,18

15-dic-18	0,15	0,30	0,23	0,33	0,26	Sin datos	Sin datos	0,25	0,15
23-ene-19	0,11	0,23	0,14	0,24	0,20	Sin datos	Sin datos	0,18	0,10
17-feb-19	0,09	0,20	0,12	0,20	0,16	Sin datos	Sin datos	0,15	0,09
12-mar-19	0,08	0,19	0,11	0,22	0,16	Sin datos	Sin datos	0,15	0,08
06-abr-19	0,09	0,20	0,12	0,20	0,16	Sin datos	Sin datos	0,15	0,08
15-may-19	0,09	0,19	0,11	0,23	0,15	Sin datos	Sin datos	0,15	0,07
25-jun-19	0,21	0,34	0,21	0,40	0,25	Sin datos	Sin datos	0,28	0,26
12-ago-19	0,21	0,35	0,23	0,41	0,28	Sin datos	Sin datos	0,3	0,23
13-sept-19	0,22	0,38	0,28	0,43	0,32	Sin datos	Sin datos	0,33	0,26
22-oct-19	0,19	0,36	0,26	0,39	0,30	Sin datos	Sin datos	0,3	0,18
07-nov-19	0,15	0,31	0,21	0,32	0,25	Sin datos	Sin datos	0,25	0,14
25-dic-19	0,09	0,21	0,13	0,20	0,17	Sin datos	Sin datos	0,16	0,09
26-ene-20	0,07	0,12	0,08	0,13	0,11	0,10	0,10	0,08	0,07
20-feb-20	0,08	0,12	0,07	0,13	0,10	0,11	0,11	0,08	0,07
30-mar-20	0,07	0,10	0,07	0,12	0,09	0,11	0,04	0,07	0,06
08-abr-20	0,08	0,11	0,07	0,13	0,09	0,12	0,12	0,08	0,07
17-may-20	0,09	0,14	0,09	0,17	0,12	0,12	0,02	0,10	0,06
29-jul-20	0,23	0,27	0,22	0,40	0,25	0,35	0,14	0,22	0,26
21-ago-20	0,23	0,29	0,23	0,40	0,26	0,35	0,18	0,23	0,24
15-sept-20	0,24	0,32	0,25	0,41	0,28	0,34	0,25	0,24	0,24
24-oct-20	0,21	0,31	0,21	0,35	0,26	0,30	0,32	0,21	0,18
09-nov-20	0,19	0,30	0,20	0,34	0,24	0,29	0,32	0,20	0,16
11-dic-20	0,16	0,28	0,16	0,28	0,21	0,24	0,32	0,17	0,12
21-ene-21	0,12	0,24	0,12	0,22	0,16	0,17	0,22	0,13	0,09
22-feb-21	0,14	0,23	0,14	0,23	0,17	0,14	0,24	0,14	0,09
01-mar-21	0,10	0,18	0,11	0,19	0,14	0,13	0,20	0,11	0,08
11-apr-21	0,09	0,15	0,09	0,16	0,11	0,12	0,08	0,10	0,07
05-jun-21	0,22	0,25	0,19	0,38	0,22	0,35	0,10	0,20	0,19
16-jul-21	0,20	0,24	0,18	0,37	0,21	0,34	0,08	0,19	0,18
01-ago-21	0,21	0,26	0,20	0,38	0,23	0,34	0,10	0,21	0,17
09-sept-21	0,23	0,32	0,24	0,40	0,27	0,34	0,23	0,23	0,21
04-oct-21	0,22	0,33	0,23	0,37	0,27	0,33	0,29	0,23	0,18
12-nov-21	0,16	0,26	0,15	0,26	0,20	0,23	0,29	0,16	0,12
30-dic-21	0,09	0,14	0,09	0,14	0,11	0,11	0,17	0,09	0,07
08-ene-22	0,14	0,24	0,15	0,23	0,19	0,18	0,28	0,15	0,13
09-feb-22	0,08	0,11	0,08	0,12	0,10	0,11	0,09	0,08	0,07
13-mar-22	0,08	0,12	0,08	0,13	0,10	0,11	0,05	0,08	0,07
30-abr-22	0,21	0,27	0,21	0,38	0,25	0,34	0,13	0,21	0,20
16-may-22	0,18	0,24	0,17	0,32	0,21	0,32	0,09	0,18	0,13
08-jun-22	0,22	0,25	0,19	0,39	0,23	0,35	0,13	0,21	0,24
19-jul-22	0,22	0,26	0,20	0,39	0,24	0,35	0,13	0,22	0,26

04-ago-22	0,22	0,27	0,21	0,39	0,24	0,34	0,13	0,22	0,22
05-sept-22	0,23	0,31	0,24	0,39	0,26	0,34	0,21	0,23	0,22
14-oct-22	0,23	0,33	0,25	0,39	0,27	0,32	0,32	0,24	0,20
15-nov-22	0,21	0,31	0,22	0,34	0,26	0,28	0,33	0,21	0,17
09-dic-22	0,15	0,27	0,14	0,25	0,19	0,23	0,28	0,16	0,11
02-ene-23	0,16	0,28	0,15	0,25	0,19	0,18	0,27	0,16	0,10
12-feb-23	0,08	0,14	0,08	0,14	0,11	0,12	0,10	0,09	0,07
16-mar-23	0,07	0,11	0,07	0,12	0,09	0,12	0,05	0,08	0,07
17-abr-23	0,08	0,12	0,07	0,14	0,09	0,12	0,03	0,08	0,06

*Fuente: elaboración propia.*

### 8.6 Distribución anual de albedo promedio por glaciar.

El comportamiento anual del albedo de los glaciares en la Sierra del Brujo, representado en la muestra cierta variabilidad entre los diferentes glaciares a lo largo de los años. Para los glaciares Cipreses, Cipreses Norte, Cortaderal y Palomo A, se observa una tendencia a disminuir ligeramente el albedo desde el año 2013 hasta el 2023. En contraste, para los glaciares Universidad A, Palomo B y Universidad B, no se tienen datos hasta el año 2019 debido a la inexistencia registrada de esos glaciares en el inventario público de glaciares de la DGA. A partir de 2020, cuando estos glaciares fueron identificados y comenzaron a ser registrados en dicho inventario, se observa un ligero aumento en el albedo hasta el año 2023. La ausencia de datos para algunos glaciares en varios años limita la visualización completa de las tendencias, y la variabilidad en los valores de albedo entre los glaciares sugiere posibles diferencias en su comportamiento a lo largo del tiempo.

A continuación, en la Tabla 17 se presentan los promedios anuales de albedo para cada uno de los glaciares de la Sierra del Brujo.

*Tabla 17: Promedio anual de albedo calculado para glaciares Sierra del Brujo.*

Año	Cipreses	Cipreses norte	Cortaderal	Palomo A	Universidad A	Palomo B	Universidad b
2013	0.19	0.36	0.23	0.38	0.26	Sin datos	Sin datos
2014	0.17	0.30	0.21	0.34	0.24	Sin datos	Sin datos
2015	0.18	0.31	0.21	0.35	0.25	Sin datos	Sin datos
2016	0.16	0.31	0.21	0.33	0.25	Sin datos	Sin datos
2017	0.17	0.29	0.21	0.34	0.25	Sin datos	Sin datos
2018	0.16	0.29	0.20	0.32	0.24	Sin datos	Sin datos
2019	0.14	0.27	0.18	0.29	0.22	Sin datos	Sin datos
2020	0,15	0,22	0,15	0,26	0,18	0,22	0,16
2021	0,16	0,24	0,16	0,28	0,19	0,24	0,18
2022	0,18	0,25	0,18	0,31	0,21	0,27	0,18
2023	0,10	0,16	0,09	0,16	0,12	0,13	0,11

*Fuente: elaboración propia.*

En relación a lo expuesto en la Tabla 17 y Figura 22 se pudo establecer que el albedo se comportó de manera similar, pero a una escala distinta en cada uno de los glaciares de la Sierra del Brujo. También se puede afirmar que los niveles de albedo para este grupo de glaciares no se condicionan por el área glacial (véase Tabla 5 y ) (Naegeli et al 2013), ya que el de mayores dimensiones es el glaciar Universidad y sus valores medios de albedo lo ubican en tercer lugar. Por su parte el glaciar Palomo es el que presenta los mayores valores de albedo y es el tercero en cuestión de tamaño.

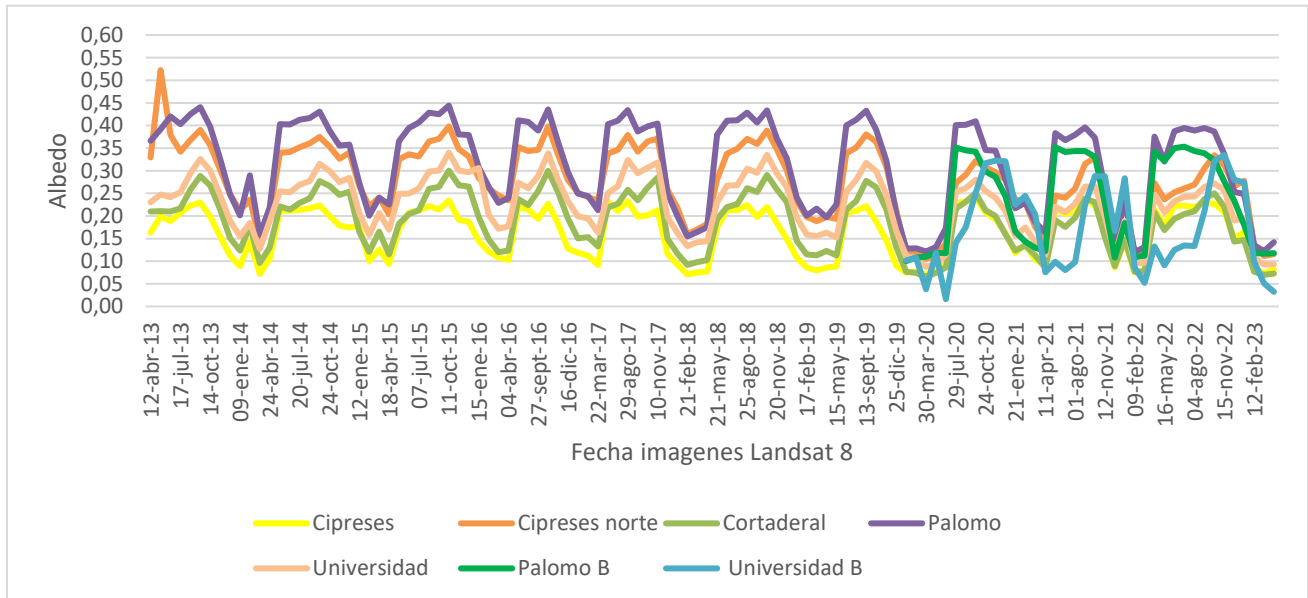


Figura 22: Comportamiento de albedo calculado en los glaciares Sierra del Brujo para los años hidrológicos presentes entre 2013-2023. Fuente: Elaboración propia

La desviación estándar del albedo promedio anual para los glaciares de la Sierra del Brujo entre 2013 y 2023 reflejaron la variabilidad durante ese lapso. En particular, los glaciares Cipreses norte, Palomo y Universidad B mostraron desviaciones estándar más altas en comparación con los otros glaciares, indicando una mayor variabilidad en los valores de albedo promedio a lo largo de los años en esos glaciares específicos. Por otro lado, los glaciares Cipreses, Cortaderal, Universidad y Palomo B exhibieron desviaciones estándar relativamente más bajas, sugiriendo una menor variación en los valores de albedo promedio durante el mismo período de tiempo (véase Figura 23).

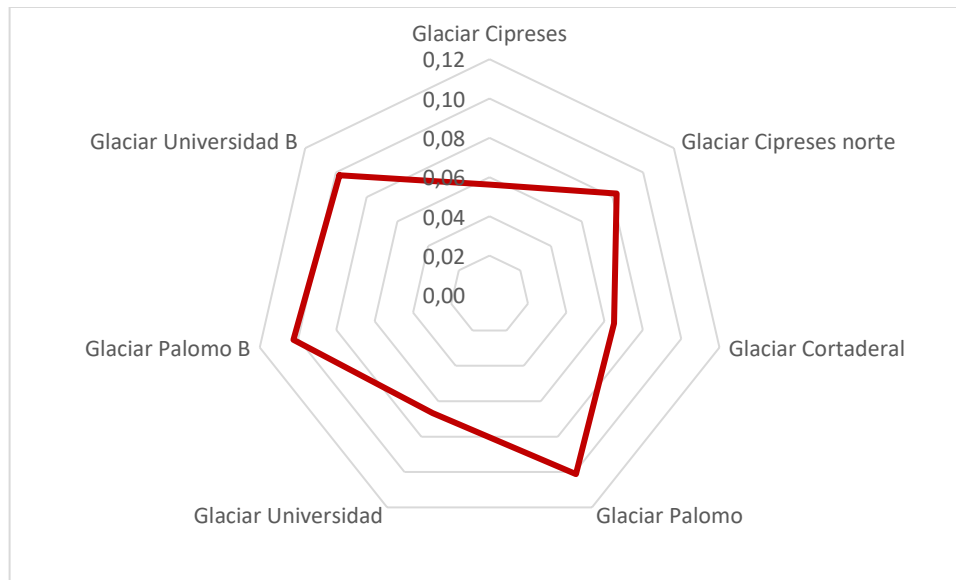


Figura 23: Desviación estándar para valores de albedo de glaciares de la Sierra del Brujo. Fuente: Elaboración propia.

### 8.7 Distribución anual de los datos de temperatura promedio y precipitación acumulada.

Los datos recopilados que se muestran en la Figura 24 de las estaciones meteorológicas cercanas a la Sierra del Brujo, desde abril de 2013 hasta abril de 2023, revelan patrones notables en la temperatura promedio mensual y la precipitación acumulada. Las temperaturas oscilaron entre 3 y 23 grados Celsius a lo largo del período, mostrando fluctuaciones estacionales típicas. Se destaca que las temperaturas más altas se registraron en enero y febrero, alcanzando los 22-23 grados Celsius, mientras que los meses más fríos, como junio, presentaron temperaturas mínimas de 3 grados Celsius.

En cuanto a la precipitación acumulada, se observan marcadas variaciones mensuales. Mayo de 2013 destaca como el mes con la precipitación más alta, registrando 367 mm, seguido por abril de 2016 con 499 mm. Hubo meses con precipitación nula, como marzo de 2021 y febrero de 2022. Sin embargo, la precipitación más común varió entre 0 y 40 mm. Se observa una relativa estabilidad en los patrones de precipitación, con fluctuaciones estacionales evidentes, aunque algunos eventos excepcionales presentan valores inusualmente altos, impactando significativamente en la media anual.

La ecuación  $y = -1.0494x + 105.16$ , con un coeficiente de determinación ( $R^2$ ) de 0.1675, describe el comportamiento de los datos de la precipitación acumulada durante el período de estudio. Esta relación lineal débil sugiere que la cantidad de precipitación acumulada no se ajusta bien a un modelo lineal con la variable  $x$  en la ecuación. El valor de  $R^2$  del 16.75% indica que esta ecuación solo explica una proporción limitada de la variabilidad observada en la cantidad total de precipitación registrada, lo que sugiere que otros factores no

incluidos en este modelo podrían tener una influencia significativa en la precipitación acumulada a lo largo del tiempo.

Por su parte, la ecuación  $y = 0.1045x + 6.0457$ , con un coeficiente de determinación ( $R^2$ ) de 0.3507, representa el comportamiento de los datos de temperatura en el período observado. Esta relación lineal moderada muestra una tendencia positiva entre la variable  $x$  (tiempo) y la temperatura registrada. Aunque la relación es más fuerte que la de la precipitación, el valor de  $R^2$  del 35.07% sugiere que aún existe una cantidad considerable de variabilidad en la temperatura que no es explicada por esta ecuación lineal. Es probable que otros factores, como patrones climáticos más complejos o influencias locales, contribuyan a la variación de la temperatura en este período.

La relación entre ambas variables parece ser débil, dado que las ecuaciones lineales tienen un coeficiente de determinación ( $R^2$ ) relativamente bajo: 0.1675 para la precipitación y 0.3507 para la temperatura. Esto sugiere que, aunque hay una relación, no es suficiente para explicar la totalidad de la variación en ambas variables. Podría haber otros factores o variables que influyen en la temperatura y la precipitación, lo que dificulta predecir una a partir de la otra con precisión.

En conjunto, no parece haber una relación lineal directa entre la temperatura y la precipitación acumulada en estos datos, ya que la variación de la precipitación no parece corresponderse directamente con la variación de y subrayan la importancia de analizar patrones a largo plazo para comprender mejor las tendencias climáticas.

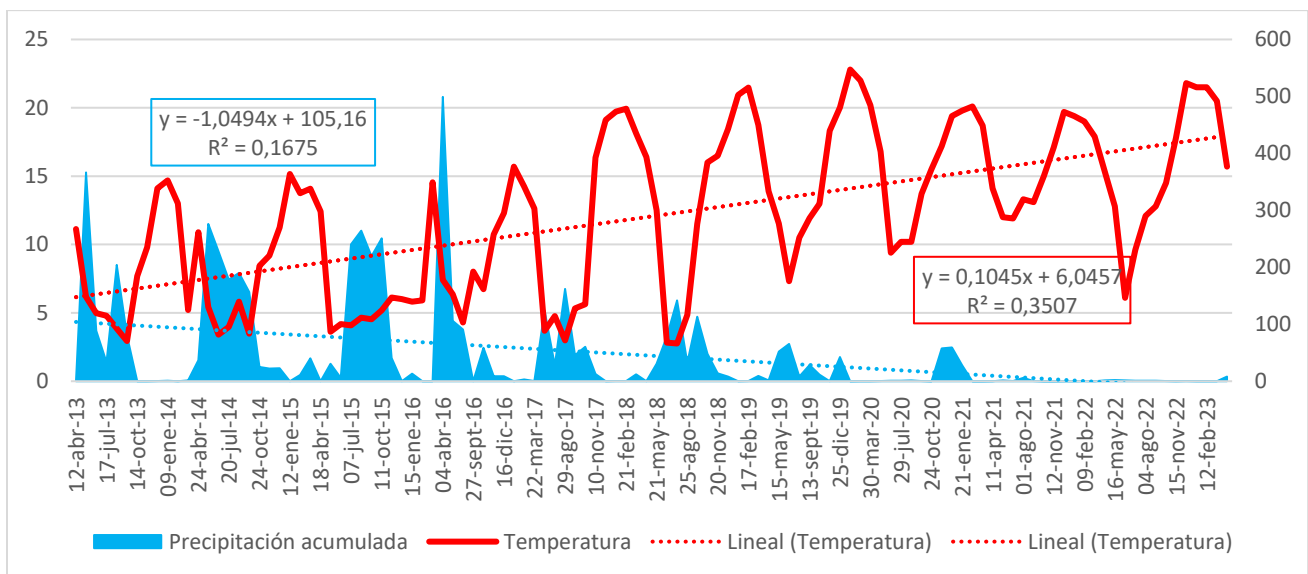


Figura 24: Comportamiento de la temperatura y precipitación en área de estudio para los años hidrológicos presentes entre 2013-2023. Fuente: Elaboración propia.

## **8.8 Distribución de albedo por glaciar comparado con la cuenca hidrográfica y las variables meteorológicas de temperatura y precipitación.**

A continuación, se muestra la distribución del albedo por glaciar para cada año hidrológico y gráficos de dispersión que ilustran la relación que existe entre el albedo y las variables de temperatura y precipitación del área estudiada

- **Glaciar Cipreses.**

En la Figura 25 se muestra cómo se distribuye el albedo del glaciar Cipreses comparado con el de la cuenca hidrográfica. Durante el período entre abril de 2013 y abril de 2023, el comportamiento del albedo promedio mensual del Glaciar Cipreses presentó fluctuaciones notables en distintos momentos. Inicialmente, se evidenciaron variaciones considerables en los valores de albedo, con puntos destacados en abril de 2013 (0,16), mayo de 2013 (0,20), y septiembre de 2013 (0,23), que representaron valores más altos. Sin embargo, estas cifras experimentaron un descenso progresivo hacia valores más bajos, como en abril de 2019 (0,09) y enero de 2023 (0,16). A lo largo de este periodo, se observó una tendencia general a la disminución en los valores de albedo promedio, sugiriendo una posible reducción en la reflectividad del Glaciar Cipreses.

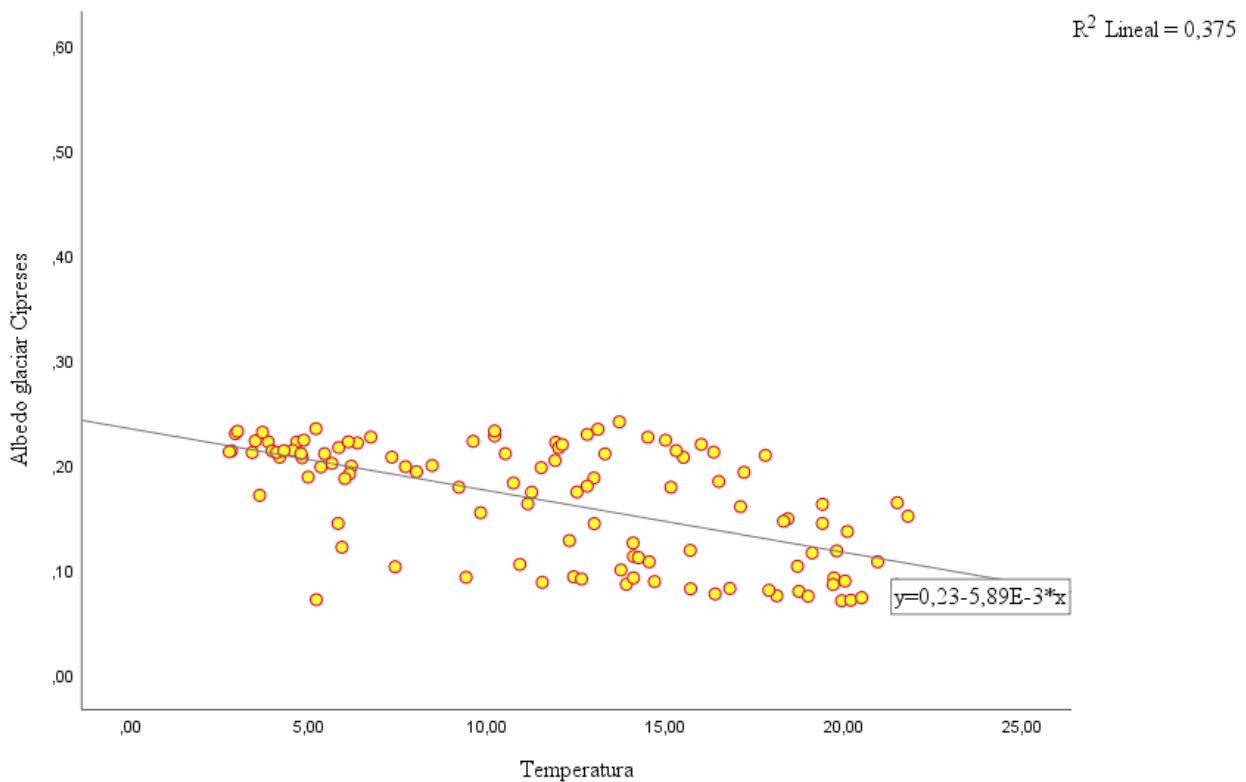


Figura 25: Distribución de albedo glaciar Cipreses comparado con albedo de cuenca hidrográfica por año hidrológico presentes de 2013 a 2023. Fuente: Elaboración propia.

Como se muestra en la figura 26 durante el período analizado, se observa una correlación entre la temperatura y el albedo del Glaciar Cipreses. Al observar el gráfico de dispersión (véase figura 26), podemos notar que hay una tendencia clara entre la temperatura y el albedo glaciar cipreses. La línea de regresión muestra esta relación, y el coeficiente de determinación ( $R^2$ ) de 0,375 indica que alrededor del 37,5% de la variabilidad en el albedo glaciar cipreses puede ser explicada por la temperatura.

La ecuación de regresión lineal,  $y = 0,23 - 5,89E-3 * x$ , nos proporciona más detalles. El intercepto de 0,23 sugiere que cuando la temperatura es cero (aunque esto puede no ser un valor físicamente significativo), el albedo glaciar cipreses tiene un valor aproximado de 0.23. Además, el coeficiente de pendiente negativo ( $-5,89E-3$ ) indica que a medida que la temperatura aumenta, se espera que el albedo glaciar cipreses disminuya. Esto confirma una relación inversa entre estas dos variables en el contexto del presente análisis.

Por lo tanto, aunque la temperatura parece estar relacionada con el albedo glaciar Cipreses, el modelo de regresión lineal sugiere que la temperatura solo explica aproximadamente el 37,5% de la variabilidad en el albedo glaciar cipreses. Esto sugiere que otros factores pueden estar influyendo en la variabilidad observada en el albedo glaciar cipreses además de la temperatura.



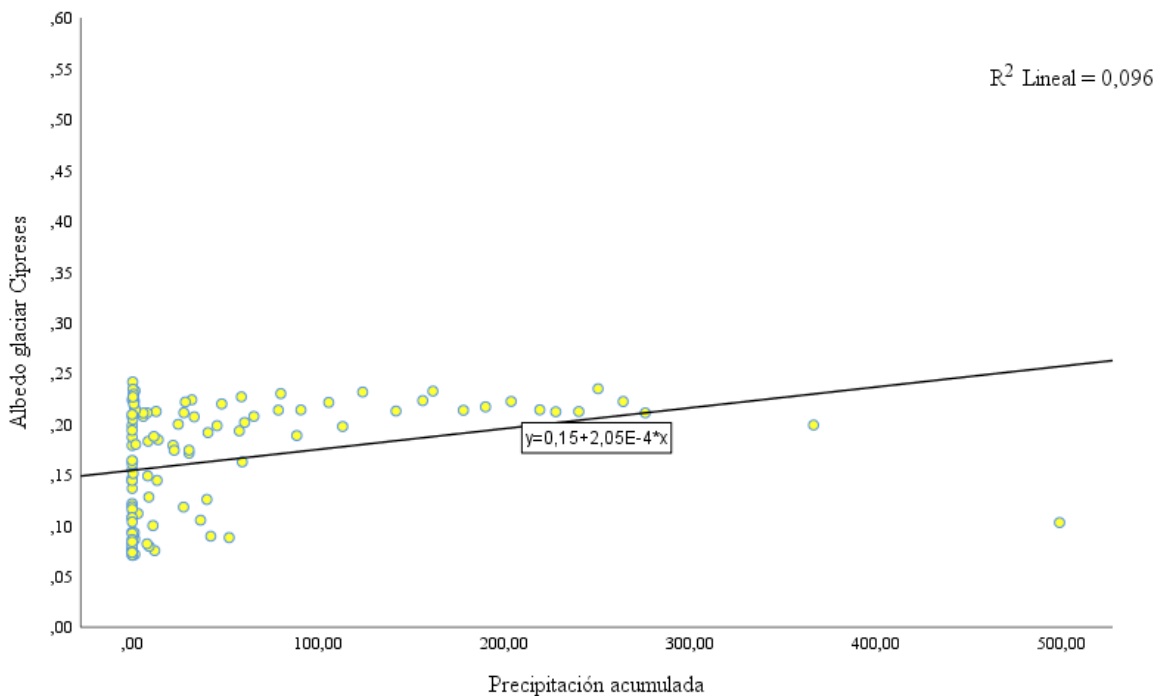
*Figura 26: Relación albedo glaciar Cipreses y temperatura de 2013 a 2023. Fuente: Elaboración propia en software IBM SPSS Statistics 25.*

Los datos de la figura 27 muestran la dispersión de los datos entre el albedo glaciar Cipreses y la precipitación, donde se ve una relación débil entre las dos variables. La línea de regresión lineal muestra esta relación, y el

coeficiente de determinación ( $R^2$ ) de 0,096 indica que solo alrededor del 9,6% de la variabilidad en el albedo glaciar Cipreses puede ser explicada por la precipitación.

La ecuación  $y = 0,15 + 2,05E-4*x$ , proporciona más detalles sobre esta relación. El intercepto de 0,15 sugiere que cuando la precipitación es cero, el albedo glaciar cipreses tiene un valor aproximado de 0,15. El coeficiente de pendiente positivo ( $2,05E-4$ ) indica que a medida que aumenta la precipitación, el albedo glaciar cipreses tiende a aumentar ligeramente. Sin embargo, este aumento es muy pequeño debido al valor cercano a cero del coeficiente de pendiente.

En resumen, aunque hay una relación débil entre la precipitación y el albedo glaciar cipreses, el modelo de regresión lineal sugiere que la precipitación solo explica aproximadamente el 9,6% de la variabilidad en el albedo glaciar cipreses. Esto indica que otros factores probablemente están contribuyendo significativamente a la variabilidad observada en el albedo glaciar cipreses, además de la precipitación.



*Figura 27: Relación de albedo glaciar Cipreses y precipitación acumulada de 2013 a 2023.  
Fuente: Elaboración propia en software IBM SPSS Statistics 25.*

- **Glaciar Cipreses Norte.**

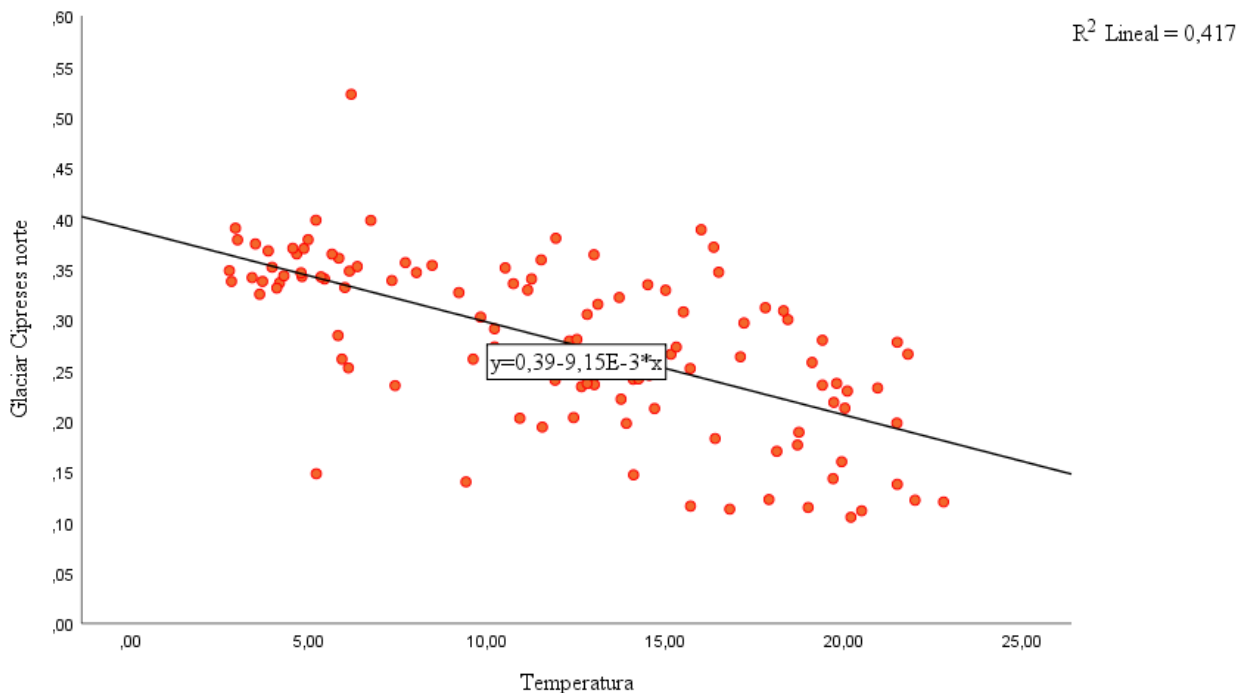
Lo que muestra la *Figura 28* el albedo cuenca mostró una variación mínima de 0.06 a 0.32, con su punto más bajo en marzo de 2020 y el más alto en agosto de 2017. En contraste, el Cipreses norte osciló entre 0.10 y 0.52, registrando su valor más bajo en febrero de 2023 y el más alto en mayo de 2013. Ambos albedos compartieron valores mínimos en el mismo rango, pero el Cipreses norte presentó valores máximos significativamente más

altos a lo largo del período. En términos de tendencia, ambos albedos parecen fluctuar irregularmente sin una tendencia clara de aumento o disminución durante el período analizado.



Figura 28: Distribución de albedo glaciar Cipreses Norte comparado con albedo de cuenca hidrográfica por año hidrológico presentes de 2013 a 2023. Fuente: Elaboración propia.

Al observar el gráfico de dispersión (véase *Figura 29*) entre la temperatura y el albedo del glaciar Cipreses norte, se puede notar una tendencia descendente en los puntos de datos. Esto sugiere que a medida que la temperatura aumenta, el albedo tiende a disminuir. En otras palabras, las áreas del glaciar Cipreses norte tienden a reflejar menos radiación solar cuando las temperaturas son más altas. El punto donde la línea de tendencia cruza el eje Y, aproximadamente en 0.39, indica el valor del albedo cuando la temperatura es baja o cercana a cero. La pendiente de la línea de tendencia, aproximadamente  $-9.15E-3$ , indica la tasa de cambio en el albedo en respuesta a cambios en la temperatura. Aunque la relación entre la temperatura y el albedo es clara en el gráfico, también es importante considerar el coeficiente de determinación  $R^2$ . Lo que en este caso es de 0.417, lo que significa que aproximadamente el 41.7% de la variabilidad observada en el albedo del glaciar Cipreses norte puede ser explicada por la variabilidad en la temperatura.



*Figura 29: Relación de albedo glaciar Cipreses Norte con temperatura de 2013 a 2023. Fuente: Elaboración propia en software IBM SPSS Statistics 25.*

Al observar el gráfico de dispersión de la *Figura 30* entre la precipitación y el albedo del glaciar Cipreses norte, se nota una dispersión considerable de los puntos alrededor de la línea de tendencia. La tendencia general parece ser ascendente, lo que sugiere una relación positiva entre la precipitación y el albedo: a medida que aumenta la precipitación, el albedo tiende a aumentar.

Sin embargo, la dispersión significativa de los puntos indica que la relación entre la precipitación y el albedo no está completamente capturada por el modelo de regresión lineal. Esto se refleja en el coeficiente de

determinación lineal ( $R^2$ ) de 0.201, que es relativamente bajo. Esto significa que solo alrededor del 20.1% de la variabilidad en el albedo puede ser explicada por la variabilidad en la precipitación utilizando este modelo de regresión lineal.

Aunque la tendencia general sugiere una relación positiva entre la precipitación y el albedo, la presencia de una dispersión considerable y un bajo  $R^2$  indica que otros factores pueden estar influyendo en el albedo del glaciar Cipreses del norte, y que estos factores no están capturados por el modelo actual. Por lo tanto, se necesitaría una evaluación más detallada para comprender completamente los mecanismos que afectan el albedo en esta región.

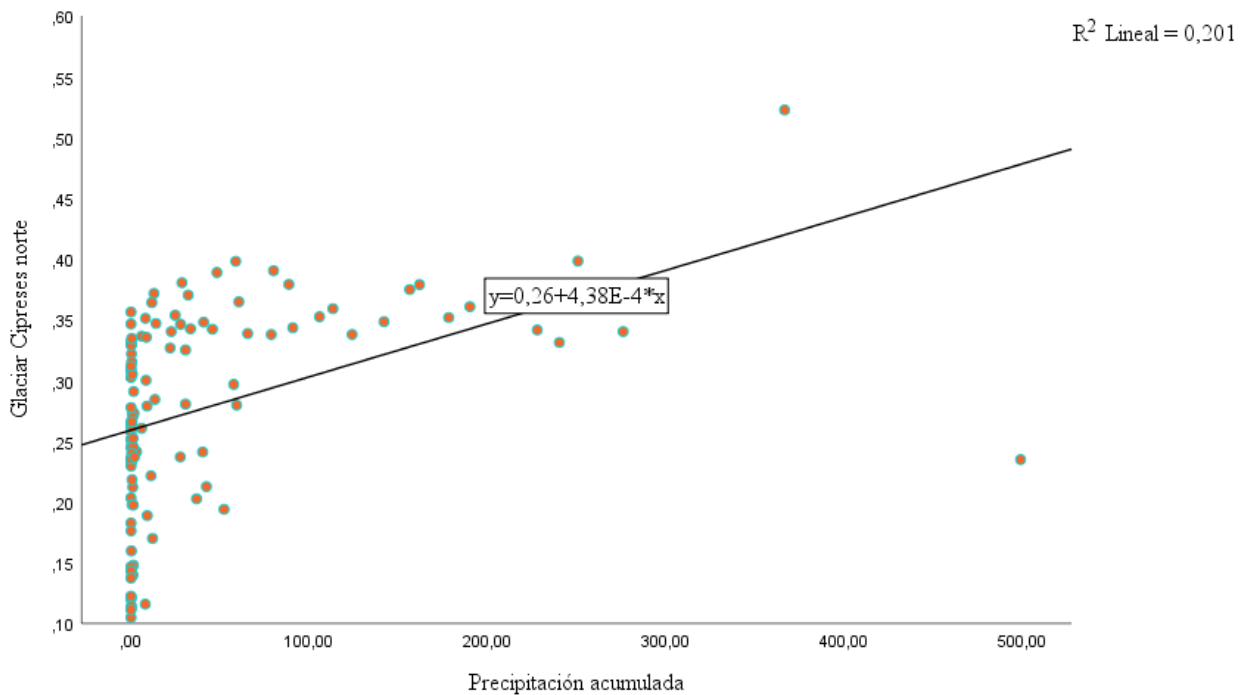


Figura 30: Relación de albedo glaciar Cipreses norte y precipitación acumulada de 2013 a 2023. Fuente: Elaboración propia en software IBM SPSS Statistics 25.

- **Glaciar Cortaderal.**

El Glaciar Cortaderal ( Figura 31) muestra un comportamiento fluctuante a lo largo del tiempo. Algunos de sus valores más icónicos incluyen momentos de aumento significativo en su medida, como en agosto de 2013, donde se registra un marcado incremento en su albedo. Esta tendencia al alza se ve reflejada también en octubre y noviembre de 2015, y en septiembre de 2019. Estos picos representan periodos en los que el glaciar experimentó un crecimiento pronunciado. Sin embargo, existen intervalos con disminuciones notables, como en diciembre de 2013, mayo de 2015, y febrero de 2016, donde se observan notables reducciones en sus albedos. Estos patrones de aumento y disminución sugieren una variabilidad marcada en el comportamiento del Glaciar

Cortaderal a lo largo del tiempo, mostrando una respuesta sensible a las condiciones ambientales y estacionales. Al contrastar estos datos con los del Albedo Cuenca, se aprecia una tendencia similar en algunos periodos. Por ejemplo, en agosto de 2013, ambos muestran un aumento en sus valores. Sin embargo, no se observa una correspondencia directa entre los picos y valles de ambos conjuntos de datos. Mientras el Glaciar Cortaderal puede experimentar un aumento en sus valores, el Albedo Cuenca no siempre refleja un patrón similar en esos momentos específicos. Esto sugiere que, aunque pueden tener cierta relación en ciertos periodos, la variabilidad de los datos no muestra una correlación directa o uniforme entre el Glaciar Cortaderal y el Albedo a nivel de cuenca hidrográfica.

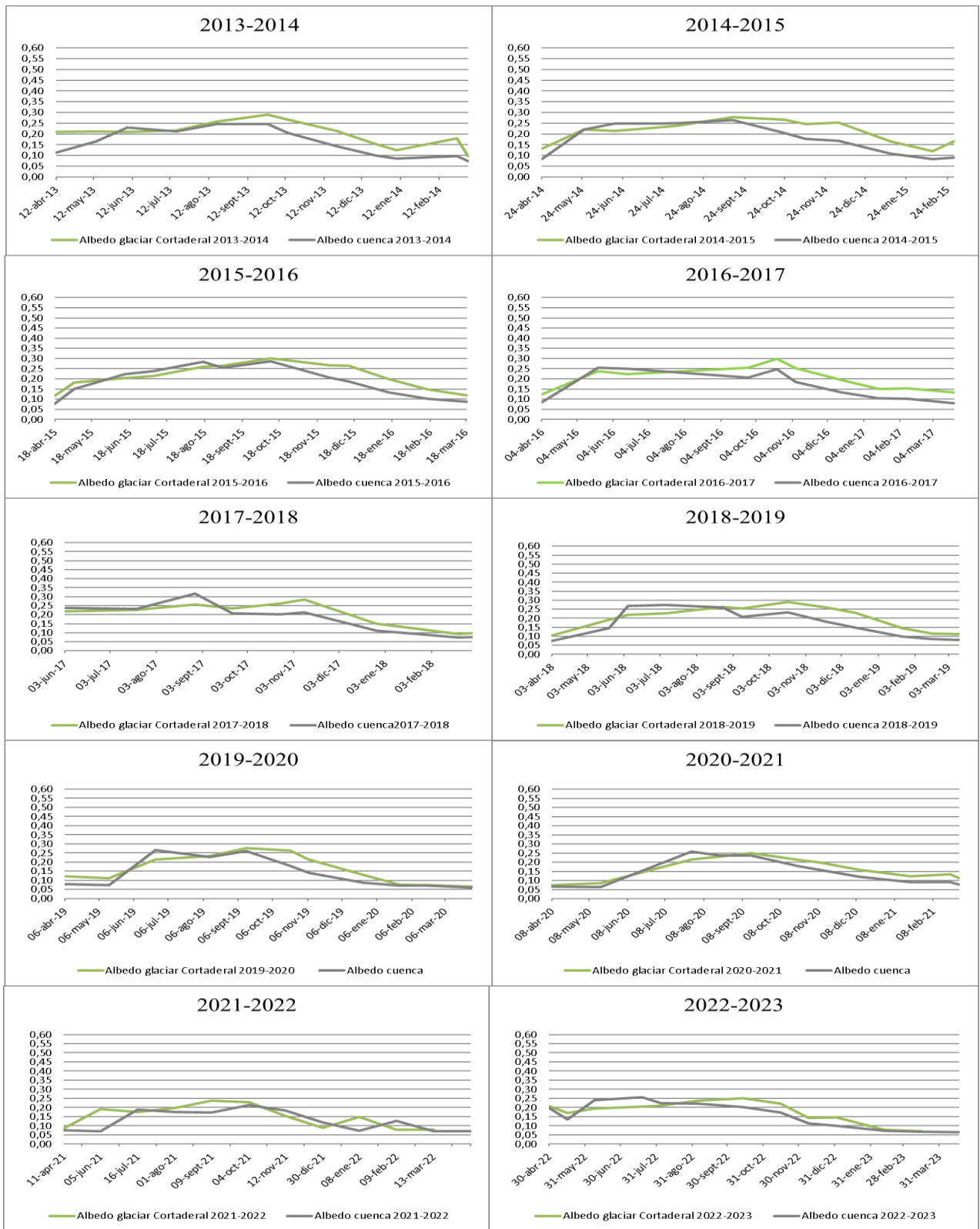
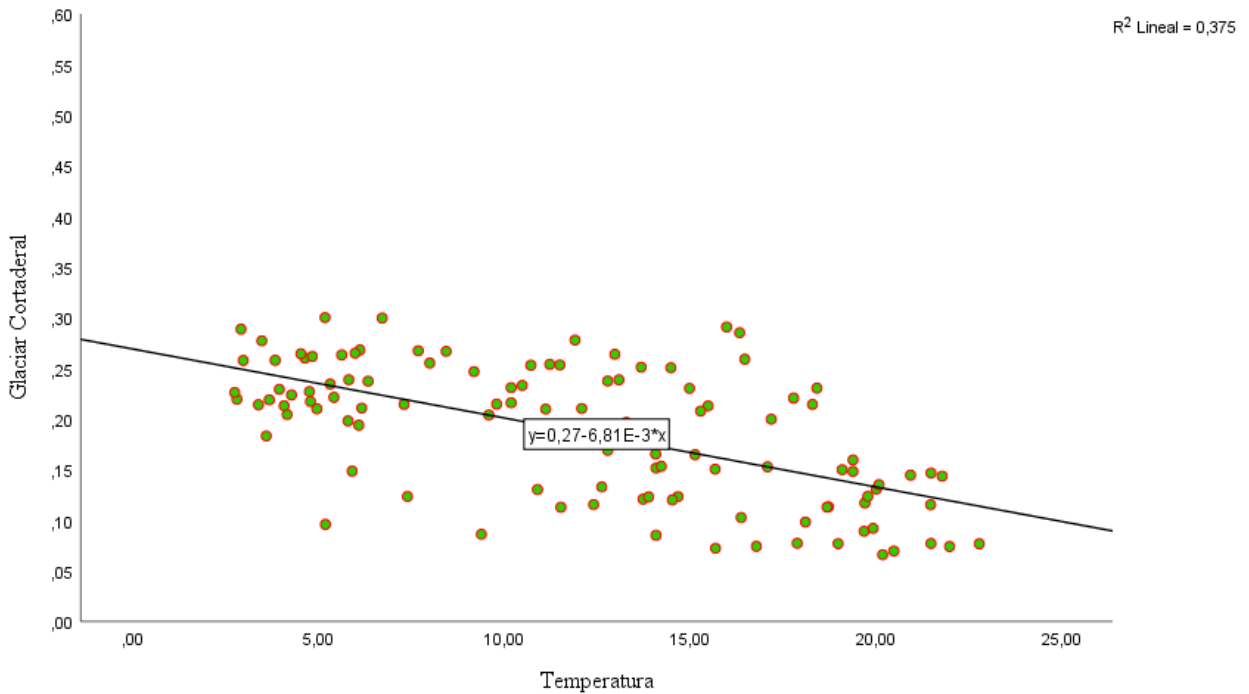


Figura 31: Distribución de albedo glaciar Cortaderal comparado con albedo de cuenca hidrográfica por año hidrológico presentes de 2013 a 2023. Fuente: Elaboración propia.

Para entender la relación entre el albedo del Glaciar Cortaderal y la temperatura promedio mensual, se puede observar en la *Figura 32*. Al observar el gráfico de dispersión entre ambas variables, se nota una clara tendencia descendente de los puntos de datos alrededor de la línea de tendencia proporcionada por la ecuación  $y=0,27-6,81 \times 10^{-3} \times x$ . Esto indica que a medida que la temperatura aumenta, el albedo tiende a disminuir. El punto donde la línea de tendencia cruza el eje Y, alrededor de 0,27, muestra el valor del albedo cuando la temperatura es cero o muy baja. La pendiente de la línea de tendencia, aproximadamente  $-6,81 \times 10^{-3}$ , indica la tasa de cambio en el albedo en respuesta a cambios en la temperatura. Sin embargo, el coeficiente de determinación lineal ( $R^2$ ) asociado a esta relación es de 0,375, lo que significa que solo alrededor del 37,5% de la variabilidad en el albedo glaciar de Cortaderal puede ser explicada por la variabilidad en la temperatura utilizando este modelo de regresión lineal. Esto sugiere que existen otros factores no considerados en este modelo que también influyen en el albedo de Cortaderal.



*Figura 32: Relación de albedo glaciar Cortaderal con temperatura. Fuente: Elaboración propia en software IBM SPSS Statistics 25.*

Al observar el gráfico de dispersión (véase

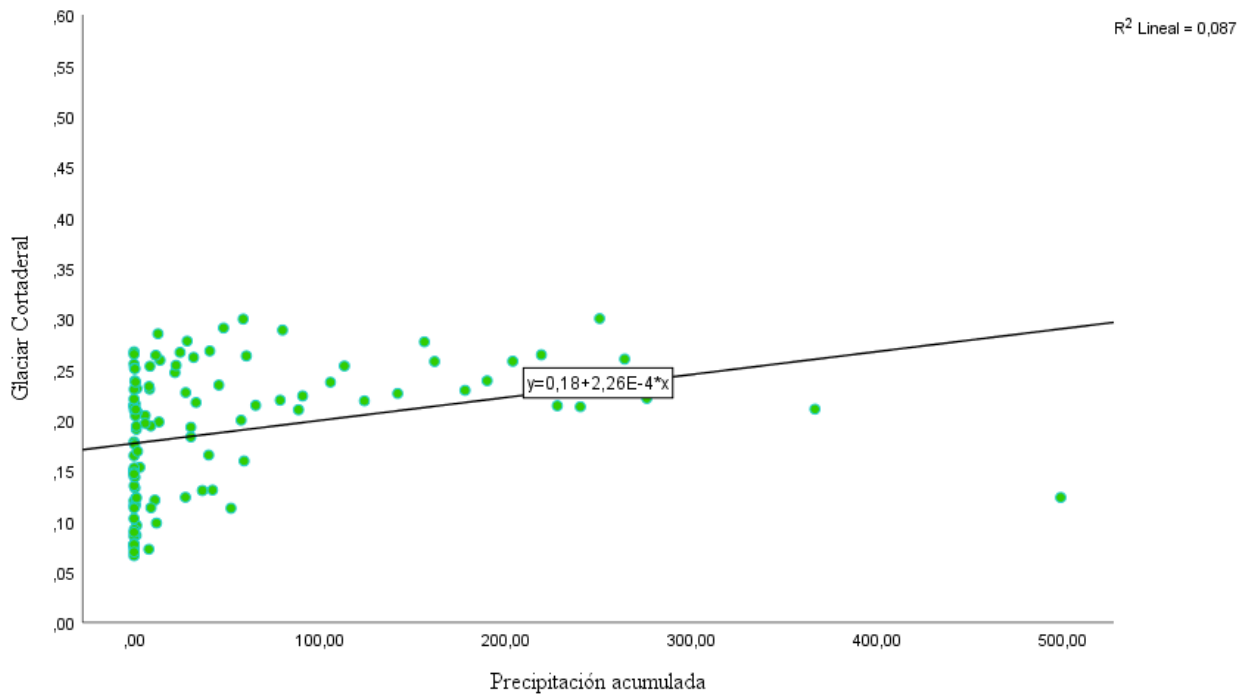
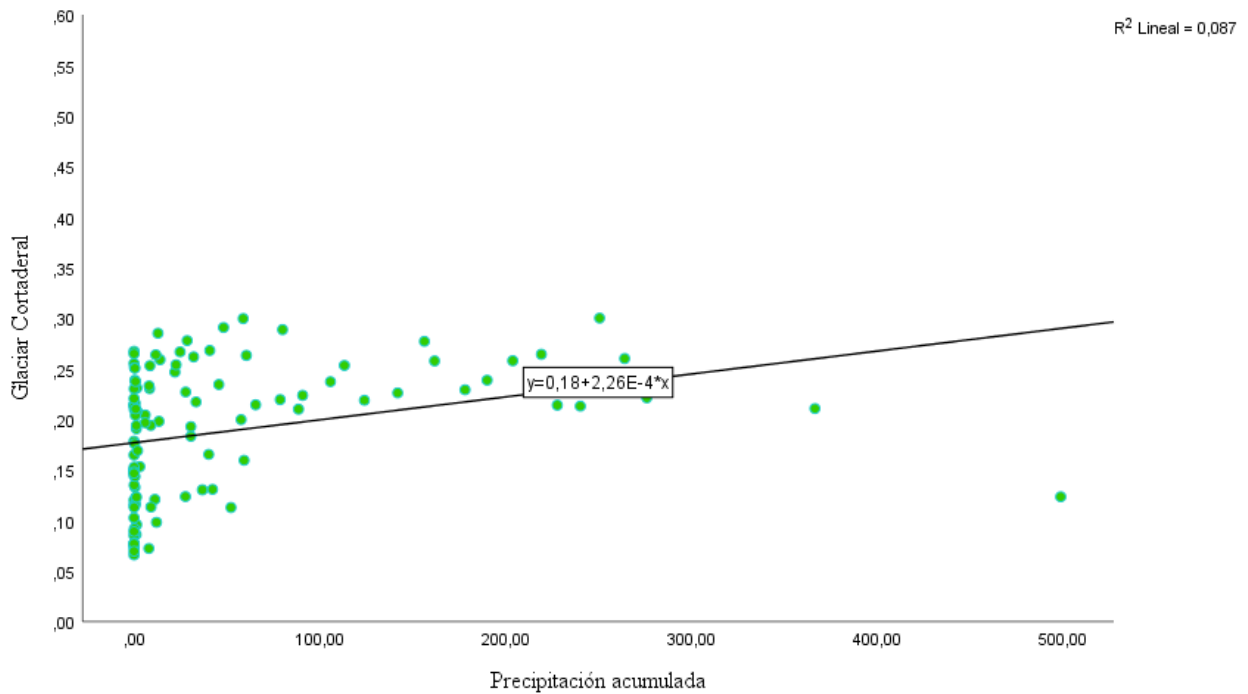


Figura 33) entre la precipitación y el albedo glaciar de Cortaderal, se puede notar una tendencia ligeramente ascendente de los puntos de datos alrededor de la línea de tendencia proporcionada por la ecuación  $y = 0.18 + 2.26E-4 * x$ . Esto sugiere que, en general, a medida que aumenta la precipitación, el albedo también tiende a aumentar, aunque la relación parece ser bastante débil. El punto donde la línea de tendencia cruza el eje Y, aproximadamente en 0.18, indica el valor del albedo cuando la precipitación es cero o muy baja. La pendiente de la línea de tendencia, alrededor de  $2.26E-4$ , indica la tasa de cambio en el albedo en respuesta a cambios en la precipitación.

Sin embargo, el coeficiente de determinación lineal  $R^2$  asociado a esta relación es de 0.087, lo que indica que solo alrededor del 8.7% de la variabilidad en el albedo glaciar de Cortaderal puede ser explicada por la variabilidad en la precipitación utilizando este modelo de regresión lineal. Esto sugiere que la relación entre la precipitación y el albedo en el glaciar de Cortaderal es muy débil y que otros factores no considerados en este modelo pueden estar influyendo en el albedo de manera más significativa.



*Figura 33: Relación de albedo glaciar Cortaderal con precipitación acumulada. Fuente: Elaboración propia en software IBM SPSS Statistics 25.*

- **Glaciar Palomo.**

Los gráficos (véase Figura 34) muestran una tendencia marcada en el comportamiento del albedo de la cuenca y el Glaciar Palomo a lo largo del tiempo. Inicialmente, se registraron valores más bajos en el albedo en abril de 2013, aproximadamente 0,11 para la cuenca y 0,37 para el Glaciar Palomo. Este patrón experimentó un aumento gradual y fluctuante hasta mediados de 2015, cuando ambos alcanzaron sus valores máximos, alrededor de 0,28 y 0,43 respectivamente. A partir de ese punto, se observaron variaciones periódicas menores, pero con una tendencia general paralela entre ambos conjuntos de datos. Estas tendencias indican una relación probablemente influenciada por factores ambientales y climáticos comunes a la cuenca y al glaciar. A lo largo del período, se mantuvo una coherencia entre los datos, aunque con variaciones en sus magnitudes, sugiriendo posibles condiciones específicas en la zona que influyeron en dichas variaciones, pero la tendencia general se mantuvo consistente.

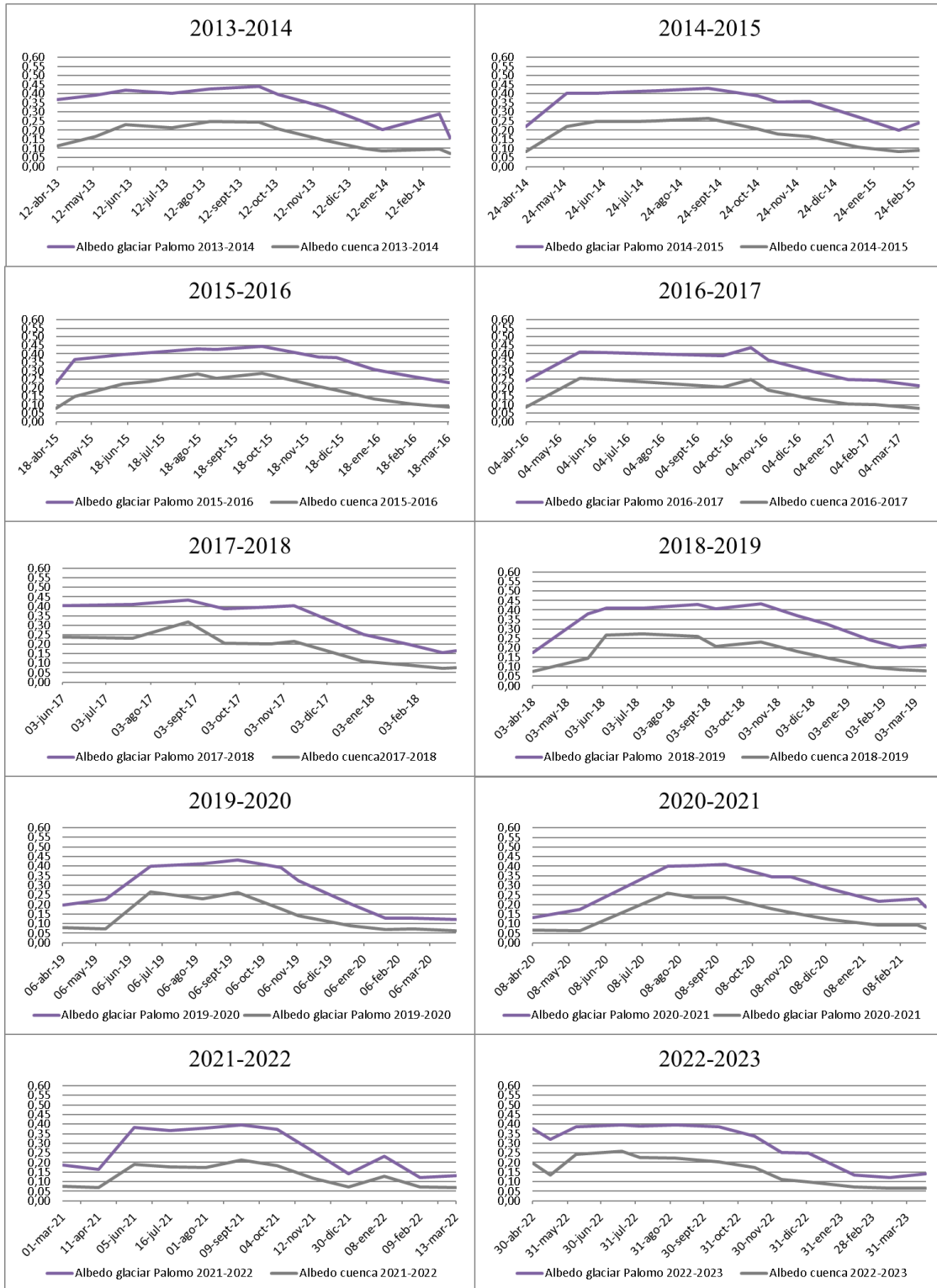


Figura 34: Distribución de albedo glaciar Palomo comparado con albedo de cuenca hidrográfica por año hidrológico presentes de 2013 a 2023. Fuente: Elaboración propia.

Al observar el gráfico de dispersión entre la temperatura y el albedo glaciar del Palomo (véase

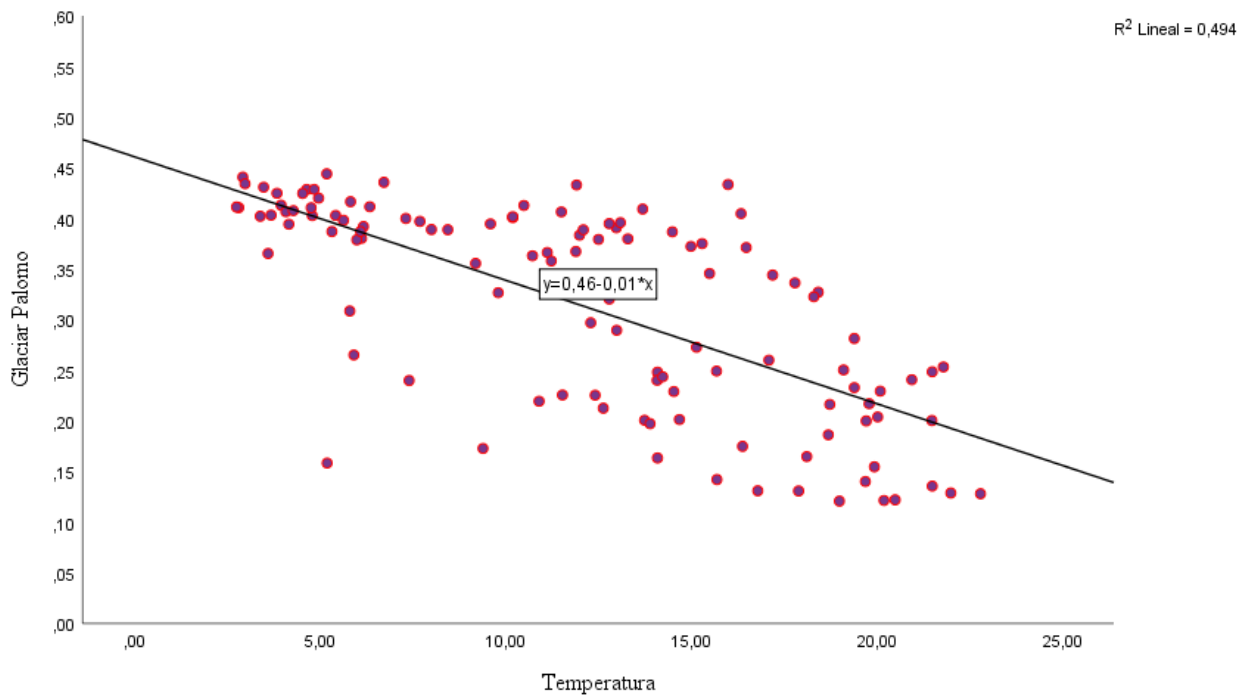


Figura 35) se evidencia una tendencia horizontal de los puntos de datos, ya que la ecuación proporcionada es  $y = 0.46 - 0.01 * x$ , lo que indica que no hay un cambio en el albedo con respecto a la temperatura. El punto donde la línea de tendencia cruza el eje Y, en 0.46, representa el valor del albedo independientemente de la temperatura, lo que sugiere que el albedo del glaciar Palomo no está influenciado por la temperatura. Aunque el coeficiente de determinación lineal  $R^2$  asociado a esta relación es de 0.494, lo que indica que aproximadamente el 49.4% de la variabilidad en el albedo del glaciar Palomo puede ser explicada por la variabilidad en la temperatura utilizando este modelo de regresión lineal, es importante destacar que el coeficiente es relativamente alto considerando la naturaleza horizontal de la relación. Esto sugiere que, aunque no hay una relación significativa entre la temperatura y el albedo, aún existe cierta variabilidad en el albedo que puede estar asociada a otros factores no considerados en este modelo.

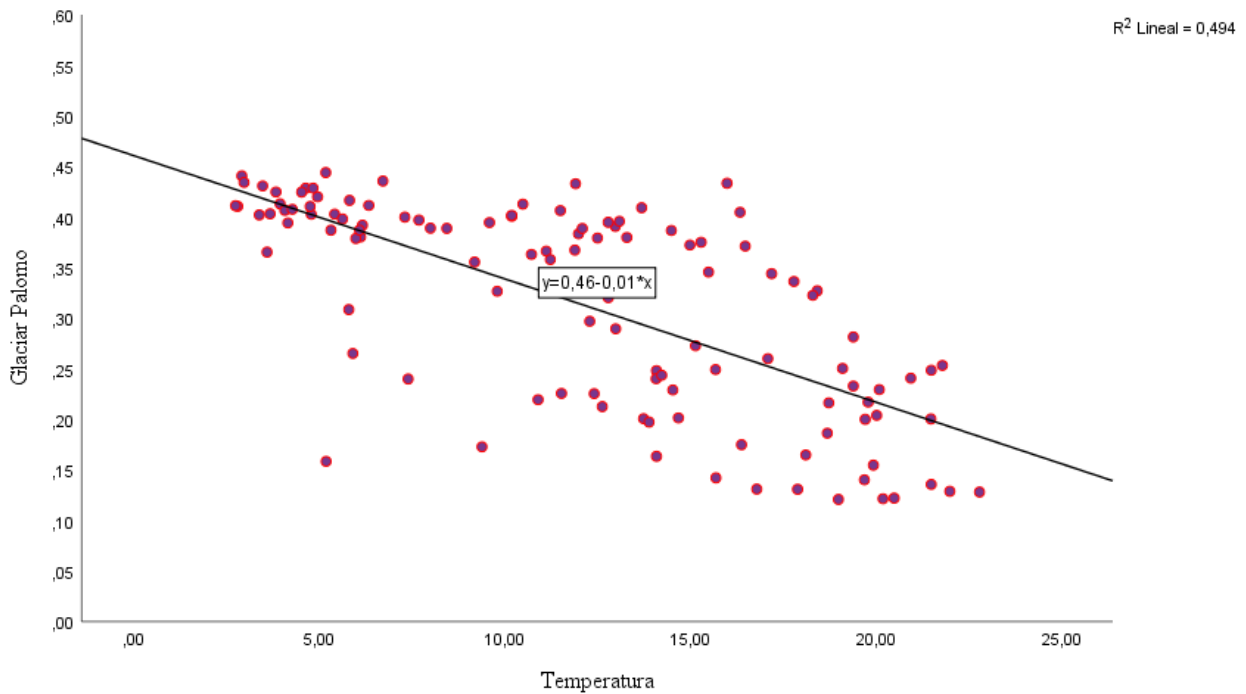
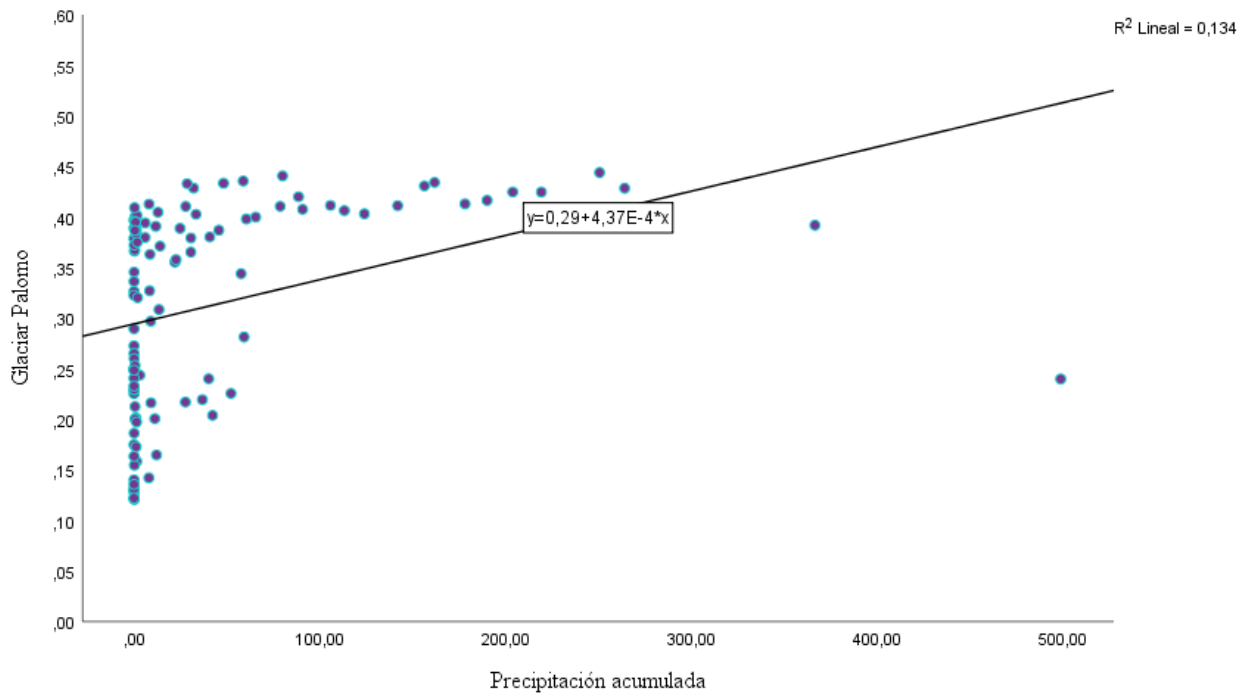


Figura 35: Relación de albedo glaciar Palomo con temperatura de 2013 a 2023. Fuente: Elaboración propia en software IBM SPSS Statistics 25.

Para entender la relación entre el albedo y la precipitación acumulada del Glaciar Palomo que muestra la Figura 36, se observa una tendencia ligeramente ascendente de los puntos de datos alrededor de la línea de tendencia dada por la ecuación  $y = 0.29 + 4.37E-4 * x$ . Esto sugiere que, en general, a medida que aumenta la precipitación, el albedo también tiende a aumentar, aunque la relación parece ser bastante débil.

El punto donde la línea de tendencia cruza el eje Y, alrededor de 0.29, indica el valor del albedo cuando la precipitación es cero o muy baja. La pendiente de la línea de tendencia, aproximadamente  $4.37E-4$ , indica la tasa de cambio en el albedo en respuesta a cambios en la precipitación.

Sin embargo, el coeficiente de determinación lineal  $R^2$  asociado a esta relación es de 0.134, lo que indica que solo aproximadamente el 13.4% de la variabilidad en el albedo glaciar del Palomo puede ser explicada por la variabilidad en la precipitación utilizando este modelo de regresión lineal. Esto sugiere que la relación entre la precipitación y el albedo en el glaciar Palomo es bastante débil y que otros factores no considerados en este modelo pueden estar influyendo en el albedo de manera más significativa.



*Figura 36: Relación de albedo glaciar Palomo con precipitación acumulada de 2013 a 2023. Fuente: Elaboración propia en software IBM SPSS Statistics 25.*

- **Glaciar Universidad.**

Los datos de la Figura 37 revelan una consistente correlación entre el albedo de la cuenca y el Glaciar Universidad a lo largo del tiempo, reflejando cambios similares, aunque no siempre proporcionales. Fechas destacadas incluyen el 29 de agosto de 2017 con un máximo de 0,32 en el albedo de la cuenca y el 11 de octubre de 2015 con un pico de 0,34 en el Glaciar Universidad. En términos de mínimos, el albedo de la cuenca tocó 0,06 el 30 de marzo de 2020, mientras que el Glaciar Universidad alcanzó 0,09 el 17 de marzo de 2023. Estos extremos podrían estar ligados a condiciones climáticas singulares o fenómenos ambientales particulares en esos momentos específicos, proporcionando información clave para entender la dinámica del albedo en ambas ubicaciones.

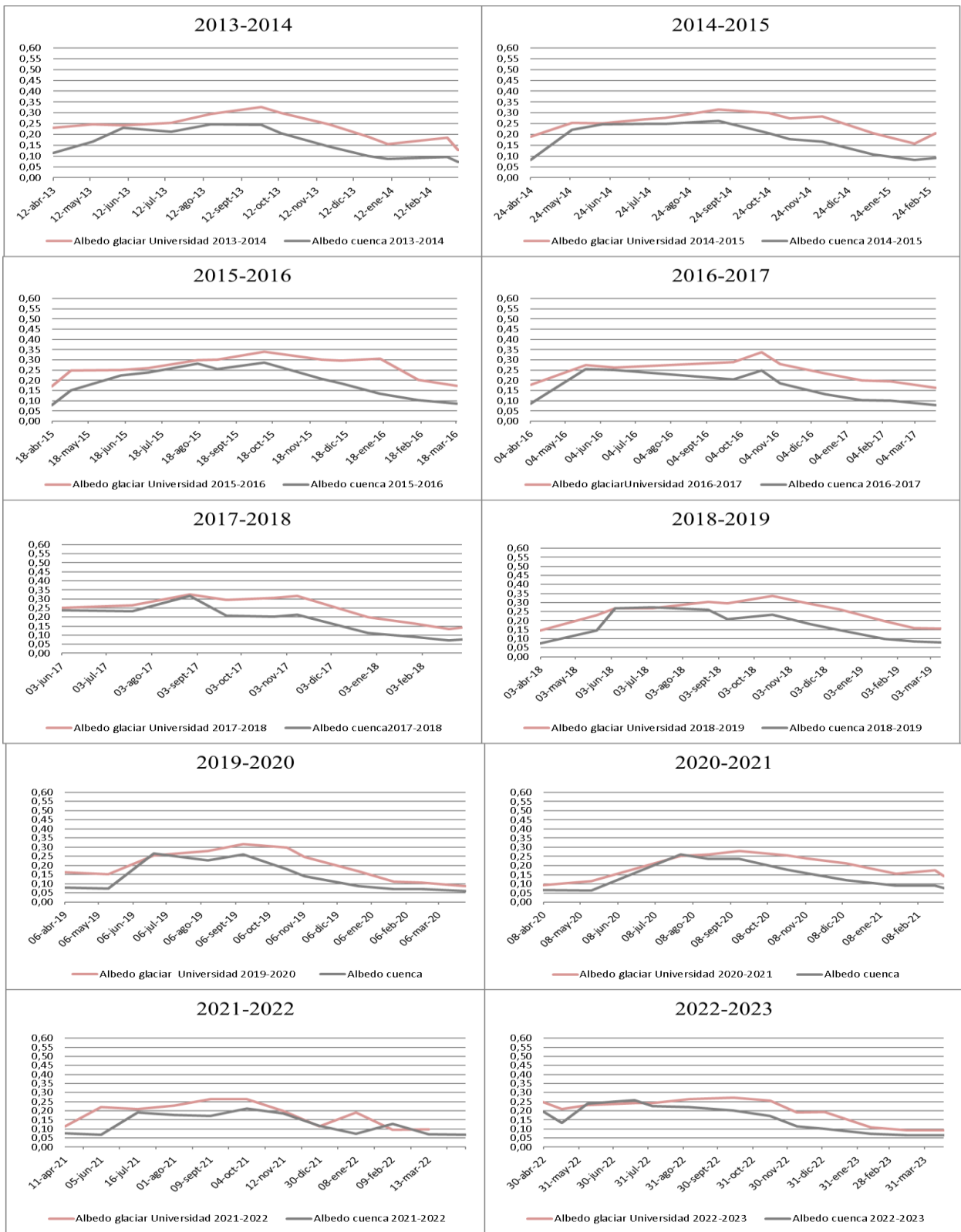
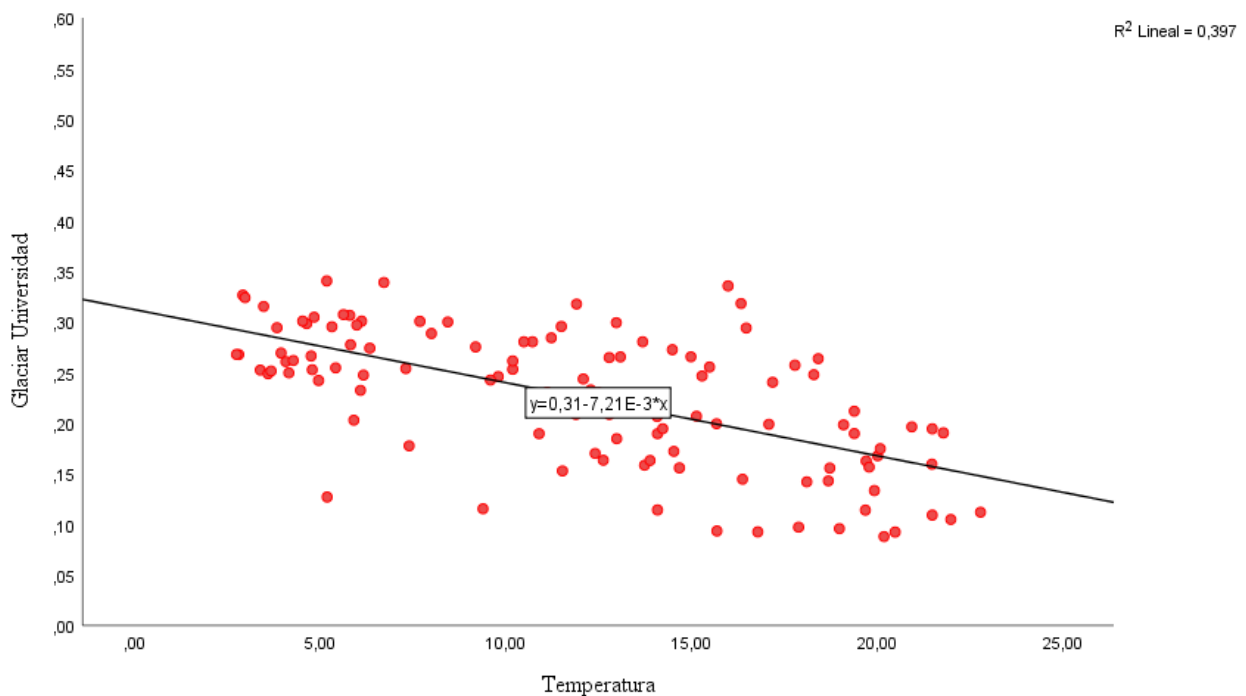


Figura 37: Distribución de albedo glaciar Universidad comparado con albedo de cuenca hidrográfica por año hidrológico presentes de 2013 a 2023. Fuente: Elaboración propia.

En los datos de la Figura 38 y la ecuación del gráfico de dispersión entre la temperatura y el albedo del glaciar Universidad, se observa una relación inversa entre estas dos variables. La pendiente negativa ( $-7.21E-3$ ) indica que a medida que la temperatura aumenta, el albedo tiende a disminuir. El término constante (0.31) representa el valor del albedo cuando la temperatura es cero o muy baja.

El coeficiente de determinación lineal de  $R^2$  asociado a esta relación es de 0.397, lo que indica que aproximadamente el 39.7% de la variabilidad en el albedo del glaciar Universidad puede ser explicada por la variabilidad en la temperatura utilizando este modelo de regresión lineal. Este valor sugiere que el modelo tiene cierta capacidad para predecir el albedo basado en la temperatura, aunque aún queda una cantidad considerable de variabilidad no explicada por el modelo.

En resumen, el análisis revela una relación significativa entre la temperatura y el albedo del glaciar Universidad, donde el albedo tiende a disminuir a medida que la temperatura aumenta. Sin embargo, hay otros factores que también pueden influir en el albedo y que no están considerados en este modelo, lo que explica la presencia de variabilidad no explicada por la temperatura.



*Figura 38: Relación de albedo glaciar Universidad con temperatura de 2013 a 2023. Fuente: Elaboración propia en software IBM SPSS Statistics 25.*

La relación entre el albedo del Glaciar Universidad y la precipitación acumulada de la Figura 39 en el contexto del gráfico de dispersión, se observa una relación ligeramente ascendente entre estas dos variables. La pendiente positiva ( $2.48E-4$ ) indica que a medida que la precipitación aumenta, el albedo también tiende a aumentar. El término constante (0.21) representa el valor del albedo cuando la precipitación es cero o muy baja.

El coeficiente de determinación lineal (R<sup>2</sup>) asociado a esta relación es de 0.099, lo que indica que aproximadamente el 9.9% de la variabilidad en el albedo del glaciar Universidad puede ser explicada por la variabilidad en la precipitación utilizando este modelo de regresión lineal. Este valor sugiere que el modelo tiene una capacidad limitada para predecir el albedo basado en la precipitación, y que la relación entre estas dos variables es bastante débil.

En resumen, el análisis revela una relación débil entre la precipitación y el albedo del glaciar Universidad, donde el albedo tiende a aumentar ligeramente con un aumento en la precipitación. Sin embargo, la mayoría de la variabilidad en el albedo no puede ser explicada por la precipitación según este modelo. Es posible que otros factores también estén influyendo en el albedo y no están considerados en esta ecuación de regresión.

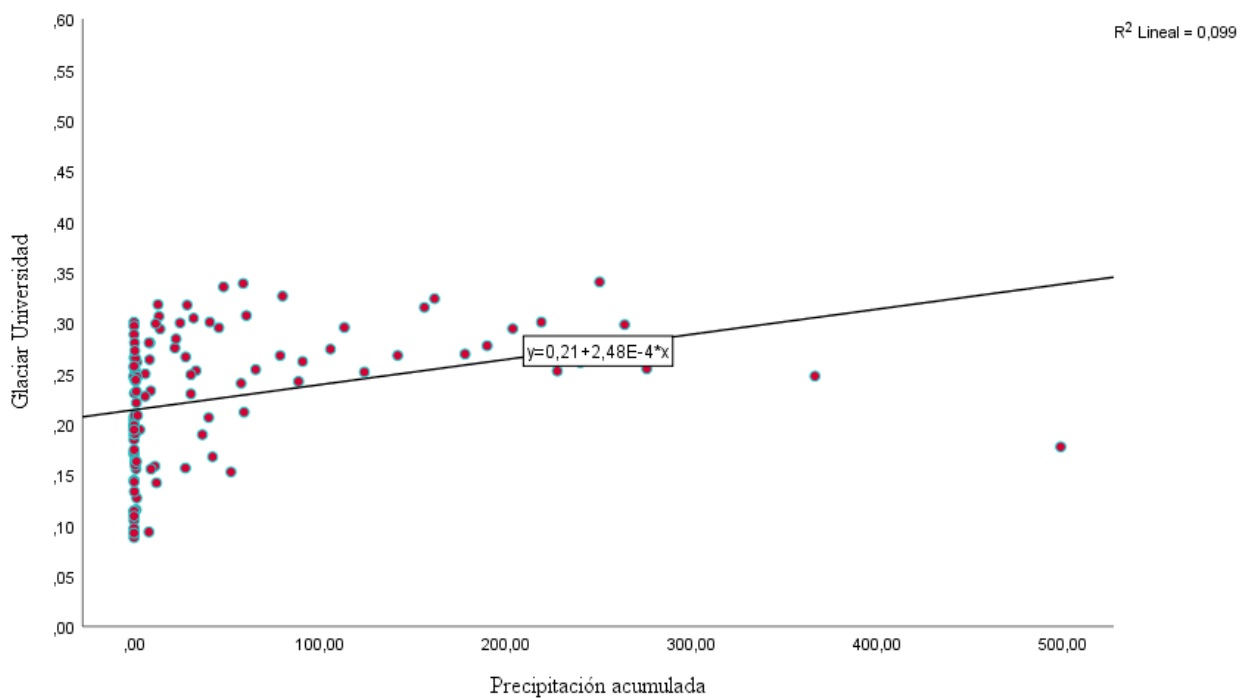


Figura 39: Relación de albedo glaciar Universidad con precipitación acumulada de 2013 a 2023. Fuente: Elaboración propia en software IBM SPSS Statistics 25.

- **Glaciar Palomo B.**

Los datos entre el albedo del Glaciar Palomo B y la cuenca hidrográfica que lo rodea (véase Figura 40 ) muestran cierta variabilidad en su relación. Aunque en algunos momentos parece haber una tendencia a la similitud entre los valores de albedo del glaciar y los de la cuenca, no es una relación constante. Por ejemplo, en ciertos períodos donde el albedo del glaciar aumenta, la cuenca también muestra un incremento, pero no en todos los casos. A veces, a pesar de cambios en el albedo, la cuenca permanece estable en sus valores, lo que indica que podría haber factores adicionales que afectan los valores de albedo y no tienen un efecto directo en la cuenca hidrográfica.

Esta relación no parece ser uniforme, sugiriendo que otros factores podrían influir en el albedo además de la propia cuenca.

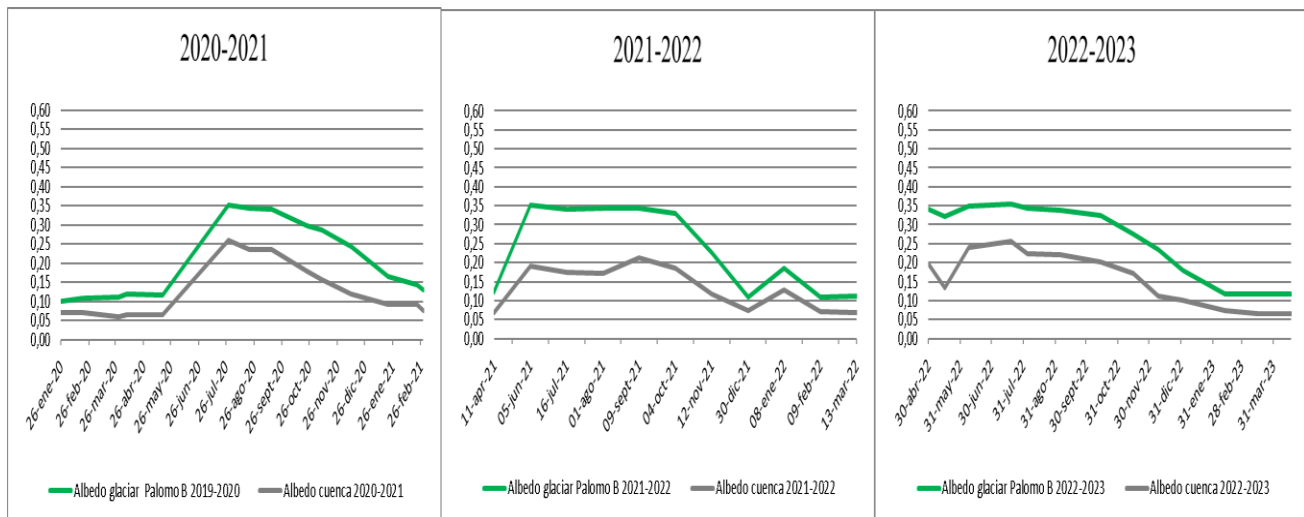


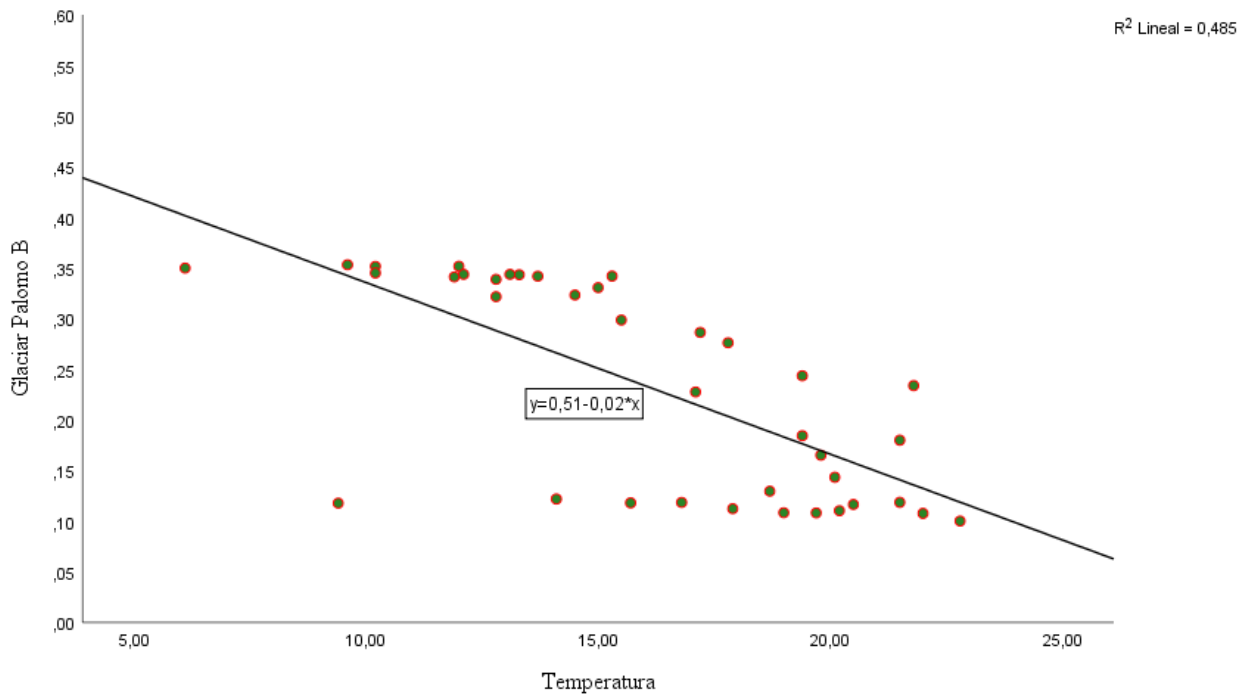
Figura 40: Distribución de albedo glaciar Palomo B comparado con albedo de cuenca hidrográfica por año hidrológico presentes de 2020 a 2023. Fuente: Elaboración propia.

En el periodo estudiado, cuando existen datos para el Glaciar Palomo B, en el contexto del gráfico de dispersión (véase Figura 41) entre la temperatura y el albedo del glaciar Palomo B, se observa una clara relación inversa entre estas dos variables. La pendiente negativa (-0.02) indica que a medida que la temperatura aumenta, el

albedo tiende a disminuir. El término constante (0.51) representa el valor del albedo cuando la temperatura es cero o muy baja.

El coeficiente de determinación lineal ( $R^2$ ) asociado a esta relación es de 0.485, lo que indica que aproximadamente el 48.5% de la variabilidad en el albedo del glaciar Palomo B puede ser explicada por la variabilidad en la temperatura utilizando este modelo de regresión lineal. Este valor sugiere que el modelo tiene una capacidad razonable para predecir el albedo basado en la temperatura, aunque aún queda una cantidad considerable de variabilidad no explicada por el modelo.

En resumen, el análisis revela una relación significativa entre la temperatura y el albedo del glaciar Palomo B, donde el albedo tiende a disminuir a medida que la temperatura aumenta. Sin embargo, otros factores pueden estar influyendo en el albedo y no están considerados en esta ecuación de regresión.



*Figura 41: Relación de albedo glaciar Palomo B con temperatura de 2013 a 2023. Fuente: Elaboración propia en software IBM SPSS Statistics 25.*

Tal como se muestra en la Figura 42 del gráfico de dispersión entre la precipitación y el albedo del glaciar Palomo B, se observa una relación ligeramente ascendente entre estas dos variables. La pendiente positiva ( $3.96E-4$ ) indica que a medida que la precipitación aumenta, el albedo también tiende a aumentar. El término constante (0.23) representa el valor del albedo cuando la precipitación es cero o muy baja.

Sin embargo, el coeficiente de determinación lineal ( $R^2$ ) asociado a esta relación es muy bajo, de apenas 0.003. Esto indica que apenas el 0.3% de la variabilidad en el albedo del glaciar Palomo B puede ser explicada por la variabilidad en la precipitación utilizando este modelo de regresión lineal. Este valor sugiere que el modelo

tiene una capacidad muy limitada para predecir el albedo basado en la precipitación, y que la relación entre estas dos variables es extremadamente débil.

En resumen, el análisis revela una relación prácticamente inexistente entre la precipitación y el albedo del glaciar Palomo B, donde el albedo apenas parece ser afectado por cambios en la precipitación. Es probable que otros factores no considerados en esta ecuación de regresión estén teniendo una influencia mucho mayor en el albedo de este glaciar.

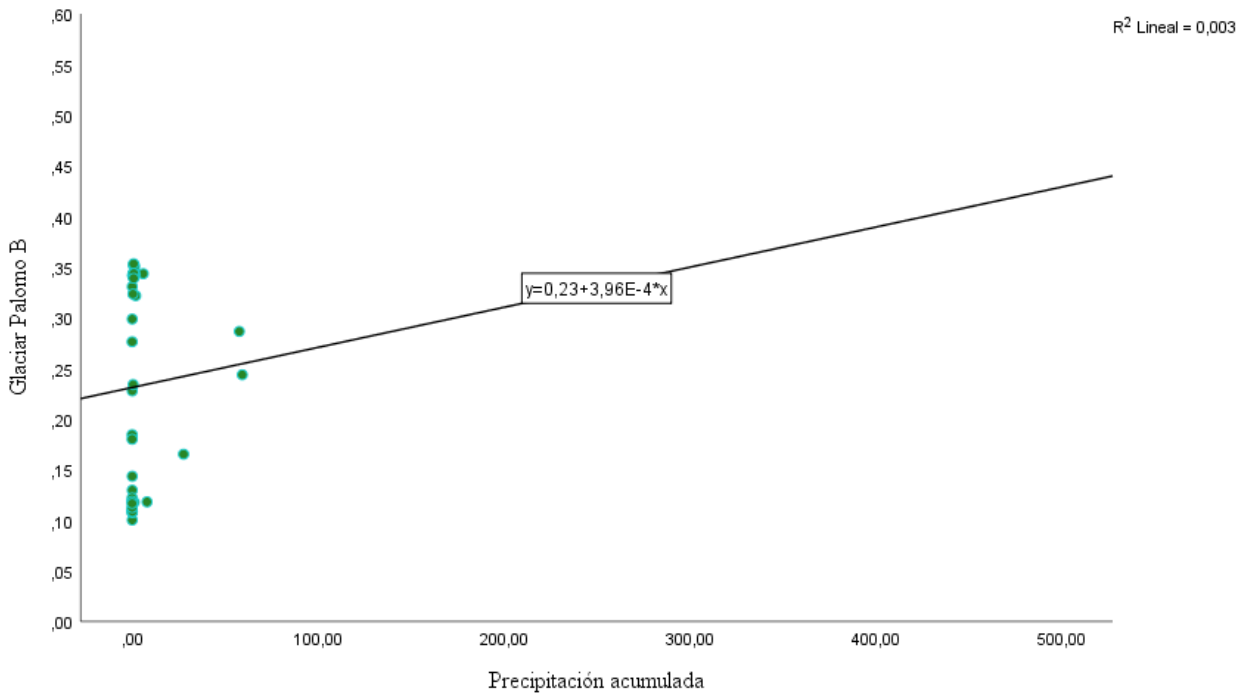


Figura 42: Relación de albedo glaciar Palomo B con precipitación acumulada de 2020 a 2023. Fuente: Elaboración propia en software IBM SPSS Statistics 25.

- **Glaciar Universidad B.**

En la Figura 43 se muestra relación entre el albedo de la cuenca hidrográfica y los valores del albedo Glaciar Universidad B. Cuando el albedo de la cuenca es bajo, se observa una tendencia a valores más bajos en el Glaciar Universidad B. Por el contrario, cuando el albedo de la cuenca es más alto, el valor del glaciar tiende a ser más alto. Este patrón sugiere una correlación inversa entre el albedo de la cuenca y el valor del Glaciar Universidad B: a medida que el albedo disminuye, los valores del glaciar tienden a aumentar y viceversa. Sin embargo, hay algunas excepciones en las que esta relación no se sigue estrictamente, pero en general, hay una tendencia a este patrón de comportamiento.

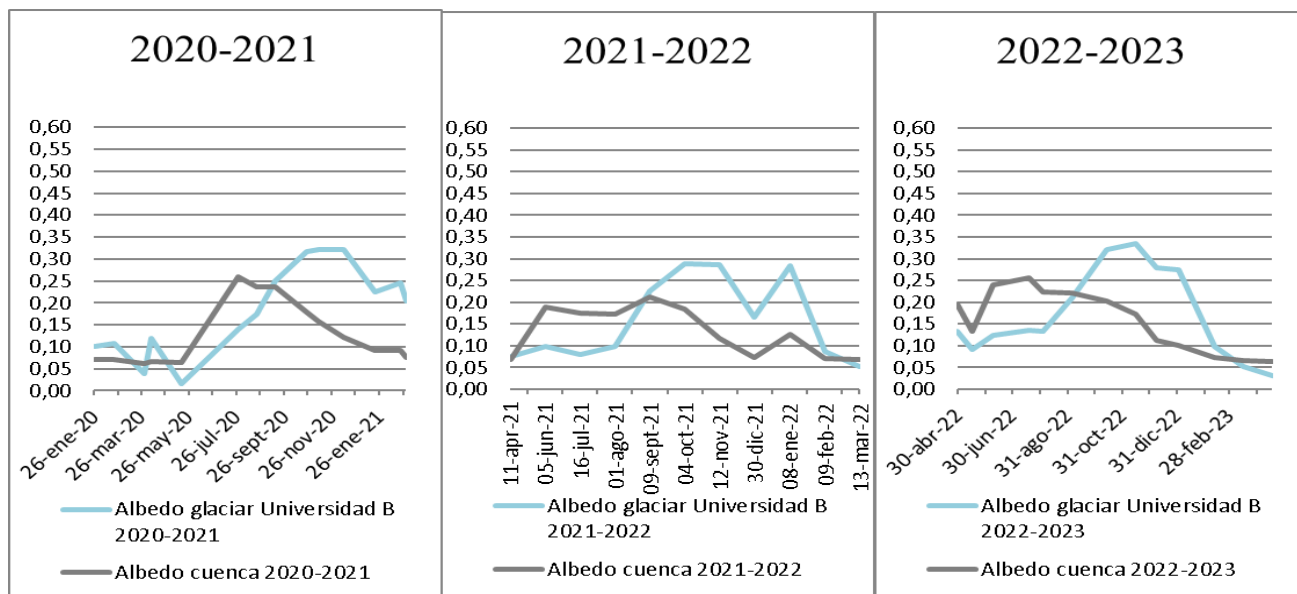


Figura 43: Distribución de albedo glaciar Universidad B comparado con albedo de cuenca hidrográfica por año hidrológico presentes de 2020 a 2023. Fuente: Elaboración propia.

Según lo que se muestra la Figura 44 dispersión de los datos entre la temperatura y el albedo del glaciar Universidad B muestra una relación inversa entre estas variables, tal como se modela con la ecuación. Esta relación implica que el albedo del glaciar disminuye a medida que la temperatura aumenta. Sin embargo, es importante tener en cuenta que el coeficiente de determinación ( $R^2$ ) obtenido de 0.036 indica que solo el 3.6% de la variabilidad en el albedo del glaciar puede explicarse por la variabilidad en la temperatura. Esto sugiere que factores no considerados en esta ecuación podrían estar ejerciendo una influencia significativa en la variación observada en el albedo del glaciar Palomo B. Por lo tanto, aunque la temperatura parece desempeñar un papel en la determinación del albedo, se requiere una consideración más amplia de otros factores para una comprensión completa de esta relación.

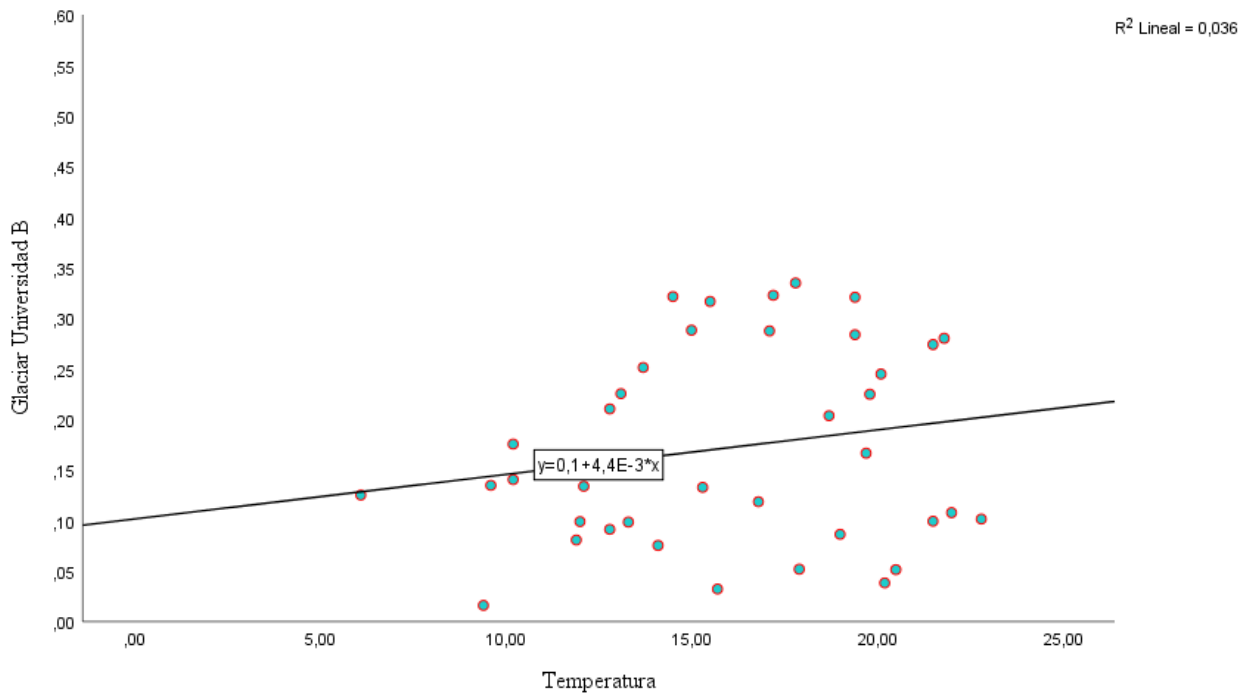


Figura 44: Relación de albedo glaciar Universidad B con temperatura de 2020 a 2023. Fuente: Elaboración propia en software IBM SPSS Statistics 25.

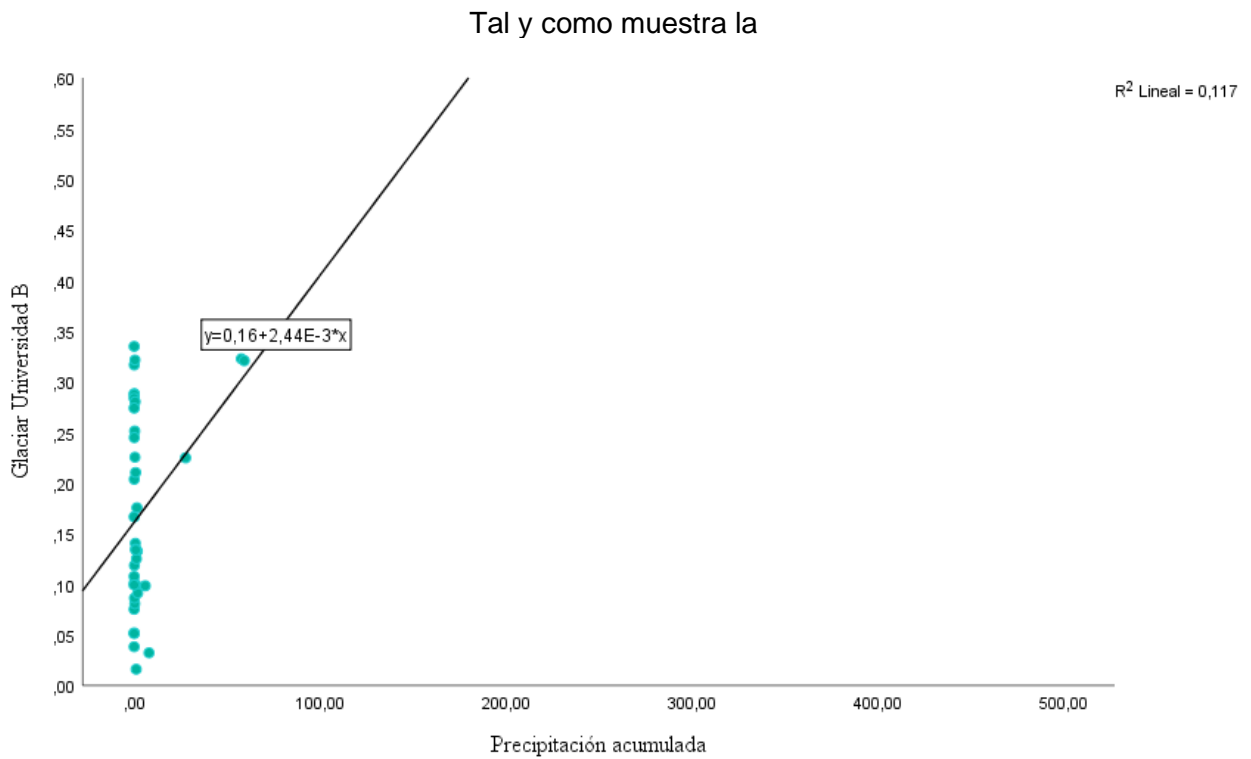


Figura 45 se revela una relación positiva entre estas variables, tal como se describe mediante la ecuación del gráfico. Esto sugiere que a medida que aumenta la precipitación, el albedo del glaciar también tiende a aumentar. Sin embargo, el coeficiente de determinación ( $R^2$ ) obtenido de 0.117 indica que solo el 11.7% de la variabilidad en el albedo del glaciar puede explicarse por la variabilidad en la precipitación. Por lo tanto, aunque la precipitación parece tener un efecto en el albedo del glaciar Universidad B, otros factores no considerados en esta ecuación pueden estar contribuyendo significativamente a la variación observada en el albedo. Para una comprensión más completa de esta relación, sería esencial explorar y considerar otros factores como la altitud, la temperatura y la inclinación del terreno.

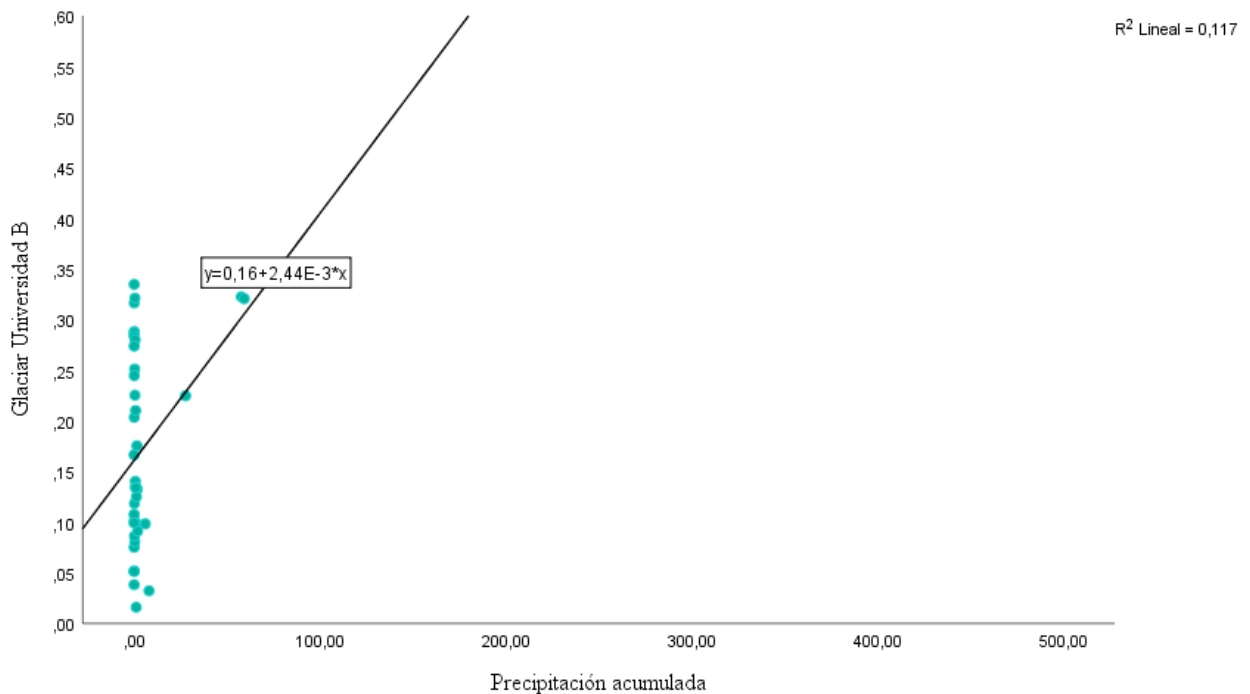


Figura 45: Relación de albedo glaciar Universidad B con precipitación acumulada de 2020 a 2023. Fuente: Elaboración propia en software IBM SPSS Statistics 25.

La estadística de series de tiempo no es concluyente debido a la variabilidad interanual pero que aparentemente hay una componente de retraso entre las variables meteorológicas y el albedo.

### 8.9 Análisis de resultados.

- Análisis de ventanas móviles para el estudio de resultados.

Los datos presentados muestran medias móviles trimestrales del albedo glaciar entre abril de 2013 y abril de 2023. Estas medias móviles se calcularon con la intención de coincidir con los cambios estacionales que caracterizan los patrones climáticos del albedo glaciar.

Al comparar las medias móviles con los valores reales del albedo glaciar, se pueden extraer observaciones notables. Las medias móviles reflejaron en gran medida las fluctuaciones de los valores reales, buscando alinearse con los cambios estacionales esperados. En períodos donde los valores reales mostraban una estabilidad o cambios mínimos, las medias móviles seguían de manera cercana estas tendencias, coincidiendo con la estacionalidad prevista.

Sin embargo, durante cambios abruptos en los valores reales del albedo glaciar, las medias móviles mostraron cierto desfase, lo que indica que la ventana trimestral utilizada para calcularlas podría no ser la más óptima para capturar estos cambios repentinos. A pesar de ello, las medias móviles lograron capturar patrones a largo plazo y las fluctuaciones más suaves de los datos reales.

Estos resultados sugieren que las medias móviles trimestrales proporcionan una visión suavizada de los cambios estacionales del albedo glaciar, aunque pueden mostrar un cierto desfase temporal en respuesta a cambios bruscos. El ajuste de la ventana de tiempo podría mejorar su capacidad para representar estos cambios repentinos y facilitar una mejor alineación con la estacionalidad observada en los datos reales.

La ecuación  $y = 0,001x + 0,2825$ , derivadas de medias móviles del albedo glaciar, reveló una tendencia decreciente en el albedo a lo largo del año hidrológico, representadas por  $x$ . El coeficiente negativo asociado con “ $x$ ” señaló una disminución gradual de albedo glaciar a medida que avanzan las estaciones. El termino independiente 0.2825 sugirió un valor inicial de albedo glaciar al comienzo del registro estacional. Además, el  $R^2 = 0,2087$  indicó que aproximadamente el 20.87% de la variabilidad en las medias móviles de albedo glaciar pudieron ser explicada por variación entre la estacionalidad climática representadas por “ $x$ ”.

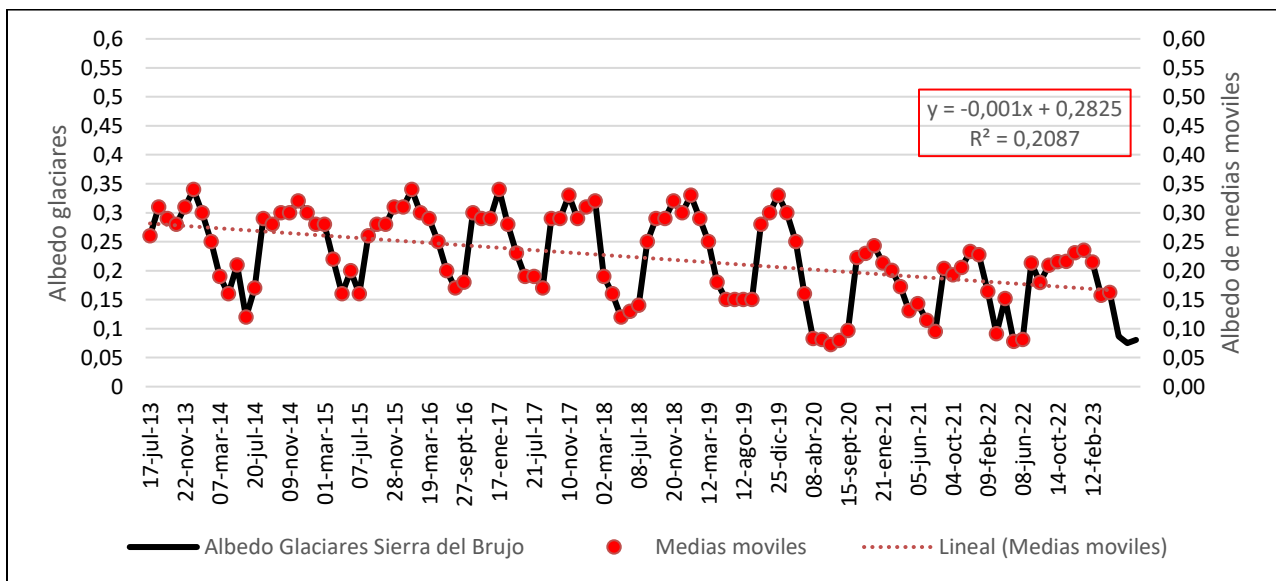


Figura 46: Medias móviles comparadas con albedo glaciar de la Sierra del Brujo. Fuente: elaboración propia en software IBM SPSS Statistcs 25.

- Análisis de regresión lineal múltiple incorporando coeficiente de Pearson para interpretación de resultados.

Los resultados de correlación de Pearson revelan asociaciones significativas entre el Albedo de los glaciares en la Sierra de Brujo, la Temperatura y la Precipitación acumulada. Se observó una fuerte correlación negativa entre el Albedo de los glaciares y la Temperatura ( $r = -0.728$ ,  $p < 0.01$ ), indicando que a medida que la Temperatura aumenta, el Albedo tiende a disminuir en esta zona. Esta relación sugiere que periodos de mayor temperatura se vinculan con un menor Albedo en los glaciares. Por otro lado, se identifica una correlación positiva significativa entre el Albedo de los glaciares y la Precipitación acumulada ( $r = 0.424$ ,  $p < 0.01$ ), lo que indica que a medida que la Precipitación acumulada aumenta, el Albedo tiende a incrementarse en la Sierra de Brujo. Estos hallazgos sugieren que períodos de mayor precipitación se relacionan con un mayor Albedo en los glaciares estudiados. Además, se evidencia una correlación negativa entre la Temperatura y la Precipitación acumulada ( $r = -0.526$ ,  $p < 0.01$ ), señalando que un aumento en la Temperatura tiende a asociarse con una disminución en la Precipitación acumulada en esta región. Estos resultados subrayan una interacción compleja entre la Temperatura, la Precipitación acumulada y el Albedo de los glaciares en la Sierra de Brujo, proporcionando una comprensión crucial de cómo estas variables climáticas se influyen mutuamente en esta área específica.

*Tabla 18: Correlaciones de Pearson entre datos meteorológicos y albedo de los glaciares.*

Correlaciones				
		Albedos glaciares	Temperatura	Precipitación acumulada
Albedos glaciares	Correlación de Pearson	1	-,728**	,424**
	Sig. (bilateral)		,000	,000
	N	114	114	114
Temperatura	Correlación de Pearson	-,728**	1	-,526**
	Sig. (bilateral)	,000		,000
	N	114	114	114
Precipitación acumulada	Correlación de Pearson	,424**	-,526**	1
	Sig. (bilateral)	,000	,000	
	N	114	114	114

\*\* . La correlación es significativa en el nivel 0,01 (bilateral).

Fuente: elaboración propia en software IBM SPSS Statistics 25.

Los resultados del análisis de regresión múltiple consideraron que dos variables, "Precipitación acumulada" y "Temperatura", fueron seleccionadas como predictores para el modelo de regresión, sin eliminar ninguna variable. La relación entre estas variables y el albedo al ser examinada se encontró una correlación moderadamente fuerte ( $R = 0.730$ ) entre las variables, indicando una relación positiva. El modelo de regresión pudo explicar alrededor del 53.3% de la variabilidad en el "Albedo glaciares de la Sierra de Brujo" ( $R$  cuadrado = 0.533). El análisis ANOVA mostró que el modelo en conjunto era estadísticamente significativo ( $F = 63.325$ ,  $p < 0.001$ ), lo que sugiere que al menos una de las variables predictoras tiene un efecto significativo en la variable dependiente. Los coeficientes indicaron que la "Temperatura" tuvo un impacto significativo ( $\beta = -0.009$ ,  $p < 0.001$ ) en el albedo, mostrando una asociación negativa entre estas dos variables. Sin embargo, la "Precipitación acumulada" no mostró una relación significativa con el albedo según los coeficientes y su significancia estadística ( $\beta = 5.049E-5$ ,  $p = 0.464$ ). Estos hallazgos enfatizan la influencia diferencial de las variables analizadas en el "Albedo glaciares de la Sierra de Brujo", destacando la importancia de la temperatura en relación con la precipitación acumulada en este contexto específico.

Tabla 19: Modelo de regresión múltiple.

Resumen del modelo						
Modelo	R	R cuadrado	R cuadrado ajustado	Error estándar de la estimación		
1	,730 <sup>a</sup>	0,533	0,525	0,05258724		
a. Predictores: (Constante), Precipitación acumulada, Temperatura						
ANOVA						
Modelo		Suma de cuadrados	gl	Media cuadrática	F	Sig.
1	Regresión	0,35	2	0,175	63,325	,000 <sup>b</sup>
	Residuo	0,307	111	0,003		
	Total	0,657	113			
a. Variable dependiente: Albedo glaciares de la Sierra de Brujo						
b. Predictores: (Constante), Precipitación acumulada, Temperatura						
Coeficientes						

Modelo		Coeficientes no estandarizados		Coeficientes estandarizados	t	Sig.
		B	Desv. Error	Beta		
1	(Constante)	0,328	0,015		22,267	0
	Temperatura	-0,009	0,001	-0,699	-9,165	0
	Precipitación acumulada	5,05E-05	0	0,056	0,736	0,464

a. Variable dependiente: Albedo glaciares de la Sierra de Brujo

Fuente: elaboración propia en software IBM SPSS Statistics 25.

La serie temporal de medias móviles del albedo glaciar muestra variaciones significativas a lo largo de los años. Se observan fluctuaciones estacionales y tendencias a largo plazo en la reflectividad de los glaciares de la Sierra de Brujo. Estos datos sugieren que hay cambios en la cantidad de luz solar reflejada por los glaciares en diferentes momentos y condiciones ambientales.

Al relacionar estos patrones con el modelo de regresión múltiple, es posible observar cómo las condiciones climáticas, representadas por la temperatura y la precipitación acumulada, pueden influir en estas variaciones del albedo glaciar. Por ejemplo, la relación negativa entre la temperatura y el albedo glaciar puede indicar que a medida que la temperatura aumenta, la reflectividad de los glaciares tiende a disminuir.

Sin embargo, los resultados del modelo de regresión múltiple no muestran una asociación significativa entre la precipitación acumulada y el albedo glaciar. Esto podría sugerir que, en el contexto de la Sierra de Brujo, la precipitación no es un factor principal que influya en las variaciones del albedo de los glaciares, al menos en el período estudiado, que influye solo cuando ocurre. Físicamente, la precipitación nival no puede estar asociada a menos albedo. O aumenta, o se mantiene en un valor alto. Además, parte del proceso para que se produzca precipitación nival involucra cambios en la T, por lo que ambas variables no son totalmente independientes. Entonces tiene sentido que sea la T° la variable más importante.

En conjunto, al comparar estos conjuntos de datos, se observa una clara relación entre la temperatura y las variaciones en el albedo glaciar, lo que sugiere un impacto climático directo en la reflectividad de los glaciares en esta región. En general esta información logra mostrar cómo los factores climáticos afectan las propiedades reflectivas de los glaciares en la Sierra de Brujo.

## 9. Discusión.

Los resultados principales del presente estudio revelan tendencias decrecientes en el albedo de los glaciares analizados. Al contrastar los valores de albedo de este estudio con los datos proporcionados por Ulloa, 2020, se destacan diferencias significativas. Por ejemplo, el Glaciar Cipreses mostró un rango de 0.07 a 0.23 en este

estudio, mientras que Ulloa registró valores entre 0.25 y 0.33. Similarmente, el Glaciar Cipreses norte presentó un rango de 0.12 a 0.52 del presente estudio, en contraste con el rango de 0.27 a 0.40 reportado por Ulloa. A pesar de estas discrepancias en los valores absolutos, las tendencias decrecientes en el albedo son coherentes entre ambos estudios, lo que sugiere cambios similares en las propiedades reflectantes de los glaciares a lo largo del tiempo. Estas diferencias en los valores absolutos podrían atribuirse a variaciones metodológicas, instrumentales o temporales en la recopilación de datos. Aunque existen diferencias en los valores de albedo entre este estudio y el de Ulloa, 2020, las tendencias observadas son consistentes, validando la importancia de los hallazgos de ambos estudios en relación con los cambios en las propiedades reflectantes de los glaciares estudiados.

En el estudio de albedo de Fugazza (2016), se analizó la distribución espacial del albedo superficial del Glaciar Forni, ubicado en el Parque Nacional de Stelvio en Lombardía, utilizando imágenes de Landsat 7 ETM+. Para la validación, se compararon las mediciones de albedo recuperadas por Landsat con valores medidos por la estación meteorológica automática AWS1 Forni, encontrando discrepancias mínimas. La lengua de ablación se caracterizó por valores de albedo más bajos en comparación con las cuencas de acumulación, y el albedo aumentó con la altitud. Los datos respecto a la imagen de 2012 mostraron valores de albedo significativamente más altos en comparación con los otros años, alcanzando más del 50% de la superficie de glaciar con un albedo superior a 0.50. Los transectos longitudinales en la lengua central y oriental revelaron variaciones en el albedo con mínimas diferencias entre 2011 y 2013, con una disminución del albedo en las elevaciones más altas en septiembre de 2011 y un aumento en septiembre de 2013. Específicamente, en septiembre de 2012, se observaron valores de albedo notablemente más altos, con diferencias máximas de +0.34 en la lengua central y +0.29 en la oriental en comparación con otros años.

En contraste, en el presente estudio para la obtención del albedo mediante teledetección. Los resultados mostraron variaciones en el albedo a lo largo del tiempo para varios glaciares, con valores que oscilan entre 0,08 y 0,52. La principal diferencia entre ambos enfoques radica en el método de obtención de los valores de albedo. Mientras que el método de Fugazza se basó en la interpretación de imágenes satelitales utilizando un modelo de dos bandas, el presente estudio aplicó una ecuación específica de teledetección. La adaptación de la ecuación de Liang (2001) a las bandas de Landsat 8 tiene en cuenta múltiples factores, como la reflectancia del suelo, la reflectancia del cielo y la geometría del sol y del sensor, lo que podría ofrecer una estimación más precisa del albedo.

Sin embargo, es importante señalar que ambos métodos tienen sus limitaciones. El modelo de Fugazza podría presentar dificultades en la distinción entre hielo desnudo y escombros supra glaciares, lo que podría afectar la precisión de las estimaciones de albedo. Por otro lado, el método del presente estudio puede no capturar completamente las variaciones en la superficie de los glaciares debido a la complejidad de los factores que considera.

Uno de los puntos notables de este estudio es la identificación de la relación entre el albedo glaciar y varios factores ambientales clave. Se observa una coherencia en la disminución del albedo en áreas de ablación, reflejando albedos más bajos, en concordancia con estudios anteriores. Además, se destaca la influencia significativa de variables como la altitud, la temperatura y las variaciones estacionales en la dinámica del albedo, mostrando una relación consistente con la literatura existente sobre glaciología (Fugazza, et al 2016).

La comparación con investigaciones similares, como el estudio de Kumar et al. (2018) en la cuenca del río Beas en India, revela una convergencia en la importancia de factores climáticos y altitudinales en la variabilidad del albedo. Los resultados consistentes entre los valores estimados de albedo y las mediciones in situ refuerzan la robustez de los métodos aplicados, indicando la viabilidad de estos enfoques en diferentes contextos geográficos.

El impacto de los eventos meteorológicos, particularmente las nevadas y la fusión de la nieve, emerge como un factor crítico en la variabilidad del albedo. En este estudio se observa una relación directa entre la presencia de nieve fresca y altos valores de albedo, así como una disminución gradual de estos valores en el transcurso del tiempo, especialmente hacia el final de la temporada invernal. Como se muestra en el estudio de “Characterizing Surface Albedo of Shallow Fresh Snow and Its Importance for Snow Ablation on the Interior of the Tibetan Plateau”, se evidencia que los eventos de precipitación nival tienen un efecto significativo en "resetear" el albedo de la superficie. Ya que los esquemas estudiados de nieve establecieron un albedo fijo de nieve fresca de 0,7 a 0,9; sin embargo, las observaciones mostraron que el albedo de la superficie aumenta gradualmente después de una nevada en lugar de sufrir un cambio abrupto a un albedo alto, siendo más bajo de lo que se considera el valor predeterminado en los esquemas actuales. Además, la profundidad de la nieve es un factor determinante para el albedo de la nieve fresca, con un albedo que aumenta con la profundidad de la nieve. Esto se alinea con la observación del estudio que destaca la relación directa entre la presencia de nieve fresca y altos valores de albedo, así como una disminución gradual de estos valores en el transcurso del tiempo, especialmente hacia el final de la temporada invernal. Por lo tanto, los eventos de precipitación nival, junto con la fusión de la nieve, emergen como factores críticos en la variabilidad del albedo, afectando la ablación de la nieve en la meseta tibetana.

Por su parte, el presente estudio resalta la compleja interacción entre los glaciares y su entorno climático, proporcionando una visión detallada de cómo factores como la altitud, la temperatura, las variaciones estacionales y los eventos meteorológicos influyen en el albedo glaciar en la Sierra de Brujo. Estos hallazgos contribuyen significativamente al conocimiento global de las dinámicas de los glaciares y su respuesta a las condiciones ambientales cambiantes. Asimismo, abren la puerta a futuras investigaciones que podrían profundizar en la comprensión de estos procesos y sus implicaciones en un contexto más amplio de cambio climático.

En resumen, los métodos proporcionan información valiosa sobre las variaciones temporales del albedo en los glaciares estudiados, pero la elección del método puede influir en la precisión y la interpretación de los resultados. Es esencial considerar y evaluar distintas técnicas para obtener estimaciones más precisas y representativas del albedo glaciar.

## **10. Conclusiones y recomendaciones.**

### **10.1 Conclusiones.**

El estudio detallado realizado entre 2013 y 2023 en la Sierra del Brujo ha desvelado patrones significativos en la temperatura, la precipitación acumulada y el albedo glaciar. Las variaciones estacionales típicas se reflejaron en las temperaturas, con oscilaciones entre 3 y 23 grados Celsius a lo largo del año. Los meses más cálidos, como enero y febrero, contrastaron con los más fríos, observados en junio. Por otro lado, la precipitación acumulada mostró variaciones mensuales destacables, con picos notables en mayo de 2013 y abril de 2016, aunque se registraron periodos de precipitación nula.

La aplicación de modelos de regresión lineal reveló relaciones significativas entre la temperatura, la precipitación y el albedo glaciar. Se encontró una relación negativa sólida entre la temperatura y el albedo, indicando que el aumento de la temperatura se vincula con una disminución en la reflectividad de los glaciares. En contraste, se identificó una correlación positiva entre la precipitación acumulada y el albedo, sugiriendo que niveles superiores de precipitación están asociados con un incremento en la reflectividad de los glaciares.

El análisis de las medias móviles trimestrales del albedo glaciar demostró su capacidad para seguir las tendencias generales y estacionales de los datos reales, aunque se evidenció cierto desfase temporal en momentos de cambios abruptos. Esta observación señala la importancia de ajustar los intervalos temporales para capturar con mayor precisión estos eventos repentinos.

Las correlaciones de Pearson entre los datos meteorológicos y el albedo glaciar corroboraron las relaciones encontradas previamente, destacando la influencia directa de la temperatura y la precipitación acumulada en la reflectividad de los glaciares. El modelo de regresión múltiple confirmó estas asociaciones, subrayando el papel fundamental de la temperatura en la modificación del albedo glaciar.

En síntesis, este estudio evidencia la directa influencia de las condiciones climáticas, especialmente la temperatura, en el comportamiento del albedo glaciar en la Sierra del Brujo. La temperatura más elevada se relaciona con una menor reflectividad, mientras que una mayor precipitación acumulada tiende a incrementar la reflectividad de los glaciares. Estos hallazgos corroboran la preponderancia de los factores climáticos que inciden en la dinámica de los glaciares en esta región específica, proporcionando información valiosa para comprender y monitorear los cambios en los ecosistemas glaciares.

Los resultados respaldan parcialmente la hipótesis planteada sobre la relación entre el aumento de las temperaturas, la disminución de la precipitación en Chile y la reducción del albedo debido a la menor acumulación de nieve durante el ciclo anual. La asociación entre la temperatura y el albedo glaciar fue sólida, respaldando la idea de que el calentamiento contribuye a la reducción del albedo glaciar al afectar la extensión y duración de la cobertura de nieve.

Sin embargo, en relación con la precipitación, los datos no respaldaron directamente la asociación con el albedo glaciar. Pero, por el contrario, eventos de precipitación nival pueden aumentar el albedo. Entonces, tal vez la relación está dada por el hecho de que el aumento de temperatura se relaciona con un ascenso de la isoterma y por lo tanto menos precipitación sólida, aunque hipotéticamente la precipitación total no cambiara significativamente

En resumen, aunque el aumento de las temperaturas se correlaciona con la disminución del albedo, indicando una menor reflectividad de los glaciares, la relación con la disminución de la precipitación no fue concluyente en esta investigación. Estos hallazgos subrayan la complejidad de los factores que inciden en el albedo glaciar y sugieren que la disminución de la acumulación de nieve debido al aumento de las temperaturas desempeña un papel crucial en la reducción del albedo en la Sierra del Brujo.

Tras el análisis exhaustivo de la investigación en la Sierra del Brujo, se sugieren mejoras y consideraciones esenciales para futuros estudios. En cuanto a la metodología, se propone una refinación de los modelos temporales para capturar cambios repentinos con mayor precisión, así como la exploración de técnicas multivariadas avanzadas para revelar relaciones más complejas entre los datos climáticos y el albedo glaciar. Respecto a la base de datos, se recomienda la ampliación de datos climáticos y una validación más rigurosa de los datos satelitales utilizados para calcular el albedo glaciar. Además, se enfatiza la importancia de un monitoreo continuo de los glaciares y la posible integración de variables adicionales, como el espesor de la capa de nieve o la radiación solar incidente, para enriquecer el análisis y comprender mejor la dinámica glaciar. Estas recomendaciones, si se implementan, podrían fortalecer la precisión y la comprensión de los factores que influyen en el albedo glaciar, contribuyendo así a una evaluación más completa y precisa de los cambios en los glaciares en relación con el cambio climático.

## **10.2 Recomendaciones.**

Se recomienda apoyar este tipo de estudios con datos levantados en terreno que respondan a la misma línea temporal entre las variables de albedo, temperatura y precipitación.

No se recomienda realizar este tipo de estudio en base a imágenes Landsat 8 en glaciares pequeños cubiertos por detritos.

Se recomienda el monitoreo constante del área de los glaciares de manera anual, para tener en consideración la tasa de disminución de los mismos.

En base a los últimos estudios de los glaciares de la Sierra del Brujo es concordante la acelerada tasa de disminución que estos poseen, por lo cual se hace esencial considerar el tomar medias al respecto.

## 11. Bibliografía

Brock, B. W, Willis, I. C, & Sharp, M. J. (2000). Measurement and parameterization of. *Journal of Glaciology*, 46(155), 675-688.

Kumar, D., Singh, H., Dutta, V., & Gupta, N. (2018). *Automated Retrieval of Snow/Ice Surface Broadband Albedo in Beas River Basin, India Using Landsat-8 Satellite Images and Validation with Wireless Sensor Network Data*. Chandigarh, India: Journal of the Indian Society of Remote Sensing <https://sci-hub.hkvisa.net/10.1007/s12524-018-0863-2> .

Yu, F., Wang, P., & Hongliang, L. (2022). *Surface Albedo and Snowline Altitude Estimation Using Optical Satellite Imagery and In Situ Measurements in Muz Taw Glacier, Sawir Mountains*. Lanzhou: State Key Laboratory of Cryosphere Science, Northwest Institute of Eco-Environment and Resources, Chinese Academy of Sciences, Lanzhou 730000, China.

Acuña, J., & Tordocillo, J. (2018). *Estimación del Área de la Superficie y el Cambio de Volumen del Glaciar del Nevado Champará (Cordillera Blanca, Perú) a partir de las Imágenes y los Modelos de Elevación Digital del Sensor ASTER/Terra (2000-2010)*. Lima: Unidad de Postgrado, Laboratorio de Teledetección, Facultad de Ciencias Físicas, Universidad Nacional Mayor de San Marcos.

Aguilar, H., Mora, R., & Vargas, C. (2014). *Metodología para la corrección atmosférica de imágenes Aster, Rapideye, Spot 2 y Landsat 8 con el módulo Flaash del software ENVI*. San José: Centro Nacional de Alta Tecnología, Costa Rica.

Alva, M. E., & Meléndez, J. F. (2009). Aplicación de la Teledetección para el análisis multitemporal de la regresión glaciar en la Cordillera Blanca. Lima.

Andrades, M. (2012). Tema 3: La Temperatura. En *Fundamentos de la Climatología* (pág. 20 art. 3.1). La Rioja: Universidad de la Rioja.

Araque, M. (2019). *Cuencas Hidrográficas*. Universidad Politécnica Salesiana, Carrera de Ingeniería Ambiental. Quito, Ecuador: Abya-Yala.

Ariza. (2013). *Descripción y Corrección de Productos Landsat 8 LDCM (Landsat Data Continuity Mission)*. Centro de Investigación y Desarrollo- CIAF. Bogotá: IGAC.

Avdan, U., & Jovanovska, G. (2016). *Algorithm for Automated Mapping of Land Surface Temperature Using LANDSAT 8 Satellite Data*. Eskisehir, Turkey: Hindawi Publishing Corporation.

Barry, & Chorley. (1999). *Atmosfera, tiempo y clima*. Barcelona: Omega S.A.

Basterra, I. (2011). *Teledetección, imágenes satelitales, procesamiento digital de imágenes*. Universidad Nacional del Nordeste, Facultad de Ingeniería, Provincia de Chaco.

Behar, R. (2010). *55 respuestas típicas de Estadística*. Diaz de Santos.

Benn, D., & Evans, D. (2010). *Glaciers and Glaciation*. London: Hodder Education.

Berk, A., Anderson, G., Acharya, P., Chetwynd, J., Bernstein, L., Shettle, E., . . . Adler-Golden, S. (2000). *MODTRAN4 user's manual*. Extraído desde [ftp://ftp.pmodwrc.ch/pub/Vorlesung%20K+S/MOD4\\_user\\_guide.pdf](ftp://ftp.pmodwrc.ch/pub/Vorlesung%20K+S/MOD4_user_guide.pdf).

Börgel Olivares, R. (1983). Geografía de Chile. En R. Börgel, *Geomorfología* (págs. 15-23). Santiago: Instituto Geográfico Militar.

Bravo, C., & Rivera, A. (2014). MONITOREO DE TEMPERATURA DE GLACIARES. En CECs. Valdivia: Centro de Estudios Científicos para Compañía Minera Nevada. Pág. 10-11.

Bravo, C., Loriaux, T., Rivera, A., & W.Brock, B. (2017). *Assessing glaciaer ,elt contribution to stremflow at Universidad Glacier, central Amdes of Chile*. Valdivia, Chile: Hidrol. Earth Syst. Sci., 21, 3249-3266.

Brest, C., & Goward, S. (1987). *Deiving surface albedo from narrow band satellite data*. New York, EE.UU.

Burrough, P. A., & McDonell, R. A. (1998). *Principles of Geographical Information Systems*. Oxford University, New York.

Castillo, O. (2012). *Aplicación espectral y topológica en el procesamiento*. Universidad Nacional de Colombia. Manizales, Colombia: Tesis de Maestria.

Chorley, G. B. (1999). *Atmosfera, tiempo y clima*. Barcelona: Omega S.A.

Chuvieco, E. (2008). *Teledetección ambiental. La observación de la tierra*. Barcelona : (3.<sup>a</sup> ed.), Editorial Ariel, S.A.

Corp, I. (2021). *IBM SPSS Statistics 25*. Recuperado de <https://www.ibm.com/analytics/spss-statistics-software>: Software de análisis estadístico.

CR2. (2016). *La Megasequía 2010-2015: Una lección para el futuro*. Santiago, Chile: Informe a la Nación.

CR2. (2020). (C. d. Resiliencia, Editor) Recuperado el 2020, de <http://explorador.cr2.cl/>

Crosier, S. (17 de 10 de 2001). *National Center for Geographic Information & Analysis*. Obtenido de <http://www.ncgia.ucsb.edu/projects/metadata/standard/uses/sbdart.htm>

Cuffey, K., & Paterson, W. (2010). *The Physics of Glaciers. 4th ed., Elsevier*.

Cunha, J., Nóbrega, R., Rufino, I., Erasmi, S., Galvão, C., & Valente, F. (2019). *Surface albedo as a proxy for land-cover clearing in seasonally dry forests: Evidence from the Brazilian Caatinga*. Arid, Sumé, Brazil: Elsevier.

Dedeieu, G., Deschamps, Y., & Kerr, H. (1987). *Satellite Estimation of solar irradiance at the surface of the Earth and Surface Albedo Using a Phisysical Model Applied to Meteosat Data*.

DGA. (2015). (I. P. Glaciares, Productor) Recuperado el 2020, de [https://dga.mop.gob.cl/administracionrecursoshidricos/Inventario\\_glaciares/Paginas/default.aspx](https://dga.mop.gob.cl/administracionrecursoshidricos/Inventario_glaciares/Paginas/default.aspx)

DGA. (2016). *Atlas del Agua*. Ministerio de Obras Publicas, Direccion General de Aguas, Santiago, Chile.

DGA. (2020). *Ministerio de Obras Publicas*. Obtenido de <https://dga.mop.gob.cl/estudiospublicaciones/mapoteca/Paginas/default.aspx>

Dobos, E. (2003). *Albedo*. University of Miskolc, Miskolc, Hungary.

Dothe, H., Duff, J., Gruninger, J., Acharya, P., & Berk, A. (2004). *MODTRAN4 user's manual*. Spectral Sciences, Inc. Burlington: 4 Fourth Avenue.

Dumont, M., Siguey, P., Arnaud, Y., & Six, D. (2011). The Cryosphere Monitoring spatial and temporal variations of surface albedo on Saint Sorlin Glacier ( French Alps ) using terrestrial photography. En *The Cryosphere* (págs. 5: 759–771. 10.5194/tc-5-759-2011).

EXELIS. (2014). *ENVI Classic Tutorial: Classification Methods*. USA: Exelis Visual Information Solutions, Inc.

Fallas, J. (2012). *Correlacion lineal, midiendo entre dos variables*. Univesidad para la Cooperqacion Internacional, Campus Virtual. (CC BY-NC-SA de “Creative Commons”).

Fathy, I., Abd-Elhamid, H., Zelenakova, M., & Kaposztasova, D. (2019). *Effect of Topographic Data Accuracy on Watershed Management*. International Journal of Evironmental Research and Public Health.

Fenández, A., & Mark, B. (2016). *Modeling modern glacier response to climate changes along the Andes Cordillera: A Multiscale Review*. Journal of Advances in Modeling Earth System 8, 467-495, doc10.1002/2015MS000482 <https://doi.org/10.1002/2015MS000482>

Fengchen, Y., Puyu, W., & Hongliang, L. (2020). *Glacier albedo reduction and drought effecrts in the extratropical Andes and adjacent arid refions*. Lanzhou, China: State Key Laboratory of Criosphere Sciencie, Northwets Institute of Eco-Environment and Resources Chinese Academy of Sciences.

Flood, N. (2013). *Seasonal composite Landsat TM/ETM+ images using the medoid (a multi-dimensional median)*. Remote Sens. 5, 6481–6500.

Flores Tapia, C., & Flores Ceballos, K. (2021). *Pruebas para comprobar la normalidad de datos en precesos productivos: Anderson-Darling, Ryan-Joiner, Shapiro-wilk y Kolmogorov-Smirnov*. Pontificia Universidad Catolica del Ecuador. Quito, Ecuador: Societas, Revista de Ciencias Sociales y Humanisticas.

Fugazza, D., Senese, A., Azzoni, R., Maugeri, M., & Diolaiuti, G. (2016). *Spatial distribution of surface albedo at the Forni Glacier*. Milan, Italy: Dipartimento di Scienze della Terra “A. Desio”, Università degli Studi di Milano, via Mangiagalli.

Gisbert , M. (2023). <https://www.probabilidadyestadistica.net/>. Obtenido de <https://www.probabilidadyestadistica.net/coeficiente-de-correlacion-de-pearson/>

Glaciología, L. d. (2022). *Glaciología.cl*. Obtenido de <https://glaciologia.cl/glosario/glosario-pag-5/zonas-y-principales-lineas-de-un-glaciar/>

Gomez, L., & Medina, M. (2017). *Guía métodos estadísticos en climatología*. Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Filosofía y Letras. Ciudad de México: Dirección General de apoyo a proyectos institucionales para el mejoramiento de la enseñanza.

González, J. (2009). *Manual Básico SPSS*. Talca: Universidad de Talca.

Goodman, J., Purkis, S., & Phinn, S. (2013). *A guide for mapping, monitoring and management*. Springer, USA: Coral Reef Remote Sensing.

Goslee, S. (2012). *Topographic Corrections of Satellite Data for Regional Monitoring*. USA: Photogrammetric Engineering and Remote Sensing.

Hall, A. (2003). *The Role of Surface Albedo Feedback in Climate*. University of California, Department of Atmospheric Sciences. Los Angeles, California: Journal of Climate.

Hall, D., Riggs, G., & Solomonson, V. (1995). *Development of methods for mapping global snow cover using moderate resolution imaging spectroradiometer data*. pp.127-140.: Remote Sensing of Environment, vol. 54,

Herrera, M. (2016). *Estimación de las altitudes de las líneas de equilibrio en glaciares de montaña para el último ciclo glacial-interglaciar en los Andes de Santiago, Chile Central*. Santiago: b.n. 202 p.

IDE. (2020). Recuperado el marzo de 2020, de [www.ide.cl: http://www.geoportal.cl/geoportal/catalog/search/resource/resumen.page?uuiid=%7B9C5CBF38-72D5-4489-A745-30AEAF1CDFC2%7D](http://www.ide.cl: http://www.geoportal.cl/geoportal/catalog/search/resource/resumen.page?uuiid=%7B9C5CBF38-72D5-4489-A745-30AEAF1CDFC2%7D)

IDE. (2020). *Infraestructura de Datos Espaciales*. Obtenido de <http://www.ide.cl/index.php/informacion-territorial/descargar-informacion-territorial>

INE. (2017). *Compendio Estadístico*. Instituto Nacional de Estadística, Comunicaciones e Imagen Corporativa; subdepartamento de Publicaciones y Ediciones, Santiago.

Instituto de Geografía UC. (2023). Obtenido de [https://www7.uc.cl/sw\\_educ/geografia/geomorfologia/html/6\\_1\\_2.html](https://www7.uc.cl/sw_educ/geografia/geomorfologia/html/6_1_2.html)

INTA, I. (10 de octubre de 2017). *INTA.es*. Recuperado el 2020, de [https://www.inta.es/INTA/eu/blogs/copernicus/BlogEntry\\_1509095468013](https://www.inta.es/INTA/eu/blogs/copernicus/BlogEntry_1509095468013)

IPCC. (2013). *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Edited by. (T. Stocker, D. Qin, G. Plattner, M. Tignor, S. Allen, J. Boschung, . . . V. Bex, Edits.)* Cambridge, United Kingdom: Cambridge University.

Kââh, A., & Bolch, T. (2014). *Glacier mapping and monitoring using multispectral data*. Berlin: Springer-Verlag Berlín Heidelberg.

- Kruse, F. (2004). *Comparison of ATREM, ACORN, and FLAASH atmospheric corrections using low-altitude AVIRIS data of Boulder*. Extraído de: [http://ww.w.hgimaging.com/PDF/Kruse-JPL2004\\_ATM\\_Compare.pdf](http://ww.w.hgimaging.com/PDF/Kruse-JPL2004_ATM_Compare.pdf).
- Kulkarni, A., Singh, S., Mathur, P., & Mishra, V. (2006). *Algorithm to monitor snow cover using AwiFs data of RESOURCESAT-1 for the Himalayan region*. International Journal of Remote Sensing. vol. 27, no.12, pp. 2449-2457.
- Lhermitte, S., Abermann, J., & Kinnard, C. (23 de June de 2014). Albedo over rough snow and ice surfaces. (D. B. Royal Netherlands Meteorological Institute (KNMI), Ed.) *Centro de Estudios Avanzados en Zonas Áridas (CEAZA), Asiaq, Greenland Survey, Nuuk, Greenland*(Université du Québec à Trois-Rivières, Département des sciences de l'environnement, Trois-Rivières, Canada).
- Liang, S. (2001). Narrowband to broadband conversions of land surface albedo I Algorithms.
- Liang, S., Strahler, A., & Walthall, C. (1999). *Retrieval of land surface albedo from satellite observations: a simulation study*. 38, 712- 72, Journal of Applied Applied Meteorology.
- Lopez, C., Rossello, C., & Pons, J. (2008). *Mejoras en la determinacion de la cubierta nival mediante imagenes Landsat y MODIS*. Universitat Autònoma de Barcelona., Departamento de Geografía., Barcelona.
- Lopez, E. (1991). *Corrección atmosférica en el espectro solar*. Universitat de València, Valencia.
- M., H. (2016). *Estimación de las altitudes de las líneas de equilibrio en glaciares de montaña para el último ciclo glacial-interglacial en los Andes de Santiago, Chile Central*. Santiago: b.n. 202 p.
- Mark, B & Fernández, A. (2017). *The significance of Mountain Glaciers as Sentinel Climate and Evironmental Change*. Comppas 11 N°6 e12318 <https://doi.org/10.1111/GEC3.12318>.
- Mark, B., Baranaer, M., Fernandez, A., Immerzeel, W., Dan More, R., & Weingartner, R. (2018). *Glaciers as water resources*. Columbus, Ohio: The Ohio State University.
- Martinez S, E. (2020). *Diseño de una herramienta para validacion de productos globales de albedo de superficie derivados de satelite*. Universidad Politecnica de Valencia, Escuela Tecnica Superior de Ingenieria de Telecomunicacion , Valencia.
- Martinez, P. (2015). *Los glaciares Antárticos: Sostenedores del planeta*. Punta Arenas: Universidad de Magallanes.
- Morantes, G., Rincón, G., & Pérez, N. (2020). *Modelo de regresión lineal múltiple para estimar concentración de PM*. Caracas, Venezuela: Revista Scielo.
- Muñoz H., L. (2013). *Cálculo del RMSE vertical del Modelo de Elevación de Superficie NEXTMap® World 30 DSM vs. la Red Geodésica de Primer Orden de Costa Rica*. Costa Rica: Geo informática Latinoamérica, S.A.
- Muñoz, J. (2016). *Aplicación de percepción remota para la detección de cambios en la cobertura boscosa de la reserva ecológica Mache-Chindul*. La Técnica,.

- Naegeli, K., Damm, A., Huss, M., Wulf, H., Schaepman, M., & Hoelze, M. (2017). *Cross-Comparison of Albedo Products for Glacier Surfaces Derived from Airborne and Satellite (Sentinel-2 and Landsat 8) Optical Data*. Switzerland: Department of Geosciences, University of Fribourg.
- Naegeli, K., Huss, M., Hoelzle, M., & Hauck, C. (2013). *State, change and impact of glacier surface albedo in the Swiss Alps*. Zurich: University of Zurich.
- Nichol, J., & Law, K. (2004). *Topographic correction for differential illumination effects on IKONOS satellite imagery*. Hong Kong : The Hong Kong Polytechnic University.
- ODEPA. (2017). *Agricultura Chilena, Reflexiones y Desafíos al 2030* (Vol. Primera edición). (A. Apey Guzmán, D. Barrera Pedraza, & T. Rivas Sius, Edits.) Santiago, Chile, Chile.
- Pratap, B., Dobhal, D., Metha, M., Bhambri, R., & Sharma, P. (2015). *Impact of debris cover on glacier ablation and the consequent changes in albedo in the Nepal Himalayas*. *Annals of Glaciology*, 56(70), 53-58. DOI: 10.3189/2015AoG70A204.
- Rastner, P. (2019). On the Automated Mapping of Snow Cover on Glaciers and Calculation of Snow Line Altitudes from Multi-Temporal Landsat Data. *MDPI*.
- Rejas, J. (2008). *Tratamiento digital previo de las imágenes*. Extraído desde [http://api.eoi.es/api\\_v1\\_dev.php/fedora/asset/eoi:45518/componente45516](http://api.eoi.es/api_v1_dev.php/fedora/asset/eoi:45518/componente45516).
- Richter, R., Kellenberger, T., & Kaufmann, H. (2009). *Comparison of Topographic Correction Methods*. German Aerospace Center, D-82234, Wessling, Germany.
- Rivera, A., Brown, F., Napoleoni, F., Muñoz, C., & Vuille, M. (2016). *Manual de Balance de masa Glaciar*. Valdivia: CECs.
- Rivera. (2002). *Mediciones de espesor en glaciares de Chile centro-sur*. Universidad de Chile., Departamento de Geografía. Valdivia: Centro de Estudios Científicos.
- Rivera, A. (2002). *Mediciones de espesor en glaciares de Chile centro-sur*. Universidad de Chile; Centro de Estudios Científicos, Valdivia; University of Bristol, UK., Departamento de Geografía, Santiago.
- Rivera, A., Brown, F., Napoleoni, F., Muñoz, C., & Vuille, M. (s.f.). *Manual Balance de Masa Glaciar*. En U. Centro de Estudios Científicos, *Albany, Staten University of New York*.
- Rivera, A., Brown, F., Napoleoni, F., Muñoz, C., & Vuille, M. (2016). *Manual Blance de Masa Glaciar*. Valdivia, Chile: CECs.
- Rubial, J. (2005). *Los Glaciares: Dinámica y Relieve*. Madrid.
- Schumacher, V., Justino, F., Fernández, A., Meseguer, O., Sarricolea, P., Comin, A., . . . Althoff, D. (2020). *Comparison between observations and gridded datasets over complex terrain in Viçosa - State of Minas Gerais*: Department of Agricultural Engineering, Universidade Federal de Viçosa, Brazil.
- Sibandze, P., Mhangara, P., Odindi, J., & Kganyago, M. (2014). *A comparison of Normalised Difference Snow Index (NDSI) and Normalised Difference Principal Component Snow Index (NDPCSI) techniques in*

*distinguishing snow from related land cover types*. Earth and Environmental Sciences, South African National Space Agency, Earth Observation, Pretoria.

Smith, J., Johnson, A., & Davis, C. (2019). *Spatial and temporal variability of glacier surface albedo in the Hindu kush-Himalaya*. *Journal of Glaciology*. 65(250), 789-803. DOI:10.1017/jog.2019.55.

Strahler, A. N., & Strahler, A. H. (2005). *Geografía Física*. Barcelona: Omega S.A.

Tagestad, J. (2000). *Radiometric standardization of adjacent Landsat*. Utah State University. Logan, Utah: Tesis de Maestría.

Tarbut, E. J., & Lutgens, F. K. (2005). Ciencias de la Tierra "Una introducción a la Geología física". En M. Pozo Rodríguez, & J. M. Gonzáles Casado (Edits.). Madrid, España: Pearson Educación S.A.

Ulloa, G. (2020). *Evolución temporal de albedo en función de la variabilidad climática en glaciares de los andes semiáridos, zona central de Chile*. Santiago de Chile.

UNAC. (2016). *Capítulo N°6: Desviación Estándar*. Universidad Nacional del Callao, Facultad de Ciencias Administrativas, Perú.

UNESCO. (2018). *Atlas de Glaciares y Aguas Andinos*. Noruega: UNESCO.

Uribe, H., & catalán, A. (2016). *Caracterización hidro climatológica y del uso del suelo del secano de la Región de O'Higgins*. Rengo, Chile: Boletín INIA N.º 320, Instituto de Investigaciones Agropecuarias, Centro Regional Rayentué. 110p.

USGS. (2020). *Earth Explorer*. Obtenido de <https://earthexplorer.usgs.gov/>

Vázquez, R., Romero, R., Novillo, C., Ramos, R., & Arrogante, P. (2016). *Corrección topográfica a imágenes Landsat por clases de pendiente*. Universidad Autónoma de Guerrero & Universidad Rey Juan Carlos, Cuerpo Académico UAGro CA-93 Riesgos Naturales y Geo tecnología & Móstoles-Madrid, España.

Wang, Z., Schaaf, C., Lattanzio, A., Carrer, D., & Grant, I., Román, M., Camacho, F., Yu, Y., Sánchez. (2019). *Global Surface Albedo Product Validation Best Practices Protocol. Version 1.0*. In Z. Wang, J. Nickeson & M. Román (Eds.), *Best Practice for Satellite Derived Land Product Validation (p. 45): Land Product Validation Subgroup (WGCV/CEOS)*, doi: 10.5067/DOC/C.

Xiao, X., Moore, B., Qin, X., Shen, Z., & Boles, Z. (2002). *Large-scale observations of alpine snow and ice cover in Asia: Using multi-temporal VEGETATION sensor data*,. 23, no. 11, pp. 2213-2228.: international Journal of Remote Sensing,.

## 12. Anexos

### 12.1 Imágenes procesadas para la obtención de albedo.

Satélite y Sensor	Fecha	Hora	Azimut Solar	Elevación Solar
L08 OLI	12-abr-13	14:35:51.9479220Z	41,30739301	36,82496837
L08 OLI	14-may-13	14:36:02.2488690Z	34,08355975	28,94518021
L08 OLI	08-jun-13	14:29:55.1451330Z	32,46509545	25,02216298
L08 OLI	17-jul-13	14:36:02.7918210Z	35,01376907	25,77914745
L08 OLI	18-ago-13	14:36:05.7808880Z	39,3391124	33,06812638
L08 OLI	28-sept-13	14:29:45.8288020Z	47,08601637	47,41355683
L08 OLI	14-oct-13	14:29:45.6181430Z	51,7724556	52,88271877
L08 OLI	22-nov-13	14:35:39.4506270Z	67,94240214	60,90027045
L08 OLI	24-dic-13	14:35:31.4953100Z	76,80662139	59,89815515
L08 OLI	09-ene-14	14:35:20.7814000Z	76,2236075	57,7091888
L08 OLI	26-feb-14	14:34:46.0278770Z	59,90301823	48,29988605
L08 OLI	07-mar-14	14:28:27.6385720Z	55,88977487	46,15021486
L08 OLI	24-abr-14	14:27:44.8457850Z	38,41654094	33,49434405
L08 OLI	26-may-14	14:27:25.7698990Z	33,47012217	26,48095581
L08 OLI	18-jun-14	14:33:47.3614120Z	33,14170317	24,08897565
L08 OLI	20-jul-14	14:33:57.0627830Z	35,81315162	25,93339106
L08 OLI	05-ago-14	14:34:05.2412130Z	37,89529416	29,1608532
L08 OLI	15-sept-14	14:28:02.0503730Z	44,63143483	42,31387471
L08 OLI	24-oct-14	14:34:17.5202170Z	55,72490161	55,48939618
L08 OLI	09-nov-14	14:34:18.5980780Z	62,47478743	59,03707149
L08 OLI	04-dic-14	14:28:03.9257880Z	72,88298327	60,95777114
L08 OLI	12-ene-15	14:34:07.1143010Z"	76,05455952	57,03116388
L08 OLI	13-feb-15	14:33:52.9025460Z"	65,92390799	51,04479629
L08 OLI	01-mar-15	14:33:50.5012470Z"	58,92550586	47,48158365
L08 OLI	18-abr-15	14:33:27.1743860Z	40,25419382	35,03576936
L08 OLI	04-may-15	14:33:14.3665340Z	36,4453937	30,97112473
L08 OLI	14-jun-15	14:27:10.6413080Z	33,12725221	24,2640404
L08 OLI	07-jul-15	14:33:33.0620810Z	34,4791945	24,35275593

L08 OLI	17-ago-15	14:27:37.5508380Z	39,66855767	32,32195921
L08 OLI	02-sept-15	14:27:42.4861840Z	42,23182039	37,52767779
L08 OLI	11-oct-15	14:34:05.2590970Z	51,15318528	51,45827132
L08 OLI	28-nov-15	14:34:13.6696620Z	70,62766239	60,88479255
L08 OLI	14-dic-15	14:34:12.1617810Z"	75,59313889	60,56933294
L08 OLI	15-ene-16	14:34:09.5027190Z	75,52518699	56,58381136
L08 OLI	16-feb-16	14:33:59.4592570Z	64,72959099	50,4771593
L08 OLI	19-mar-16	14:33:52.0208060Z	50,65309896	42,86955439
L08 OLI	04-abr-16	14:33:42.9248070Z	44,42603754	38,62530086
L08 OLI	22-may-16	14:33:41.1095580Z"	33,73438573	27,07453593
L08 OLI	16-jun-16	14:27:35.5109560Z	33,08250545	24,16245369
L08 OLI	18-jul-16	14:27:51.9385460Z	35,62041926	25,71564786
L08 OLI	10-ago-16	14:34:06.3351490Z	38,65287079	30,59549695
L08 OLI	27-sept-16	14:34:18.3357310Z	47,39051482	46,89919235
L08 OLI	22-oct-16	14:28:14.5108740Z"	55,11519895	55,09887904
L08 OLI	07-nov-16	14:28:13.7070860Z"	61,77891465	58,79684439
L08 OLI	16-dic-16	14:34:20.2690820Z	76,10275419	60,39935213
L08 OLI	17-ene-17	14:34:13.2727300Z	74,90175528	56,13669309
L08 OLI	11-feb-17	14:27:50.8461040Z"	66,51010869	51,38062881
L08 OLI	22-mar-17	14:33:42.7469959Z"	49,5214326	42,14749306
L08 OLI	07-abr-17	14:33:36.0356810Z	43,49035188	37,87031732
L08 OLI	09-may-17	14:33:26.2262740Z	35,40790168	29,72712773
L08 OLI	03-jun-17	14:27:31.1639590Z	33,06915993	25,30422758
L08 OLI	21-jul-17	14:27:46.5951490Z"	35,96395369	26,13651904
L08 OLI	29-ago-17	14:34:10.5131280Z"	41,57566619	36,36742626
L08 OLI	23-sept-17	14:28:04.6657070Z	46,40945878	45,3442901
L08 OLI	25-oct-17	14:28:11.9377290Z	56,21409285	55,83002283
L08 OLI	10-nov-17	14:28:09.8555760Z	63,03724015	59,24655629
L08 OLI	28-dic-17	14:28:03.9850730Z	77,26842905	59,15954712
L08 OLI	29-ene-18	14:27:48.2018740Z"	71,54438123	53,99186365
L08 OLI	21-feb-18	14:33:50.3233930Z"	62,35775605	49,2552831
L08 OLI	02-mar-18	14:27:35.1198890Z"	58,34760425	47,19165448
L08 OLI	03-abr-18	14:27:19.2964290Z	45,00840182	39,00067667
L08 OLI	21-may-18	14:26:49.6277570Z"	33,9953108	27,27917068
L08 OLI	06-jun-18	14:26:40.8429990Z	33,18653172	24,89770704
L08 OLI	08-jul-18	14:27:00.8558160Z"	34,6697149	24,41429266
L08 OLI	25-ago-18	14:27:24.4567519Z"	41,02460857	34,87360076
L08 OLI	10-sept-18	14:27:29.9239160Z	43,79617175	40,42899795
L08 OLI	19-oct-18	14:33:56.3365700Z"	53,99396441	54,01336105
L08 OLI	20-nov-18	14:34:00.6172479Z	67,48397641	60,38558727
L08 OLI	15-dic-18	14:27:45.8200800Z	75,90488895	60,44097158

L08 OLI	23-ene-19	14:33:52.4546109Z"	73,52308851	55,11812205
L08 OLI	17-feb-19	14:27:37.7143130Z"	64,22871374	50,17287025
L08 OLI	12-mar-19	14:33:41.0906050Z	54,01401548	44,81056665
L08 OLI	06-abr-19	14:27:24.6077590Z"	44,01854013	38,26085282
L08 OLI	15-may-19	14:33:39.1127110Z"	34,58325139	28,5485454
L08 OLI	25-jun-19	14:27:46.4958620Z"	33,45150145	23,95788587
L08 OLI	18-jul-19	14:34:01.5651180Z"	35,53389669	25,6119889
L08 OLI	12-ago-19	14:28:00.9853950Z"	38,83287811	30,94562173
L08 OLI	13-sept-19	14:28:09.6374300Z	44,14849051	41,52499426
L08 OLI	22-oct-19	14:34:28.3088700Z"	54,81736633	54,90849546
L08 OLI	07-nov-19	14:34:26.9836940Z"	61,42919556	58,68134839
L08 OLI	25-dic-19	14:34:19.8051310Z"	77,08798369	59,61761856
L08 OLI	26-ene-20	14:34:11.7519250Z	72,62544902	54,68286257
L08 OLI	20-feb-20	14:27:54.3474129Z	62,95928313	49,62458909
L08 OLI	30-mar-20	14:33:47.1231310Z	46,23751779	39,96306558
L08 OLI	08-abr-20	14:27:32.2691100Z	43,03425298	37,54081701
L08 OLI	17-may-20	14:33:30.1715100Z	34,27701361	27,97923165
L08 OLI	29-jul-20	14:27:50.0278950Z	37,02005193	27,68437309
L08 OLI	21-ago-20	14:34:08.7500430Z	40,32552149	33,83386624
L08 OLI	15-sept-20	14:28:08.5930290Z	44,72240762	42,52058955
L08 OLI	24-oct-20	14:34:24.4327819Z	55,89575351	55,65703159
L08 OLI	09-nov-20	14:34:21.5361960Z	62,67130499	59,15517176
L08 OLI	11-dic-20	14:34:25.6286920Z	75,03374400	60,74785672
L08 OLI	21-ene-21	14:28:02.2330819Z	73,86402851	55,45340552
L08 OLI	22-feb-21	14:27:55.6895230Z	61,73628986	49,01564172
L08 OLI	01-mar-21	14:34:03.3763700Z	58,60598528	47,40701288
L08 OLI	11-apr-21	14:27:36.6188430Z	42,11460176	36,80885069
L08 OLI	05-jun-21	14:33:51.1576970Z	33,01168103	25,06882895
L08 OLI	16-jul-21	14:27:48.7418929Z	35,36924669	25,40074452
L08 OLI	01-ago-21	14:27:57.3500379Z	37,36218942	28,29946759
L08 OLI	09-sept-21	14:34:20.5579879Z	43,48878039	40,25936246
L08 OLI	04-oct-21	14:28:16.4313340Z	49,15343626	49,31681280
L08 OLI	12-nov-21	14:34:26.6018640Z	63,90613060	59,58648690
L08 OLI	30-dic-21	14:34:19.2860969Z	77,22371530	58,94846636
L08 OLI	08-ene-22	14:28:08.1172600Z	76,57331529	57,66147878
L08 OLI	09-feb-22	14:28:00.3997970Z	67,38464486	51,86441302
L08 OLI	13-mar-22	14:27:50.7036500Z	53,39148474	44,53828145
L08 OLI	30-abr-22	14:27:40.4194850Z	37,07039143	31,93073237
L08 OLI	16-may-22	14:27:49.8801810Z	34,34567469	28,32656255
L08 OLI	08-jun-22	14:34:10.4813859Z	32,91323656	24,81166257
L08 OLI	19-jul-22	14:28:10.3063960Z	35,62693027	25,82657060

L08 OLI	04-ago-22	14:28:21.0678099Z	37,68642801	28,97348867
L08 OLI	05-sept-22	14:28:27.0203220Z	42,66038290	38,77014883
L08 OLI	14-oct-22	14:34:34.6262070Z	52,05230509	52,61244533
L08 OLI	15-nov-22	14:34:37.0316679Z	65,09531898	59,98779301
L08 OLI	10-dic-22	14:28:25.4955900Z	74,61690587	60,85567375
L08 OLI	02-ene-23	14:34:29.5714790Z	77,11490967	58,59687499
L08 OLI	12-feb-23	14:28:11.2638689Z	66,23817428	51,31040916
L08 OLI	16-mar-23	14:27:50.5158150Z	52,18796712	43,84828437
L08 OLI	17-abr-23	14:27:25.5519999Z	40,44623003	35,32602303

Fuente: Elaboración propia en base a datos extraídos de imágenes Landsat 8 OLI/TIRS de Barth Explorer

## 12.2 Variables meteorológicas para IBM SPSS Statistics 25

Fecha	Albedo Glaciares	Temperatura	Precipitación	Albedo Cuenca
12-abr-13	0,26	11	0	0,11
14-may-13	0,31	6	367	0,17
08-jun-13	0,29	5	89	0,23
17-jul-13	0,28	5	33	0,21
18-ago-13	0,31	4	204	0,25
28-sept-13	0,34	3	80	0,25
14-oct-13	0,3	8	0	0,21
22-nov-13	0,25	10	0	0,14
24-dic-13	0,19	14	0	0,10
09-ene-14	0,16	15	1	0,09
26-feb-14	0,21	13	0	0,10
07-mar-14	0,12	5	1	0,07
24-abr-14	0,17	11	37	0,08
26-may-14	0,29	5	276	0,22
18-jun-14	0,28	3	228	0,25
20-jul-14	0,3	4	178	0,25
05-ago-14	0,3	6	190	0,25
15-sept-14	0,32	3	156	0,26
24-oct-14	0,3	8	25	0,21
09-nov-14	0,28	9	22	0,18
04-dic-14	0,28	11	23	0,17
12-ene-15	0,22	15	0	0,11
13-feb-15	0,16	14	11	0,08
01-mar-15	0,2	14	40	0,09
18-abr-15	0,16	12	0	0,08
04-may-15	0,26	4	31	0,15

14-jun-15	0,28	4	6	0,22
07-jul-15	0,28	4	240	0,24
17-ago-15	0,31	5	264	0,28
02-sept-15	0,31	5	219	0,25
11-oct-15	0,34	5	251	0,29
28-nov-15	0,3	6	41	0,21
14-dic-15	0,29	6	0	0,19
15-ene-16	0,25	6	13	0,13
16-feb-16	0,2	6	0	0,10
19-mar-16	0,17	15	0	0,09
04-abr-16	0,18	7	499	0,09
22-may-16	0,3	6	106	0,26
16-jun-16	0,29	4	91	0,25
27-sept-16	0,29	8	0	0,21
22-oct-16	0,34	7	59	0,25
07-nov-16	0,28	11	9	0,19
16-dic-16	0,23	12	9	0,13
17-ene-17	0,19	16	0	0,10
11-feb-17	0,19	14	3	0,10
22-mar-17	0,17	13	1	0,08
03-jun-17	0,29	4	124	0,24
21-jul-17	0,29	5	28	0,23
29-ago-17	0,33	3	162	0,32
23-sept-17	0,29	5	46	0,21
25-oct-17	0,31	6	61	0,20
10-nov-17	0,32	16	13	0,21
28-dic-17	0,19	19	0	0,11
29-ene-18	0,16	20	1	0,09
21-feb-18	0,12	20	0	0,07
02-mar-18	0,13	18	12	0,08
03-abr-18	0,14	16	0	0,07
21-may-18	0,25	13	31	0,15
06-jun-18	0,29	3	79	0,27
08-jul-18	0,29	3	142	0,27
25-ago-18	0,32	5	32	0,26
10-sept-18	0,3	12	113	0,21
19-oct-18	0,33	16	48	0,23
20-nov-18	0,29	16	14	0,18
15-dic-18	0,25	18	8	0,15
23-ene-19	0,18	21	0	0,10
17-feb-19	0,15	21	1	0,09

12-mar-19	0,15	19	9	0,08
06-abr-19	0,15	14	1	0,08
15-may-19	0,15	12	52	0,07
25-jun-19	0,28	7	66	0,26
12-ago-19	0,3	11	8	0,23
13-sept-19	0,33	12	29	0,26
22-oct-19	0,3	13	12	0,18
07-nov-19	0,25	18	0	0,14
25-dic-19	0,16	20	42	0,09
26-ene-20	0,08	23	0	0,07
20-feb-20	0,08	22	0	0,07
30-mar-20	0,07	20	0	0,06
08-abr-20	0,08	17	0	0,07
17-may-20	0,10	9	1	0,06
29-jul-20	0,22	10	1	0,26
21-ago-20	0,23	10	1	0,24
15-sept-20	0,24	14	0	0,24
24-oct-20	0,21	16	0	0,18
09-nov-20	0,20	17	58	0,16
11-dic-20	0,17	19	59	0,12
21-ene-21	0,13	20	28	0,09
22-feb-21	0,14	20	0	0,09
01-mar-21	0,11	19	0	0,08
11-apr-21	0,10	14	0	0,07
05-jun-21	0,20	12	1	0,19
16-jul-21	0,19	12	0	0,18
01-ago-21	0,21	13	6	0,17
09-sept-21	0,23	13	0	0,21
04-oct-21	0,23	15	0	0,18
12-nov-21	0,16	17	0	0,12
30-dic-21	0,09	20	0	0,07
08-ene-22	0,15	19	0	0,13
09-feb-22	0,08	19	0	0,07
13-mar-22	0,08	18	0	0,07
30-abr-22	0,21	15	2	0,20
16-may-22	0,18	13	2	0,13
08-jun-22	0,21	6	1	0,24
19-jul-22	0,22	10	1	0,26
04-ago-22	0,22	12	1	0,22
05-sept-22	0,23	13	1	0,22
14-oct-22	0,24	15	0	0,20

15-nov-22	0,21	18	0	0,17
09-dic-22	0,16	22	1	0,11
02-ene-23	0,16	22	0	0,10
12-feb-23	0,09	22	0	0,07
16-mar-23	0,08	21	0	0,07
17-abr-23	0,08	16	8	0,06

Fuente: Elaboración propia.