

**UNIVERSIDAD NACIONAL
“SANTIAGO ANTÚNEZ DE MAYOLO”**

FACULTAD DE CIENCIAS DEL AMBIENTE

ESCUELA PROFESIONAL DE INGENIERÍA AMBIENTAL



**“ESTIMACIÓN DE LA TEMPERATURA SUPERFICIAL GLACIAR
EN LA CORDILLERA DE LOS ANDES DEL PERÚ, MEDIANTE
IMÁGENES LANDSAT 8, EN EL PERIODO 2018 – 2020”**

TESIS PARA OPTAR TÍTULO DE INGENIERO AMBIENTAL

TESISTA:

Br. YELKIN DENIS ALVAREZ ROMERO

Asesor : M.Sc. RICARDO RAY VILLANUEVA RAMÍREZ

Co-Asesor: Ing. ROLANDO CRUZ ENCARNACIÓN

Huaraz-Ancash-Perú

2023





"Año de la unidad, la paz y el desarrollo"

ACTA DE SUSTENTACIÓN Y DEFENSA DE TESIS

Los miembros del Jurado Evaluador de Tesis, en pleno que suscriben, reunidos el día dos de junio del dos mil veintitrés, en el Auditorium de la Facultad de Ciencias del Ambiente (FCAM) de la Universidad Nacional Santiago Antúnez de Mayolo (UNASAM), de conformidad a la normatividad vigente condujeron el acto académico público de sustentación y defensa de la tesis "**ESTIMACIÓN DE LA TEMPERATURA SUPERFICIAL GLACIAR EN LA CORDILLERA DE LOS ANDES DEL PERÚ, MEDIANTE IMÁGENES LANDSAT 8, EN EL PERIODO 2018-2020**" que presentó **ALVAREZ ROMERO YELKIN DENIS** para optar el **Título Profesional de Ingeniero Ambiental**.


Después de haber atendido la sustentación y defensa oral, y haber escuchado las respuestas a las preguntas y observaciones formuladas, la declaramos:

.....
APROBADO
.....


Con el calificativo de: **..... DIECISIETE (17)**

En consecuencia, **ALVAREZ ROMERO YELKIN DENIS**, queda expedito para que el Consejo de Facultad de la Facultad de Ciencias del Ambiente de la Universidad Nacional "Santiago Antúnez de Mayolo" apruebe el otorgamiento de su **Título Profesional de Ingeniero Ambiental** de conformidad al Art. 113 numeral 113.9 del Reglamento General de la UNASAM (Resolución de Consejo Universitario N° 399-2015-UNASAM), el Art. 48° y 4ta. disposición complementaria del Reglamento General de Grados y Títulos de la UNASAM (Resolución de Consejo Universitario - Rector N° 761-2017-UNASAM), el Art. 160° del Reglamento de Gestión de la Programación, Ejecución y Control de las Actividades Académicas (Resolución de Consejo Universitario - Rector N° 232-2017-UNASAM).


Huaraz, 02 de junio 2023



Dr. ALFREDO WALTER REYES NOLASCO
Presidente
Jurado de sustentación




M.Sc. EDWIN ANIBAL LOARTE CADENAS
Primer miembro
Jurado de sustentación



M.Sc. KATY DAMACIA MEDINA MARCOS
Segundo miembro
Jurado de sustentación



M.Sc. RICARDO RAY VILLANUEVA RAMIREZ
Asesor de tesista



Ing. ROLANDO CESAI CRUZ ENCARNACION
Asesor Externo de tesista





CONSTANCIA 002-2023-UI-FCAM–UNASAM EVALUACIÓN DE SIMILITUD

El que suscribe, director de la Unidad de Investigación de la Facultad de Ciencias del Ambiente de la Universidad Nacional Santiago Antúnez de Mayolo hace constar que:

La versión final de la tesis ***“Estimación de la temperatura superficial glaciar en la cordillera de los Andes del Perú, mediante imágenes Landsat 8, en el periodo 2018-2020”***, del Señor **YELKIN DENIS ALVAREZ ROMERO**, identificado con **DNI N° 71717044**, código **151.0605.470**, tras ser sometido a revisión mediante la plataforma de evaluación de similitud por su asesor el M.Sc. Ricardo Ray Villanueva Ramírez, conforme al Artículo 11° del Reglamento de Originalidad y/o Grado de Similitud de la Producción Académica, Científica e Investigativa de la Universidad Nacional Santiago Antúnez de Mayolo, Resolución de Consejo Universitario N°126-2022-UNASAM, tiene un **porcentaje de 7% de similitud**.

Se expide la presente constancia, a solicitud del interesado para los fines que estime pertinente.

Huaraz, 13 de junio de 2023.




Dr. Edwin Julio Palomino Cadenas
DIRECTOR
UNIDAD DE INVESTIGACIÓN
FCAM - UNASAM

CC. Archivo



NOMBRE DEL TRABAJO

Informe de Tesis-71717044.docx

AUTOR

Yelkin

RECUENTO DE PALABRAS

23659 Words

RECUENTO DE CARACTERES

125473 Characters

RECUENTO DE PÁGINAS

124 Pages

TAMAÑO DEL ARCHIVO

70.8MB

FECHA DE ENTREGA

Jun 13, 2023 10:38 AM GMT-5

FECHA DEL INFORME

Jun 13, 2023 10:41 AM GMT-5**● 7% de similitud general**

El total combinado de todas las coincidencias, incluidas las fuentes superpuestas, para cada base de datos.

- 7% Base de datos de Internet
- Base de datos de Crossref
- 4% Base de datos de trabajos entregados
- 4% Base de datos de publicaciones
- Base de datos de contenido publicado de Crossref

● Excluir del Reporte de Similitud

- Material bibliográfico
- Material citado
- Bloques de texto excluidos manualmente
- Material citado
- Coincidencia baja (menos de 10 palabras)

DEDICATORIA

A mis queridos Padres, a quienes los
admiro muchísimo por todo el sacrificio
que han dado por mí, para mi superación
personal.

A mis hermanos Valentín, Blanca,
Herlinda y Frank, por demostrarme
siempre su cariño, apoyo y siempre
confiar en mí.

Yelkin Denis Alvarez Romero



AGRADECIMIENTOS

Agradezco a la Universidad Nacional Santiago Antúnez de Mayolo por la subvención otorgada para el desarrollo de esta tesis; así a mis docentes de la Facultad de Ciencias del Ambiental – Escuela Profesional de Ingeniería Ambiental por todo lo brindado durante mi formación profesional.

A la Unidad de Glaciología – Autoridad Nacional del Agua, por haberme brindado los datos meteorológicos de sus estaciones requeridos para este estudio.

A mi asesor, MSc. Ricardo Villanueva Ray, por su orientación y apoyo durante el desarrollo de mi tesis.

A mi co-asesor, Ing. Rolando Cruz Encarnación, por todo el apoyo incondicional y permitirme acompañar en los trabajos de campo que realiza.

A mis jurados, Dr. Alfredo Reyes Nolasco, MSc. Edwin Loarte Cadenas, MSc. Katy Medina Marcos, por las sugerencias y tiempo brindado.

A mi familia, por todo el apoyo y haber sido el sustento durante toda mi formación profesional; así como, durante el desarrollo de mi tesis.

A los guías de alta montaña, Sr. Héctor, Sr. Macedonio, Sr. Federico y Sr. Pablo, por el acompañamiento y atención durante las visitas a los glaciares en estudio.

A mis compañeros del Laboratorio de Calidad Ambiental-FCAM-UNASAM.

Gracias.

RESUMEN

En los últimos años, el impacto de los cambios de temperatura sobre los glaciares tropicales del Perú se ha evidenciado por la reducción en su superficie glaciar, lo cual ha tenido como consecuencia la reducción en la capacidad de servir como almacén de recursos hídricos; debido a ello, es esencial proyectar la pérdida en la superficie y volumen glaciar mediante modelos físicos, para lo cual se usa la temperatura superficial glaciar (TSG) como parámetro, puesto que está relacionada con procesos de ablación, balance de masa-energía y dada las limitaciones en su medición a escala espacial; en este estudio, se plantea determinar la precisión al estimar la TSG mediante las imágenes de la banda 10 TIRS de Landsat 8 en comparación con datos medidos en las estaciones meteorológicas; se empleó dos modelos: modelo de un solo canal y modelo de ventana única, para lo cual se seleccionó tres glaciares representativos ubicados a lo largo de la cordillera de los Andes del Perú.

Ambos modelos requieren como parámetros de entrada la emisividad, que se determinó mediante el método de umbrales de NDVI, obteniendo buenos resultados; el contenido de vapor de agua se obtuvo mediante la presión de vapor de agua saturada a partir de la humedad relativa. La mejor precisión se obtuvo al estimar la TSG con el modelo de un solo canal, con valores promedio de RMSE de 0.60°C y MBE de 0.62°C ; mientras que, con el modelo de ventana única se obtuvo valores de RMSE de 8.55°C y MBE de -3.98°C ; además, se determinó el gradiente de temperatura superficial en función de la altitud, obteniendo -0.91 , -0.89 y $-0.82^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$, con coeficientes de determinación de 0.89, 0.68 y 0.85 en los glaciares Artesonraju, Chuecon y Cavalca respectivamente.

Palabras claves: temperatura superficial glaciar, gradiente de temperatura superficial, emisividad, modelo de un solo canal y modelo ventana única.

ABSTRACT

In the last years, the impact of temperature changes on the tropical glaciers of Peru has been evidenced by the reduction in their glacial surface, which has resulted in a reduction in the capacity to serve as a store of water resources; because of this, it is essential to project the loss on the glacier surface and volume through physical models, for which the glacier surface temperature (TSG) is used as a parameter, since it is related to ablation processes, mass-energy balance and given the limitations in its measurement at a spatial scale; This study proposes, to determine the accuracy when estimating the TSG using Landsat 8 band 10 TIRS images, in comparison with data measured at weather stations; Two models were used: a single channel model and a single window model, for which three representative glaciers located along the Andes Mountains of Peru were selected.

Both models require emissivity as input parameters, which was determined by the NDVI threshold method, obtaining good results; the water vapor content was obtained by saturated water vapor pressure from the relative humidity. The best accuracy was obtained when estimating the TSG with the single channel model, with average values of RMSE of 0.60°C and MBE of 0.62°C; while, with the single window model, RMSE values of 8.55°C and MBE of -3.98°C were obtained; also, the surface temperature gradient will decrease as a function of altitude, obtaining -0.91, -0.89 and -0.82 °C/100 m, with determined coefficients of 0.89, 0.68 and 0.85 in the Artesonraju, Chuecon and Cavalca glaciers respectively.

Keywords: glacier surface temperature, surface temperature gradient, emissivity, single channel model and single window model.

ÍNDICE GENERAL

Contenido	pág.
AUTORIZACION PARA PUBLICACION.....	i
ACTA DE SUSTENTACIÓN	iii
CONSTANCIA DE SIMILITUD	iv
INFORME DE SIMILITUD	v
REPORTE DE SIMILITUD	vi
DEDICATORIA.....	vii
AGRADECIMIENTOS	viii
RESUMEN.....	ix
ABSTRACT	x
ÍNDICE GENERAL	xi
ÍNDICE DE TABLAS	xv
ÍNDICE DE FIGURAS	xvi
ABREVIATURAS.....	xviii
CAPÍTULO I.....	1
INTRODUCCIÓN	1
1.1. Formulación del problema	4
1.2. Objetivos	4
1.2.1. Objetivo general	4
1.2.2. Objetivos específicos	5
1.3. Hipótesis	5
1.4. Variables	6

CAPÍTULO II	7
MARCO TEÓRICO	7
2.1. Antecedentes	7
2.2. Base teórica.....	10
2.2.1. Teledetección y fundamentos físicos	10
2.2.2. Espectro electromagnético.....	12
2.2.3. Magnitudes radiométricas	13
2.2.4. Leyes de radiación	14
2.2.5. Interacción de la radiación electromagnética con la superficie terrestre	15
2.2.6. Emisividad	16
2.2.7. Ecuación de la transferencia radiactiva	17
2.2.8. Respuesta espectral de la nieve y hielo	19
2.2.9. Zonificación glaciar.....	20
2.2.10. Plataformas de teledetección espacial	21
2.2.11. Caracterización de la zona de estudio.....	23
2.3. Definición de términos.....	31
 CAPÍTULO III	 33
MARCO METEDOLÓGICO	33
3.1. Tipo de investigación	33
3.2. Diseño de investigación	33
3.3. Métodos	33
3.3.1. Análisis documental	33
3.4. Población	34
3.5. Muestra	34
3.6. Técnicas e instrumentos validados de recolección de datos	35

3.6.1. Datos de campo	35
3.6.2. Imágenes Landsat 8.....	36
3.6.3. Mapeo de la cobertura glaciar.....	38
3.6.4. Contenido de vapor de agua.....	38
3.6.5. Emisividad	39
3.6.6. Modelos de estimación de la TSG	41
3.6.7. Modelo de un solo canal	42
3.6.8. Modelo de ventana única	44
3.6.9. Gradiente de temperatura	47
3.6.10. Análisis de sensibilidad.....	47
3.7. Plan de procesamiento y análisis estadístico de la información	48
CAPÍTULO IV.....	49
RESULTADOS.....	49
4.1. Resultados de emisividad	50
4.2. Análisis de sensibilidad.....	59
4.3. Resultados de temperatura superficial glaciar estimadas.....	60
4.4. Gradiente de temperatura.....	78
CAPÍTULO V.....	85
DISCUSIÓN DE RESULTADOS	85
5.1. Resultados de emisividad	85
5.2. Análisis de sensibilidad.....	87
5.3. Resultados de TSG.....	90
5.4. Gradiente de temperatura.....	93
5.5. Modelo propuesto	95

CAPÍTULO VI.....	96
CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	96
6.1. Conclusiones.....	96
6.2. Recomendaciones	98
REFERENCIA BIBLIOGRÁFICA	99
ANEXOS	107



ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1	<i>Operacionalización de variables</i>	6
Tabla 2	<i>Términos radiométricos</i>	14
Tabla 3	<i>Características de las imágenes Landsat 8</i>	22
Tabla 4	<i>Coeficientes numéricos de las funciones $F1$, $F2$ y $F3$</i>	44
Tabla 5	<i>Ecuaciones lineales para la estimación de Tm</i>	45
Tabla 6	<i>Ecuaciones lineales para la estimación de la Transmitancia Atmosférica</i>	46
Tabla 7	<i>Resultados de TSG obtenidas</i>	66
Tabla 8	<i>Resumen de TSG obtenidas</i>	67
Tabla 9	<i>MSE, RMSE y MBE de los modelos empleados</i>	71
Tabla 10	<i>Gradiente de temperatura superficial</i>	78
Tabla 11	<i>Lista de las imágenes Landsat 8 usado para el glaciar Artesonraju</i> ..	110
Tabla 12	<i>Lista de las imágenes Landsat 8 usado para el glaciar Chuecon</i>	111
Tabla 13	<i>Lista de las imágenes Landsat 8 usado para el glaciar Cavalca</i>	112
Tabla 14	<i>Lista de imágenes Sentinel 2A usado en mapeo glaciar</i>	112
Tabla 15	<i>Datos meteorológicos del glaciar Artesonraju</i>	113
Tabla 16	<i>Datos meteorológicos del glaciar Chuecon</i>	114
Tabla 17	<i>Datos meteorológicos del glaciar Cavalca</i>	115

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1	<i>Componentes de la teledetección espacial</i>	11
Figura 2	<i>Propagación de la radiación electromagnética</i>	12
Figura 3	<i>Espectro electromagnético</i>	13
Figura 4	<i>Tipo de superficies</i>	16
Figura 5	<i>Esquema de la ecuación de la transferencia radiactiva</i>	18
Figura 6	<i>Reflectividad para distintos de tipos de nieve</i>	20
Figura 7	<i>Zonas de un glaciar</i>	21
Figura 8	<i>Ubicación de las cordilleras glaciares del Perú</i>	24
Figura 9	<i>Ubicación del glaciar Cavalca</i>	26
Figura 10	<i>Ubicación del glaciar Chuecon</i>	29
Figura 11	<i>Ubicación del glaciar Artesonraju</i>	31
Figura 12	<i>Esquema metodológico</i>	34
Figura 13	<i>Emisividad de distintos tipos de nieve</i>	36
Figura 14	<i>Cambio de transmitancia atmosférica con el contenido de vapor de agua</i>	46
Figura 15	<i>Emisividad obtenida en el glaciar Artesonraju</i>	50
Figura 16	<i>Detritos laterales en la lengua glaciar Artesonraju</i>	51
Figura 17	<i>Emisividad obtenida en el glaciar Chuecon</i>	52
Figura 18	<i>Detrito lateral derecho del glaciar Chuecon</i>	53
Figura 19	<i>Emisividad obtenida en el glaciar Cavalca</i>	54
Figura 20	<i>Charcos de agua sobre los penitentes del glaciar Cavalca</i>	55
Figura 21	<i>Validación de la emisividad del glaciar Artesonraju</i>	56
Figura 22	<i>Validación de la emisividad del glaciar Chuecon</i>	57
Figura 23	<i>Validación de la emisividad del glaciar Cavalca</i>	58
Figura 24	<i>Análisis de sensibilidad</i>	59

Figura 25	<i>TSG obtenida en el glaciar Artesonraju</i>	60
Figura 26	<i>Superficie de la lengua glaciar Artesonraju cubierta de nieve</i>	61
Figura 27	<i>TSG obtenida en el glaciar Chuecon</i>	62
Figura 28	<i>Efectos de sombra sobre el glaciar Chuecon</i>	63
Figura 29	<i>TSG obtenida en el glaciar Cavalca</i>	64
Figura 30	<i>Frente glaciar Cavalca</i>	65
Figura 31	<i>Promedio de TSG obtenida</i>	67
Figura 32	<i>Desviación estándar de la TSG obtenida</i>	68
Figura 33	<i>Gráfico de cajas y bigotes de la TSG del glaciar Artesonraju</i>	69
Figura 34	<i>Gráfico de cajas y bigotes de la TSG del glaciar Chuecon</i>	70
Figura 35	<i>Gráfico de cajas y bigotes de la TSG del glaciar Cavalca</i>	71
Figura 36	<i>MSE de los modelos empleados</i>	72
Figura 37	<i>RMSE de los modelos empleados</i>	72
Figura 38	<i>MBE de los modelos empleados</i>	73
Figura 39	<i>Comportamiento de modelos de TSG del glaciar Artesonraju</i>	75
Figura 40	<i>Comportamiento de modelos de TSG del glaciar Chuecon</i>	75
Figura 41	<i>Comportamiento de modelos de TSG del glaciar Cavalca</i>	76
Figura 42	<i>Contenido de vapor de agua obtenido</i>	76
Figura 43	<i>Perfil topográfico del glaciar Artesonraju</i>	78
Figura 44	<i>Perfil topográfico del glaciar Chuecon</i>	79
Figura 45	<i>Perfil topográfico del glaciar Cavalca</i>	80
Figura 46	<i>Relación entre la TSG y la altitud</i>	81
Figura 47	<i>Variación del gradiente de temperatura del glaciar Artesonraju</i>	82
Figura 48	<i>Variación del gradiente de temperatura del glaciar Chuecon</i>	83
Figura 49	<i>Variación del gradiente de temperatura del glaciar Cavalca</i>	84

ABREVIATURAS

ANA	: Autoridad Nacional del Agua
ASTER	: The advanced spaceborne thermal emission and reflection radiometer
DEM	: Modelos de elevación digital
ELA	: Altitud de la línea de equilibrio
ETM	: Enhanced thematic mapper plus
GAPRI	: Global atmospheric profiles from reanalysis information
INAIGEM	: Instituto Nacional de Investigación en Glaciares y Ecosistemas de Montaña
IPCC	: Panel Intergubernamental Sobre el Cambio Climático
MMC	: Millones de metros cúbicos
MODTRAN	: Moderate resolution atmospheric transmission
MSE	: Error cuadrático medio
NASA	: National Aeronautics and Space Administration
NDSI	: Normalized difference snow index
NDVI	: Normalized difference vegetation index
OLI	: Operational land imager
RMSE	: Raíz de error cuadrático medio
SLA	: Altitud de la línea de nieve
TIRS	: Thermal infrared sensor
TM	: Thematic mapper
TSG	: Temperatura superficial glaciar
USGS	: United States Geological Survey

CAPÍTULO I

INTRODUCCIÓN

Nuestro país tiene la mayor extensión de glaciares tropicales del mundo, aproximadamente el 71% (Kaser y Osmaston, 2002) y según el inventario de glaciares realizado por el Instituto Nacional de Investigación en Glaciares y Ecosistemas de Montaña (INAIGEM, 2018a), se tenía 20 cordilleras glaciares y dos de los cuales han perdido toda su superficie glaciar como consecuencia del aumento de temperatura producto del cambio climático, por esta razón son considerados como indicadores, debido su sensibilidad a los cambios de temperatura (Vuille et al., 2018).

Es evidente que el impacto de los cambios de temperatura sobre las cordilleras glaciares no ha sido de la misma manera, puesto que la pérdida de superficie glaciar en las cordilleras del norte, centro y sur fueron del 40.11%, 70.37% y 59.68% respectivamente (INAIGEM, 2018a) y en los últimos 50 años, se ha perdido el 51% de toda la superficie glaciar que se tenía (Autoridad Nacional del Agua [ANA], 2019); además, se ha observado que el glaciar Artesonraju tuvo un retroceso del frente glaciar de -94 m durante el 2006 – 2018; el glaciar Chuecon un retroceso de cerca de -111 m durante el 2014 – 2018 y el glaciar Cavalca un retroceso aproximadamente de -200 m durante el 2015 – 2018 (ANA, 2019).



Este retroceso glaciar afecta la disponibilidad hídrica (Vaughan et al., 2013), debido a que influye negativamente en la capacidad de un glaciar para servir de almacén de recursos hídricos (Schoolmeester et al., 2018), que actúa principalmente regulando los caudales en épocas de estiaje y avenida. Según los resultados de la evaluación del volumen de acumulación de masa glaciar y el volumen de aporte por fusión a las cuencas en el año hidrológico 2018 – 2019, el glaciar Artesonraju tuvo un aporte de 1.49 MMC y 6.06 MMC respectivamente; el glaciar Chuecon de 0.33 MMC y 1.45 MMC, y el glaciar Cavalca de 0.03 MMC y 0.30 MMC (ANA, 2019), presentando de esta forma un marcado desbalance.

Los datos antes mencionados se derivan a partir de estudios glaciológicos llevados a cabo en diferentes glaciares; por lo que, para poder evaluar los impactos del retroceso glaciar, es esencial proyectar la reducción en la superficie y volumen glaciar. Existen modelos físicos para evaluar la fusión en glaciares mediante los cuales se hacen estas proyecciones (Pellicciotti et al., 2014) y usan como variable de entrada la temperatura superficial glaciar (TSG) porque tiene una relación con la tasa de ablación, por tanto, con el retroceso; a su vez, es influenciado por los flujos de energía en la atmósfera y la superficie (Liao et al., 2020) debido a que es una variable importante para modelar la fusión glaciar (Reid y Brock, 2010), el balance de masa glaciar, la escorrentía y espesor de escombros (Du et al., 2013; Mihalcea et al., 2008); además, tiene una variación temporal, espacial y tiende a disminuir con la altitud (Liao et al., 2020).

A pesar de la importancia de la TSG en estudios antes mencionados, las mediciones en campo aún son limitadas a escala regional y global; de modo que, la estimación a partir de datos infrarrojos térmicos de percepción remota de diversas fuentes es de gran importancia en climatología, ambiental y ecológica (Jansson et al., 2019; Albergel et al., 2012), debido a esta importancia, el Panel Intergubernamental sobre el Cambio Climático (IPCC) recomendó incluir estos datos obtenidos de satélites en estudios sobre el cambio climático, con tal de superar estas limitaciones (Lomé et al., 2019).

Hasta la fecha, se han desarrollado diversos modelos que se pueden emplear para estimar la temperatura superficial terrestre (TST), incluidos la TSG a partir de las imágenes del sensor infrarrojo térmico (TIRS) de Landsat 8 basados en modelos de ventana dividida por el uso de las bandas 10 y 11 TIRS y modelos monocanal, que emplean cualquiera de las bandas; sin embargo, los modelos basados en métodos de ventana dividida no son recomendables debido a que la banda 11 TIRS tiene mayor incertidumbre en los valores de la radiancia y se recomendó usar la banda 10 TIRS en modelos monocanal (Sobrino et al., 2018; Qin et al., 2015).

Los modelos monocanal, se basan en la inversión de la ecuación de la transferencia radiativa, a pesar de que estos son sensibles a los parámetros de entrada (Qin et al., 2015). Los dos modelos monocanal ampliamente utilizados son: modelo de un solo canal desarrollado por Jiménez-Muñoz y Sobrino (2003) y el modelo de ventana única, desarrollada por Qin et al. (2001); aunque estos modelos se han ido mejorando con la finalidad de mejorar la precisión de los datos obtenidos. El modelo de un solo canal mejorado de Jiménez-Muñoz et al. (2018), tiene como parámetros de entrada la temperatura de brillo, contenido de vapor de agua en la atmósfera, temperatura de aire cerca de la superficie y la emisividad; para el modelo de ventana única mejorada de Qin et al. (2015), se emplea como parámetros de entrada la temperatura de brillo, la emisividad, la transmitancia atmosférica y la temperatura atmosférica media efectiva, estos últimos parámetros se obtienen a partir de datos del contenido de vapor de agua y la temperatura de aire respectivamente.

En ambos modelos se utiliza parámetros similares, de los cuales la emisividad es un parámetro importante en todo modelo de estimación de la TST y flujos energéticos (Ren et al., 2017); considerando que la emisividad tiene una dependencia de la longitud de onda, el ángulo de observación y características de la superficie (Sobrino et al., 2008; Li et al., 2013), en este estudio se ha empleado el modelo de umbrales NDVI propuesto por Sobrino y Raissouni, (2000) y Sobrino et al. (2008) para determinar la emisividad, a pesar de que estudios anteriores de estimación de TSG, han utilizado el

modelo semiempírico desarrollado por Hori et al. (2013) para cubiertas de nieve y hielo.

Ante esto y considerando que no se ha encontrado estudios similares de aplicación de estos modelos para determinar la TSG a nivel nacional, se plantea estimar la TSG en la cordillera de los Andes del Perú mediante imágenes de la banda 10 TIRS de Landsat 8. Se eligió la banda 10 TIRS de Landsat 8 por sus características como la resolución temporal, espacial y teniendo en cuenta la heterogeneidad de las cordilleras glaciares, en cuyas zonas se requiere una alta resolución espacial.

Los resultados obtenidos de los modelos han sido comparados con datos de temperatura superficial calculada a partir de la radiación solar reflejada mediante la ley de Stefan Boltzmann, de acuerdo a Aubry-Wake et al. (2015). Los datos de radiación solar reflejada han sido medidos en las estaciones meteorológicas ubicadas en la lengua glaciar de Artesonraju y Chuecon; en el glaciar Cavalca no se tuvo estos datos, por lo que será una de las limitaciones del estudio; el contenido de vapor de agua se obtiene a partir de datos de humedad relativa en base a la presión de vapor de agua saturada (Buck, 1981).

1.1. Formulación del problema

¿Cuál es la precisión al estimar la temperatura superficial glaciar en la cordillera de los Andes del Perú mediante imágenes Landsat 8, en el periodo 2018 – 2020?

1.2. Objetivos

1.2.1. Objetivo general

Estimar la temperatura superficial glaciar en la cordillera de los Andes del Perú, mediante imágenes Landsat 8, en el periodo 2018 – 2020.

1.2.2. Objetivos específicos

- ❖ Determinar la emisividad en los glaciares Artesonraju, Chuecon y Cavalca como parámetro de entrada en los modelos de estimación de la TSG.
- ❖ Determinar la precisión al estimar la temperatura superficial de los glaciares Artesonraju, Chuecon y Cavalca, mediante imágenes Landsat 8 en comparación con datos medidos en campo.
- ❖ Determinar el gradiente de temperatura superficial de los glaciares Artesonraju, Chuecon y Cavalca.
- ❖ Proponer el modelo que tenga mayor precisión para estimar la temperatura superficial glaciar en la cordillera de los Andes del Perú.

1.3. Hipótesis

La precisión determinada por el MSE, RMSE y MBE al estimar la temperatura superficial glaciar en la cordillera de los Andes del Perú mediante imágenes Landsat 8 en el periodo 2018 – 2020 y comparado con datos de temperatura superficial derivados a partir de datos de radiación solar reflejada medida en las estaciones meteorológicas instaladas en las leguas glaciares, es menor a 2°C, 1°C y 1.5°C, respectivamente.

1.4. Variables

Tabla 1

Operacionalización de variables

Variables	Definición conceptual	Dimensiones	Indicadores	Técnicas e instrumentos
<p>Variable independiente:</p> <p>Temperatura de brillo</p>	<p>Es la temperatura vista por el satélite Landsat 8 bajo el supuesto de emisividad unitaria (USGS, 2019).</p>	<p>Radiancia espectral de la banda 10 TIRS de Landsat 8</p>	<p>Temperatura en °C</p>	<p>Ecuación de Planck</p>
<p>Variable dependiente:</p> <p>Temperatura superficial glaciér estimada</p>	<p>Es la temperatura obtenida tras corregir los efectos atmosféricos y emisivos.</p>	<p>Temperatura</p>	<p>Temperatura en °C</p>	<p>Modelo de un solo canal y modelo de venta única</p>

CAPÍTULO II

MARCO TEÓRICO

2.1. Antecedentes

Se han desarrollado varios modelos para estimar la TST mediante de imágenes de satélite, dado que es una variable importante en los procesos físicos de la superficie (Zhang y He, 2013).

Jiménez-Muñoz et al. (2009), en base al modelo desarrollado anteriormente por Jiménez-Muñoz y Sobrino (2003), mejoraron el modelo de un solo canal para recuperar TST de las imágenes Landsat 4 TM (Thematic Mapper), Landsat 5 TM y Landsat 7 ETM+ (Enhanced Thematic Mapper Plus) al usar como variables de entrada vapor de agua y temperatura de aire cerca de la superficie; comparando estos resultados con valores obtenidos usando solo vapor de agua o temperatura de aire. Los datos de vapor de agua fueron obtenidos de radiosondeos y estimaciones de imágenes MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) nivel 2 producto de vapor de agua (MOD05_L2) y los datos de la temperatura de aire cerca de la superficie de radiosondeos y modelamiento. Para la emisividad, se usó el método de umbrales NDVI propuesto por Sobrino y Raissouni (2000) y Sobrino et al. (2008).

Los mejores resultados se obtuvieron cuando se usaron los datos de radiosondeo; además, datos de vapor de agua y temperatura de aire como



variables de entrada, obteniendo un RMSE de 0.9 K; seguido del modelo que utiliza solo vapor de agua, con un RMSE de 1.5 K y el modelo que utiliza solo temperatura de aire, con un RMSE de 5.6 K. Los resultados obtenidos utilizando datos de vapor de agua de MOD05_L2 y mediante el modelado de temperatura de aire al paso del satélite, también ofrece buenos resultados con RMSE de 0.9 K, seguido del modelo que utiliza solo vapor de agua, con un RMSE promedio de 2.1 K y el modelo que usa solo temperatura de aire con un RMSE promedio de 5.6 K.

Qin et al. (2015), presentaron mejoras en el modelo de ventana única desarrollado inicialmente por Qin et al. (2001) para recuperar TST a partir de las imágenes de la banda 10 TIRS Landsat 8. Este modelo requiere de tres de parámetros esenciales: emisividad, transmitancia atmosférica y temperatura atmosférica media efectiva; la emisividad se obtuvo a través del método de umbral NDVI (Sobrino et al., 2008); la transmitancia atmosférica se recuperó en base al contenido de vapor de agua bajo tres atmósferas estándar: verano de latitud media, invierno de latitud media y atmósferas tropicales mediante simulaciones en MODTRAN (Moderate Resolution Atmospheric Transmission); la temperatura atmosférica media efectiva se estimó a partir de datos meteorológicos locales. El modelo tuvo una precisión de MBE de 0.67 K con un RMSE de 0.43 K; en tanto, comparando estos resultados con el modelo de un solo canal, el MBE y RMSE fue de -2.86 K y 1.05 K, respectivamente.

Con la intención de seguir mejorando el modelo de un solo canal propuesto en estudios anteriores, Jiménez-Muñoz et al. (2018) aplican este modelo a la banda 10 TIRS Landsat 8 en diferentes tipos de cubiertas de vegetación y nieve. La fuente de datos para el vapor de agua, fueron radiosondeos y estimaciones de imágenes MOD05_L2; en tanto, la temperatura de aire ya no se modeló debido a que las zonas de estudio no contaron con suficientes estaciones meteorológicas, por lo que los datos se obtuvieron de radiosondeos y satélites. La emisividad de suelo y vegetación se calcularon a través del método de umbrales de NDVI propuesto por

Sobrino et al. (2008), y debido a la falta de metodología para recuperar la emisividad de superficies de nieve y hielo, se asumió un valor constante de 0.985; los datos de TST *in situ* se derivaron de las mediciones hechas por pirgeómetros. El modelo propuesto produjo errores generales de alrededor de 1 K y un sesgo de -0.5 K; en cuanto a las diferentes cubiertas de vegetación, se obtuvieron errores más bajos y menos sesgo de 1 K y -0.15 K; mientras que los de nieve tenían un error de 1.19 K y un sesgo de -0.97 K.

Hasta el momento, se han presentado estudios en las que se han tratado de estimar la temperatura superficial de cubiertas de suelo, vegetación y un poco de nieve; sin embargo, Yuwei et al. (2015) aplican el modelo de un solo canal de Jiménez-Muñoz et al. (2009) para estimar la temperatura superficial del glaciar Qiyi a partir de Landsat 7 ETM+. Los datos del contenido de vapor de agua son obtenidos de MOD05_L2 y para la emisividad, se utilizó un modelo semiempírico desarrollado por Hori et al. (2013) para cubiertas de nieve y hielo. Las temperaturas estimadas se validaron con mediciones medias de 10 minutos de la temperatura superficial de dos sensores automáticos a diferentes altitudes en el glaciar, y los resultados mostraron una buena concordancia con un sesgo promedio de 0.96 K y un RMSE de 1.5 K.

Otro de los estudios en las que estima la temperatura superficial glaciar fue desarrollado por Liao et al. (2020), en la que aplican el modelo de ventana única para recuperar la temperatura superficial del glaciar Hailuogou utilizando datos de la banda 10 TIRS Landsat 8 y banda 6 Landsat 5 TM; además, calcularon el gradiente de temperatura. Como variables de entrada al modelo se emplearon la emisividad del hielo y la nieve, la transmitancia atmosférica y la temperatura atmosférica media efectiva; los resultados se compararon con lo obtenido con el modelo de un solo canal para validar la precisión.

Para la emisividad, se empleó el modelo semiempírico para la nieve y el hielo de Hori et al. (2013); la temperatura atmosférica media efectiva se determinó mediante el método de Qin et al. (2001), el cual se basa en unas

relaciones lineales que a partir de la temperatura cerca de la superficie se puede aproximar y la transmitancia atmosférica, se obtuvo a partir de una función que usa como variable el contenido de vapor de agua atmosférico. Los resultados obtenidos en comparación con el modelo de un solo canal, el MBE y RMSE fue de 0.7°C y 0.7°C , respectivamente. El gradiente de temperatura superficial de $-0.61^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ y $-0.65^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ para la temperatura de aire. Aclarar que en este estudio los datos estimados no se validaron con mediciones en campo.

Lomé et al. (2019) evaluaron procesos de calentamiento en los Andes a partir de la TST obtenida de las imágenes MODIS durante los años 2000 – 2017, comparando estos datos con las temperaturas máximas del aire en diferentes áreas y determinaron que la TST aumentaba en la mayoría de las áreas evaluadas, teniendo una tendencia creciente a una tasa de $1^{\circ}\text{C}/\text{década}$, y la otra tendencia encontrada es que la TST tenía dependencia de la elevación; es decir, que a mayor altitud los valores eran más altas, de modo que se obtuvo una tendencia de $0.5^{\circ}\text{C}/\text{década}$ a 1000 – 1500 m s.n.m. y $1.7^{\circ}\text{C}/\text{década}$ por encima de los 5000 m.

2.2. Base teórica

2.2.1. Teledetección y fundamentos físicos

La Teledetección espacial o percepción remota se define como un conjunto de técnicas que permiten obtener imágenes de la superficie terrestre desde sensores instalados en plataformas espaciales, suponiendo que entre estos existe una interacción energética (Chuvienco, 1995).

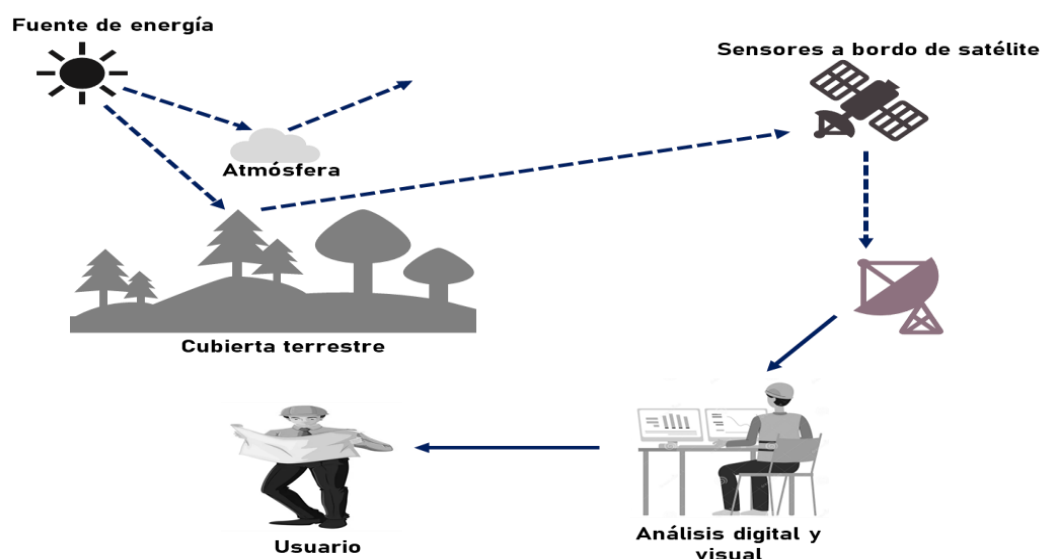
Dependiendo de la fuente de energía, que supone el origen de la radiación electromagnética; si esta es externa al sensor, se trata de una teledetección pasiva (óptica) y si este emite su propio haz energético, se trata de una teledetección activa (radar) (Chuvienco, 1995).

La teledetección espacial incluye componentes (Figura 1); siendo el primero, la emisión de la radiación electromagnética sobre la cubierta terrestre, que refleja esa radiación tras interactuar con este; la radiación reflejada es captada por los sensores y dicha información es transmitida a tierra como una

señal digital en la cual, los sistemas de recepción hacen un primer tratamiento para posteriormente ser distribuida a los usuarios (Pérez y Muñoz, 2006).

Figura 1

Componentes de la teledetección espacial

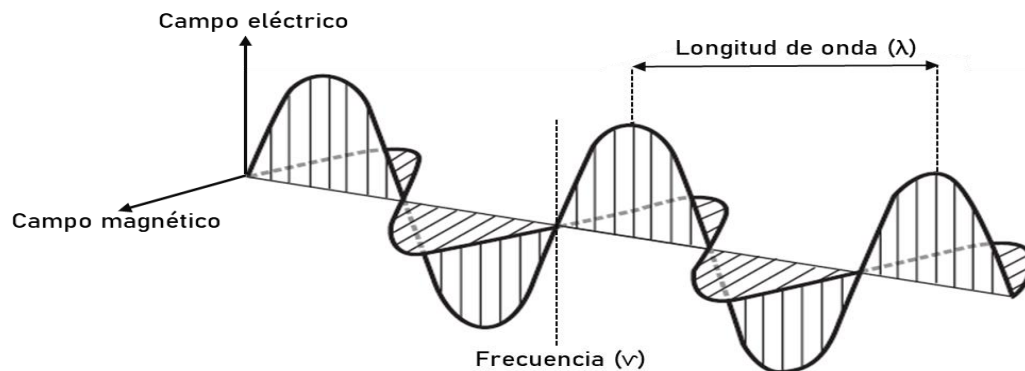


Nota: Componentes y procesos de adquisición de una imagen Satelital. Adaptado de Teledetección Ambiental, por Emilio Chuvieco, 2008.

La observación remota, es posible gracias a la interacción de la radiación electromagnética con las cubiertas terrestres. Chuvieco (2008) menciona que las propiedades de la radiación electromagnética se explican a partir de dos teorías: la primera de ellas es la teoría ondulatoria, ella considera que la radiación electromagnética se transmite siguiendo un modelo armónico continuo a la velocidad de la luz, en la que actúan dos campos de fuerza perpendiculares entre sí: eléctrico y magnético (Figura 2).

Figura 2

Propagación de la radiación electromagnética



Nota: Adaptado de Principles of Remote Sensing, por Bakker et al., 2001.

Las características de este flujo energético se pueden sustentar a través de dos elementos esenciales: la frecuencia (ν) y la longitud de onda (λ). La frecuencia hace referencia al número de ciclos pasado por un punto fijo en una unidad de tiempo y la longitud de onda, la distancia entre dos ciclos, siendo estos inversamente proporcionales.

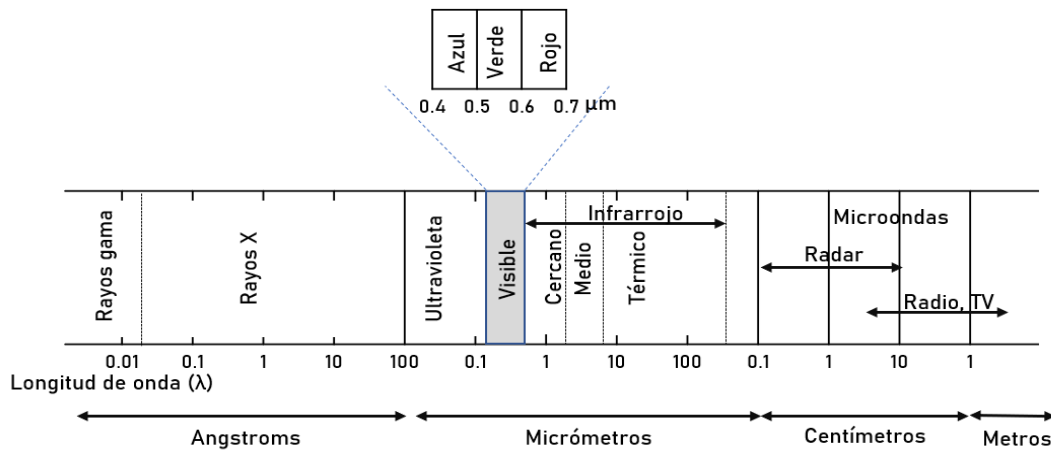
2.2.2. Espectro electromagnético

La radiación electromagnética se presenta como una distribución continua de longitudes de onda y frecuencias que tienen un comportamiento similar, desde las longitudes de onda cortas y altas frecuencias hasta las largas longitudes de onda y bajas frecuencias de las ondas de radio (Ormeño, 2006).

De esta serie de bandas espectrales, se destacan algunas que son frecuentemente utilizadas en la teledetección, siendo estos: espectro visible, que cubre la región espectral de los 0.4 a 0.7 μm ; infrarrojo cercano, que cubre la región espectral desde los 0.7 a 1.3 μm ; infrarrojo medio, de 1.3 a 8.0 μm y el infrarrojo térmico de 8 a 14 μm (Chuvieco, 2008).

Figura 3

Espectro electromagnético



Nota: Adaptado de Principles of Remote Sensing, por Bakker et al., 2001.

2.2.3. Magnitudes radiométricas

Las magnitudes asociadas al flujo energético y utilizadas en teledetección se presentan a continuación.

- **Energía radiante (Q).** Total, de energía radiada en todas las direcciones (J).
- **Flujo radiante (ϕ).** Total, de energía radiada en todas las direcciones por unidad de tiempo (W).
- **Emitancia (M).** Indica la energía emitida en todas las direcciones desde una unidad de área y por unidad de tiempo (W m^{-2}).
- **Irradiancia (E).** Es la energía recibida sobre una unidad de área y por unidad de tiempo (W m^{-2}).
- **Intensidad radiante (I).** Total, de energía radiada por unidad de tiempo y por ángulo sólido (W sr^{-1}).
- **Radiancia (L).** Energía radiada en una determinada dirección por unidad de área y por ángulo sólido (es lo que mide el sensor) ($\text{W m}^{-2} \text{sr}^{-1}$).
- **Radiancia espectral (L_λ).** Indica el total de energía radiada en una determinada longitud de onda por unidad de área y por ángulo sólido.

Tabla 2*Términos radiométricos*

Concepto	Símbolo	Fórmula	Unidad de medida
Energía radiante	Q		Julios (J)
Flujo radiante	Φ	$\delta Q/dt$	Vatios (W)
Emitancia	M	$\delta Q/\delta A$	W m ⁻²
Irradiancia	E	$\delta Q/\delta A$	W m ⁻²
Intensidad radiante	I	$\delta Q/\delta \Omega$	W sr ⁻¹
Radiancia	L	$\delta Q/\delta A \text{ Cos } \theta$	W m ⁻² sr ⁻¹
Radiancia espectral	L _{λ}	$\delta L/\delta \lambda$	W m ⁻² sr ⁻¹ μm^{-1}

Nota: Términos radiométricos. Adaptado de Teledetección, por Sobrino, 2000.

2.2.4. Leyes de radiación

La teledetección está gobernada por distintas leyes, los cuales permiten explicar el comportamiento espectral de las cubiertas terrestres, así como los factores que intervienen en su variación.

La primera de ellas es la ley de Planck, señala que cualquier objeto por encima del cero absoluto radia energía y que esta aumenta con la temperatura (Chuvieco, 1995).

$$M_{n,\lambda} = \frac{2\pi hc^2}{\lambda^5 \left\{ \exp \frac{hc}{\lambda kT} - 1 \right\}} \quad (1)$$

Donde, $M_{n,\lambda}$ indica la emitancia radiactiva espectral de un cuerpo negro a una determinada longitud de onda (λ), h es la constante de Planck (6.626×10^{-34} w s²), k es la constante de Boltzmann (1.38×10^{-23} w s² K⁻¹), c es la velocidad de la luz, T la temperatura absoluta de un cuerpo negro (en kelvin).

Partiendo de la fórmula anterior, se puede calcular la longitud de onda a la que se produce la máxima emitancia de un cuerpo negro siempre que se conoce su temperatura, esta es la llamada ley de Wien.

$$\lambda_{max} = \frac{2.898}{T} umk \quad (2)$$

La ley de Stefan-Boltzmann indica que la emitancia total de un objeto es función de su temperatura, por lo que pequeños cambios en este, suponen cambios notables en la energía total radiada (Verdugo ,2022).

$$M_n = \sigma T^4 \quad (3)$$

Donde σ es la constante de Stefan-Boltzmann ($5.67 \times 10^{-8} \text{ w m}^{-2} \text{ K}^{-4}$).

La última, es la ley de Kirchhoff que establece que un medio puede absorber radiación de una longitud de onda particular y al mismo tiempo emitir a la misma longitud de onda; esta es la propiedad fundamental de un medio en condiciones de equilibrio termodinámico. Por lo que la emisividad de una longitud de onda dada (ϵ_λ), de un medio es igual a la absortividad(α_λ) (Verdugo, 2022).

$$\epsilon_\lambda = \alpha_\lambda \quad (4)$$

Tomando en cuenta la conservación de la energía y considerando un cuerpo opaco (transmisividad = 0).

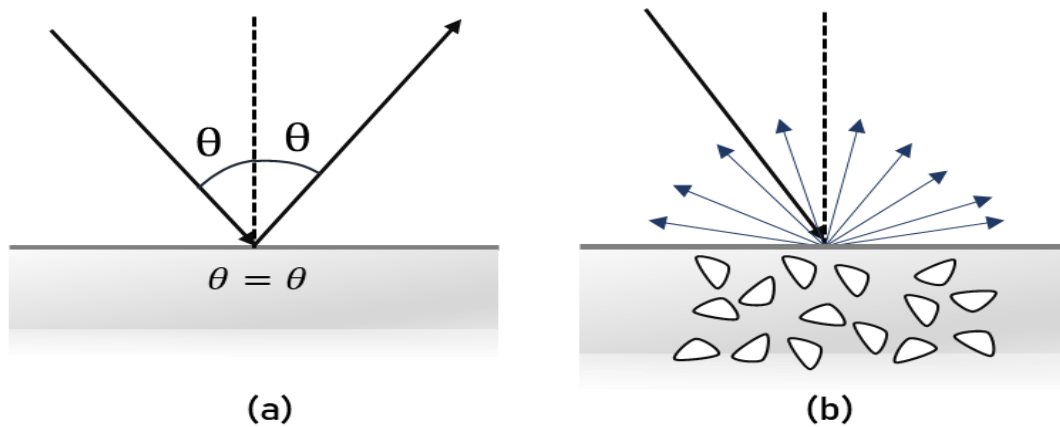
$$\rho_\lambda + \epsilon_\lambda = 1 \quad (5)$$

2.2.5. Interacción de la radiación electromagnética con la superficie terrestre

La radiación incidente sobre la superficie terrestre, parte es absorbida, reflejada o transmitida dependiendo de la longitud de onda, características del cuerpo, ángulo de incidencia y rugosidad, en este último se distinguen dos tipos: especulares, que reflejan la energía con el mismo ángulo de incidencia y lambertianas, aquellas que reflejan uniformemente en todas las direcciones (Chuvienco, 1995).

Figura 4

Tipo de superficies



Nota: (a) superficie especular y (b) superficie lambertiana. Adaptado de Principles of Remote Sensing, por Bakker et al., 2001.

Todos los cuerpos reflejan o emiten energía a distintas longitudes de onda de manera particular (firma espectral), siendo esta característica base para discriminar entre distintas cubiertas (Chuvienco, 2008). Los cuerpos de agua absorben y transmiten la mayor parte de la radiación óptica que reciben (Chuvienco, 2008) y su reflectividad va depender de la profundidad, contenido de materiales disueltos y la rugosidad de la superficie (Sobrino, 2000).

La nieve, tiene un comportamiento distinto al del agua, teniendo una reflectividad alta en el espectro visible y baja en el infrarrojo cercano (Chuvienco, 2008), de manera que esta se va ver afectada por el tamaño de grano, profundidad, densidad de la capa y las impurezas, por tanto, la reflectividad de la nieve fresca es mayor que de la nieve helada (Sobrino, 2000).

2.2.6. Emisividad

En las ecuaciones anteriores, se está suponiendo que los objetos se comportan como un cuerpo negro, es decir absorben y emiten toda la energía que reciben; sin embargo, las distintas cubiertas no tienen ese comportamiento y emiten radiación en todas las direcciones, por lo que no

se ajustan a las de un cuerpo negro a la misma temperatura. Mediante la ley de kirchoff es posible relacionar, considerando que la emitancia (M) de cualquier cuerpo a una temperatura (T), puede describirse en función del cuerpo negro (M_n) y la emisividad (ε) (Sobrino, 2000).

$$M = \varepsilon M_n \quad (6)$$

Considerando su dependencia espectral, se puede relacionar a través de la siguiente ecuación:

$$\varepsilon = \frac{M(T)}{M_n(T)} = \frac{\int_0^{\infty} \varepsilon_{\lambda} M_n(T) d\lambda}{\sigma T^4} \quad (7)$$

De acuerdo al valor de ε , los cuerpos se pueden clasificar en radiadores perfectos (cuerpo negro) cuando la $\varepsilon(\lambda) = 1$; cuerpos grises, siendo $0 < \varepsilon(\lambda) < 1$ y reflectores perfectos, cuando $\varepsilon(\lambda) = 0$. La emisividad de los cuerpos naturales es siempre menor a 1 y variable, de modo que cada superficie queda caracterizada por su firma espectral (Sobrino, 2000).

2.2.7. Ecuación de la transferencia radiactiva

La radiación electromagnética emitida con dirección a la superficie terrestre, interactúa con los componentes de la atmósfera a través de los procesos de absorción y dispersión. La absorción es el mecanismo a través del cual las moléculas presentes en la atmósfera absorben ciertas longitudes de onda de la radiación incidente, siendo principalmente CO_2 , O_3 y vapor de agua (Verdugo, 2022) y la dispersión, se define como el cambio de dirección parte de la radiación incidente respecto a lo que llevaba originalmente (Sobrino, 2000).

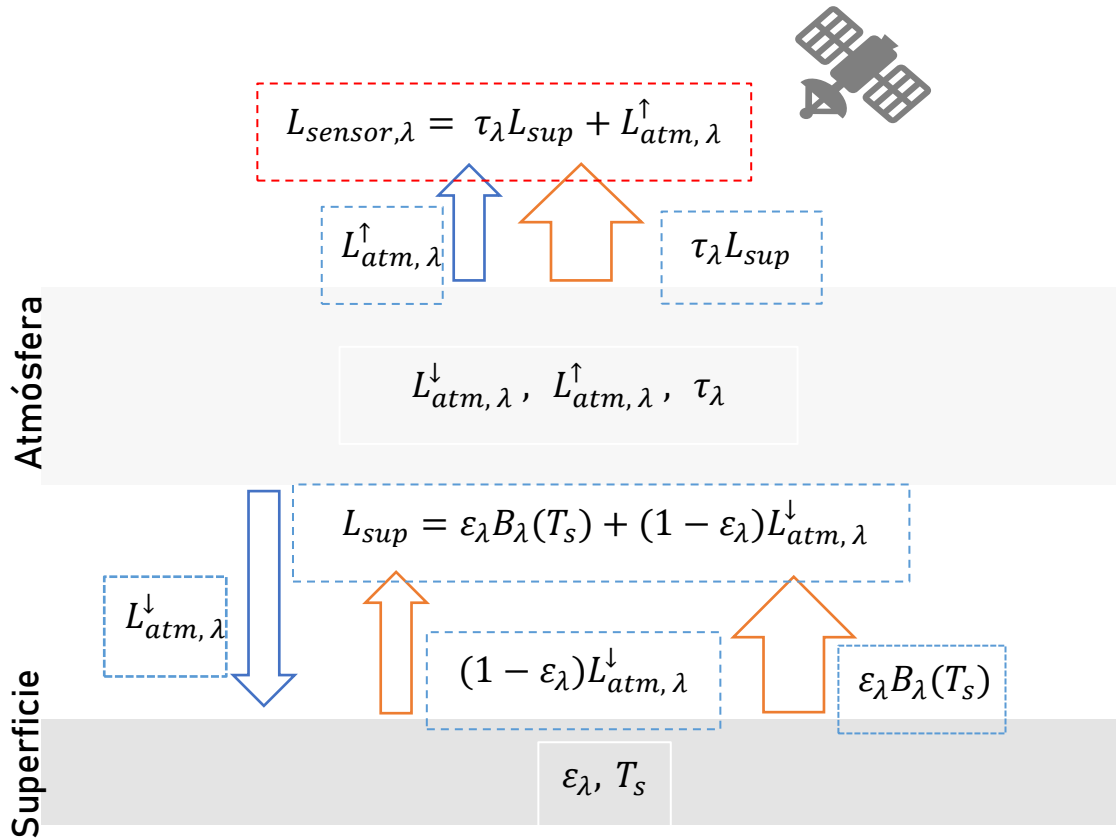
La radiación que llega, tanto a la superficie terrestre como al sensor sufre procesos de dispersión, desempeñando este un papel predominante en la modificación de la ecuación de la transferencia radiactiva bajo dos formas: dispersión de Rayleigh y dispersión de Mie (Sobrino, 2000); la dispersión de Rayleigh es causada por partículas más pequeñas que la

longitud de onda y la dispersión de Mie, cuando la partícula es de tamaño similar que la longitud de onda (Verdugo, 2022).

En la ecuación de transferencia radiactiva se asume una atmósfera termodinámicamente en equilibrio y libre de nubes (Li et al., 2013), como se muestra en la Figura 5.

Figura 5

Esquema de la ecuación de la transferencia radiactiva



Nota: Adaptado de Li et al., 2013.

Por tanto, la radiancia espectral recibida por el sensor al tope de la atmósfera (TOA) $L_{sensor,\lambda}$, se puede escribir como:

$$L_{sensor,\lambda} = [\epsilon_\lambda B_\lambda(T_s) + (1 - \epsilon_\lambda)L_{atm,\lambda}^\downarrow]\tau_\lambda + L_{atm,\lambda}^\uparrow \quad (8)$$

Donde $L_{sensor,\lambda}$, es la radiancia del sensor; ϵ_λ es la emisividad de la superficie; λ , es la longitud de onda; T_s , es la temperatura de la superficie;

$L_{atm,\lambda}^{\downarrow}$, es la radiancia atmosférica descendente; $L_{atm,\lambda}^{\uparrow}$, es la radiancia atmosférica ascendente; τ_{λ} , es la transmisividad atmosférica y B_{λ} , es la emisión térmica de un cuerpo negro expresada por la ley de Planck.

2.2.8. Respuesta espectral de la nieve y hielo

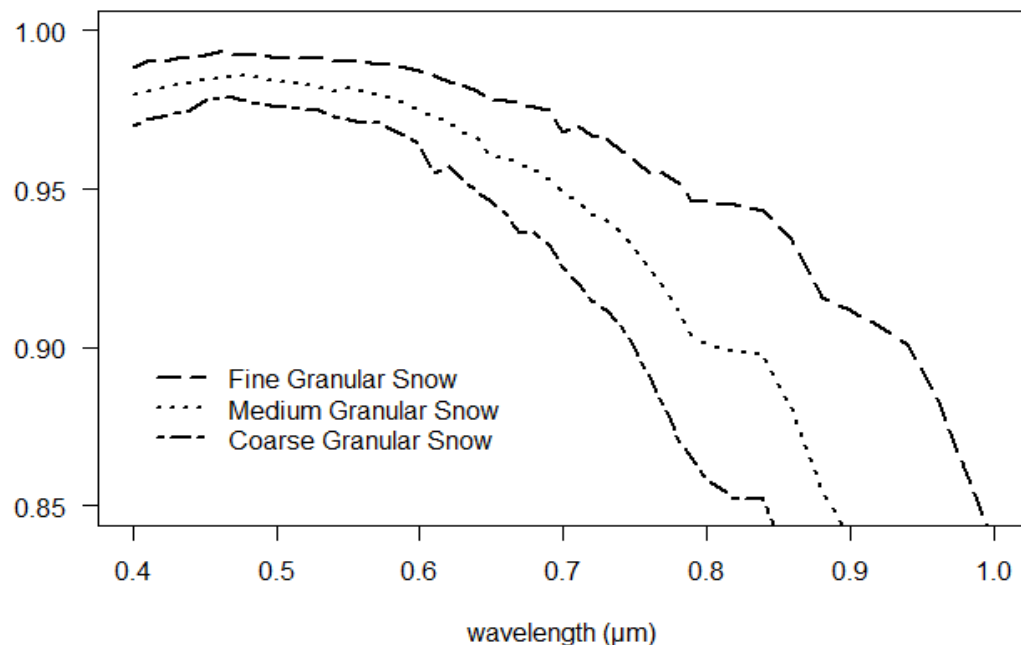
La respuesta espectral de la nieve depende de varios factores como el tamaño y forma de grano, impureza de la nieve, contenido de agua, presencia de hielo y temperatura (Diezt et al., 2011); dependiendo de estos factores la reflectividad puede llegar hasta 80% a 90% en el espectro visible para la nieve fresca (Konig et al., 2001). Con la edad de nieve, el porcentaje de la radiación reflejada disminuye, siendo la causa principal las impurezas que aumentan con el tiempo y el tamaño de grano (Diezt et al., 2011); de este modo contribuyen al presupuesto de energía superficial que conduce a una fusión temprana (Doherty et al., 2010).

En tanto, en el espectro térmico, la cobertura de nieve es moderadamente absorbente, por lo que su comportamiento se asemeja a la de un cuerpo negro con una emisividad de 0.98 a 0.99 (Warren et al., 2019).

Los glaciares, muestran una tendencia negativa de pérdida de masa glaciar, esto como consecuencia del cambio climático relacionado con las emisiones de gases de efecto invernadero y con el cambio de uso/cobertura de la tierra (Neto et al., 2019). Este último, a través de la quema de biomasa por la emisión de hollín o carbono negro (black carbón) producto de la combustión incompleta de biomasa o combustibles fósiles (Hadley, 2012) que, al depositarse sobre la superficie glaciar, reducen el albedo y por ende absorben la radiación solar en vez de reflejarla y se calientan (Schoolmeester et al., 2018)

Figura 6

Reflectividad para distintos de tipos de nieve



Nota: Se observa el comportamiento de la reflectividad para distintos tipos de nieve en el espectro visible e infrarrojo. Datos tomados de la librería ASTER.

2.2.9. Zonificación glaciar

Un glaciar se divide principalmente en dos zonas, la zona de acumulación y la zona de ablación; la primera caracterizada porque predomina la ganancia neta de masa glaciar al cabo del año hidrológico, que propician la acumulación y transformación de nieve a hielo (Úbeda, 2011) producto de las precipitaciones sólidas principalmente; aunque también, las avalanchas y la lluvia que se transforma en hielo superficial por las bajas temperaturas y se desarrolla desde las partes alta hasta la línea de equilibrio altitudinal (ELA), la cual representa los punto con balance de masa cero (Rivera et al., 2016), la nieve depositada permanecerá siempre y cuando la temperatura la temperatura está por debajo de 0 °C (Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales [IDEAM], 2012).

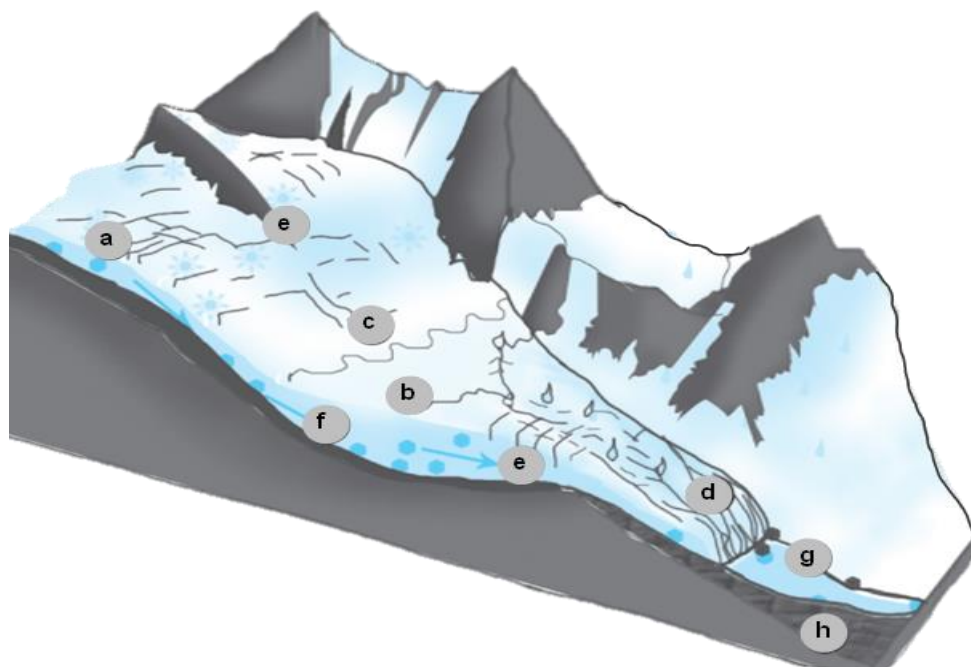
Las zonas de ablación se caracterizan por la prevalencia de procesos de fusión y sublimación, lo que genera pérdida de masa glaciar (Úbeda,

2011); aunque también se debe a los desprendimientos de masas de hielo, mediante el fenómeno conocido como calving, esta zona se desarrolla desde la ELA hasta el frente glaciar (ELA) (Rivera et al., 2016).

La ELA es fundamental en el estudio del glaciar, debido a que cambia altitudinalmente en relación a la pérdida o ganancia de masa y está íntimamente relacionada con la isoterma de 0 °C y la altitud de la línea de nieve (SLA) (IDEAM, 2012).

Figura 7

Zonas de un glaciar



Nota: a: zona de acumulación, b: zona de ablación, c: ELA, d: frente glaciar, e: grietas, f: rocas, g: laguna y h: morrena. Tomado de IDEAM, 2012.

2.2.10. Plataformas de teledetección espacial

Actualmente existen diversas plataformas de teledetección espacial a que cuentan con bandas térmicas y partir de los cuales se puede estimar la TST; entre ellos está Sentinel 3A, MODIS, NOAA, ASTER y la serie Landsat. De estos, los tres primeros tienen una resolución espacial de 1 km y una resolución temporal que varía de 1 a 9 días; mientras que los últimos tienen

una resolución espacial menor a 100 m y una resolución temporal de 16 días (Agencia Espacial Europea [ESA], 2022).

La serie Landsat es administrado en conjunto por la NASA y USGS de los cuales Landsat 4 TM fue el primero en incorporar una banda térmica, con una resolución espacial de 120 m para la banda térmica y una resolución de temporal de 16 días, llegó a operar de 1983 – 1993; Landsat 5 TM tuvo las mismas características que el anterior, pero llegó operar de 1984 – 2013; Landsat 7 ETM+, lanzado en 1999, pero a partir del 2003 presenta fallas en el corrector de línea de escaneo, opera con la misma resolución temporal que las anteriores y una resolución espacial de 60 m para la banda térmica (United States Geological Survey [USGS], 2019).

Landsat 8 lanzado en 2013, incorpora dos sensores OLI (Operational Land Imager) y TIRS (Thermal Infrared Sensor); es el primero en incorporar dos bandas térmicas (banda 10 y banda 11) con una resolución espacial de 100 m, volviendo a remuestrear a una resolución de 30 m; con una resolución temporal de 16 días (USGS, 2019).

Tabla 3

Características de las imágenes Landsat 8

Banda	Sensor	Longitud de onda (μm)	Resolución espacial (m)	Resolución radiométrica
Banda 1: Aerosol costero	OLI	0.43-0.45	30	16 bits
Banda 2: Azul	OLI	0.45-0.51	30	16 bits
Banda 3: Verde	OLI	0.53-0.59	30	16 bits
Banda 4: Rojo	OLI	0.64-0.67	30	16 bits
Banda 5: NIR	OLI	0.85-0.88	30	16 bits
Banda 6: SWIR 1	OLI	1.57-1.65	30	16 bits
Banda 7: SWIR 2	OLI	2.11-2.29	30	16 bits
Banda 8: Pancromático	OLI	0.50-0.68	15	16 bits
Banda 9: Cirrus	OLI	1.36-1.38	30	16 bits
Banda 10: TIRS 1	TIRS	10.6-11.19	100*30	16 bits
Banda 11: TIRS 2	TIRS	11.50-12.51	100*30	16 bits

Nota: adaptado de USGS 2019.

2.2.11. Caracterización de la zona de estudio

La cordillera de los Andes, es la cadena montañosa más larga del mundo con más de 7 000 km, abarca países como Venezuela, Ecuador, Colombia, Perú, Bolivia, Chile y Argentina (Schoolmeester et al., 2018); está comprendido entre las coordenadas geográficas de 11° de latitud sur y los 55° de latitud norte.

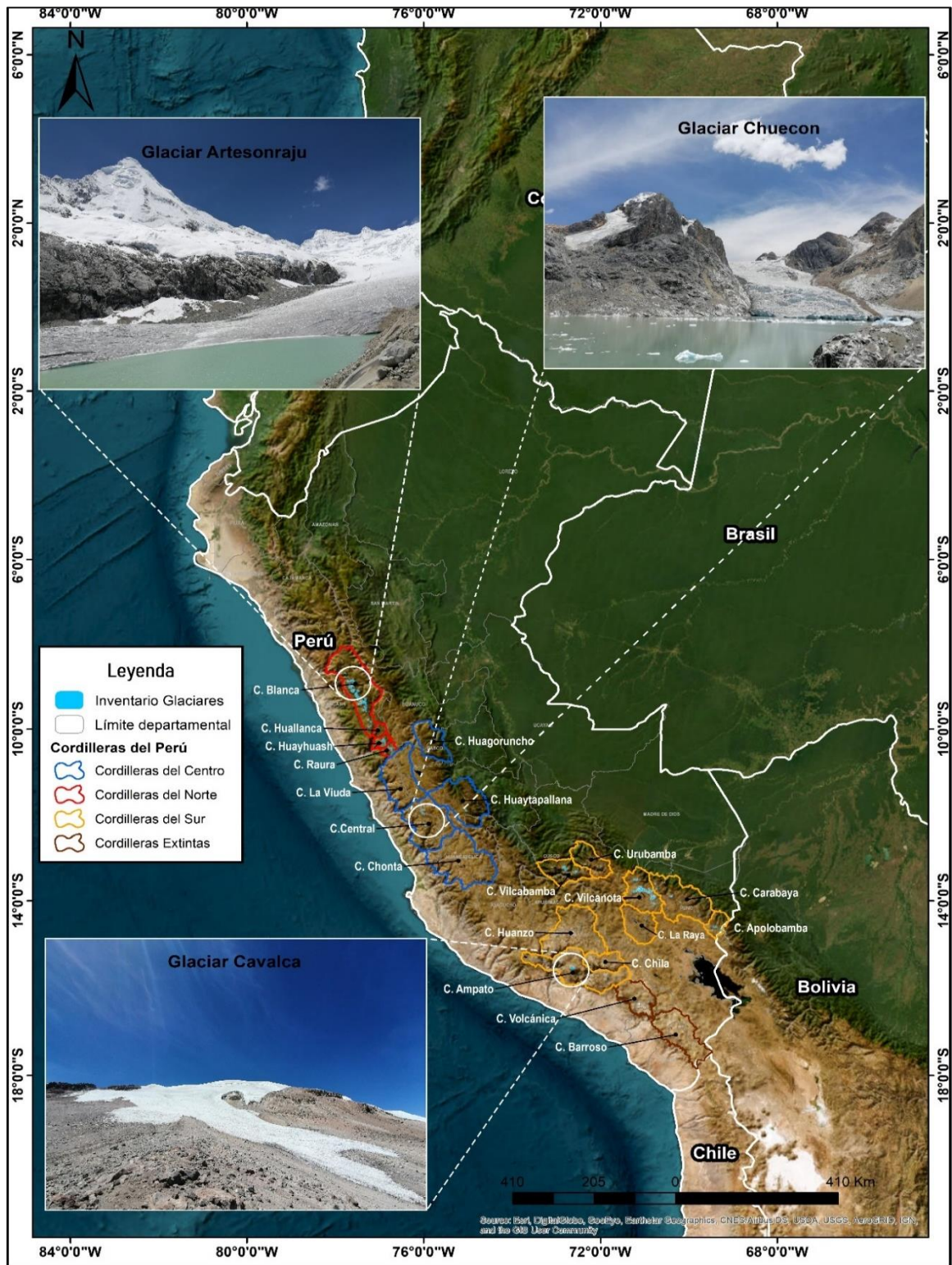
Geográficamente, se divide en tres regiones: los Andes septentrionales, incluye las montañas de Venezuela, Ecuador y Colombia; los Andes centrales, que se compone por las montañas de Perú y Bolivia; y los Andes meridionales, que engloba montañas de Chile y Argentina. Los Andes septentrionales y los Andes centrales forman los Andes tropicales (Schoolmeester et al., 2018).

La cordillera de los Andes, desde su formación mediante procesos de subducción de las placas oceánicas con la continental, ha sufrido cambios a consecuencia de las condiciones climáticas globales, muestra de ello es la formación de glaciares. Los glaciares tropicales localizados aquí son más del 95% del total existente (Vuille et al., 2008), de los cuales, el Perú alberga la mayor concentración de estos, aproximadamente el 71% (Kaser y Osmaston, 2002).

De acuerdo al último inventario de glaciares realizado por el INAIGEM (2018a), el Perú cuenta con dieciocho cordilleras glaciares con cobertura glaciar y dos extintas, distribuidas en zonas del norte, centro y sur (Figura 8), los mismos que debido al cambio climático han tenido una reducción considerable en su superficie glaciar; encontrando de acuerdo este inventario una pérdida de 41.11%, 70.37% y 59.68% de superficie glaciar en la zona norte, centro y sur respectivamente, teniendo como consecuencia cambios hidrológicos que afecta a poblaciones, ecosistemas y la formación y expansión de lago de formación glaciar.

Figura 8

Ubicación de las cordilleras glaciares del Perú



Nota: Se muestra las cordilleras glaciares del Perú, localizando los glaciares en estudio: Artesonraju, Chuecon y Cavalca en las cordilleras Blanca, Central y Ampato respectivamente.

El clima de los glaciares tropicales del Perú es muy diverso; sin embargo, Sagredo y Lowell (2012) clasifican en siete grupos climáticos los glaciares a lo largo de la cordillera de los Andes, teniendo en cuenta la variación temporal de temperatura, precipitación, humedad relativa y cómo los glaciares responden a cambios en estas variables.

Dentro de esta clasificación, los glaciares tropicales del Perú se dividen en dos grupos: trópico exterior más húmedo y trópico exterior más seco; encontrando en el primero, dos subgrupos que abarcan la cordillera occidental del Perú (al norte) con una temperatura estacionalmente uniforme cerca de 0°C y una humedad relativa promedio de 71% y la cordillera oriental del Perú (al sur), con una variación de temperatura mayor a 4°C y 59% de humedad relativa; los procesos de acumulación se dan durante los meses de verano. La línea de nieve se sitúa cerca de los 5000 m s.n.m. (Nogami, 1972).

El segundo grupo abarca la cordillera occidental del Perú (al sur), existiendo en condiciones de extremadamente frías, secas y por encima de la isoterma 0°C, la humedad relativa promedio es 50%; los procesos de acumulación ocurren durante todo el año. La línea de nieve se sitúa cerca de los 5600 m s.n.m. (Arnaud et al., 2001).

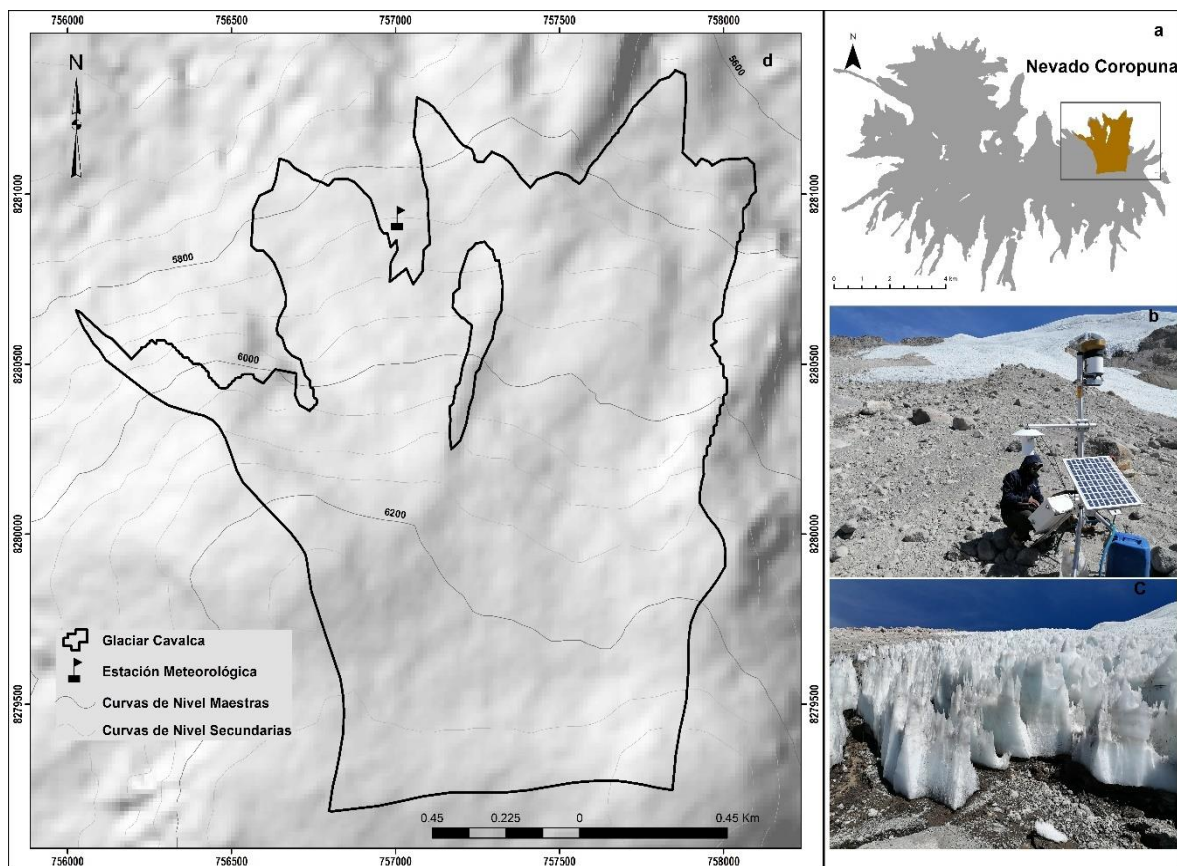
La respuesta de estos glaciares a los cambios de clima es diferente; es así que, para un aumento de temperatura uniforme, los glaciares del primer grupo son los más sensibles y lo contrario para los de segundo grupo, que son más sensibles a cambios en la precipitación debido a que el principal proceso de ablación es la sublimación (Sagredo y Lowell, 2012).

Glaciar Cavalca

El glaciar Cavalca (Figura 9) localizado entre las coordenadas geográficas 15° 32' latitud sur y 72° 36' longitud oeste, forma parte del nevado Coropuna que se encuentra en la cordillera Ampato, perteneciente a las cordilleras del sur.

Figura 9

Ubicación del glaciar Cavalca



Nota: a: El glaciar Cavalca forma parte del nevado Coropuna, b: ubicación de la estación meteorológica, c: la superficie glaciar está formado por penitentes, con la base congelada sobre el sedimento, d: la superficie glaciar evaluada.

El nevado Coropuna es un complejo volcánico que según la clasificación climática de Sagredo y Lowell (2012) se encuentra dentro del grupo de trópico exterior seco, caracterizado por las bajas temperaturas, escasa humedad y deficientes precipitaciones por lo que terminan teniendo

un clima árido. Las precipitaciones se presentan mayormente durante el verano (diciembre a marzo) y una estación seca durante el invierno. La aridez provoca un cambio en la elevación de la altitud de la línea de equilibrio (ELA) (Úbeda, 2013); el ELA varía entre 5700 m y 6000 m (INAIGEM, 2018b), con un gradiente térmico altitudinal de $0.0084^{\circ}\text{C}/\text{m}$ (Úbeda, 2011).

El retroceso de la superficie glaciar ha sido del 24 % entre los años 1980 y 2014 (Kochtitzky et al., 2018); del 48.09 % entre el 1955 y 2016 (INAIGEM, 2018b). Así mismo, para el caso específico, el glaciar Cavalca ha tenido un retroceso del frente glaciar de aproximadamente de -200 m durante el 2015 y 2018 (ANA, 2019).

Morfológicamente, el nevado Coropuna es un campo de hielo, debido a la forma de domo y el glaciar es evacuado a través de varias lenguas de forma radial; por lo que, el glaciar Cavalca tiene esta misma morfología; de acuerdo a su temperatura es un glaciar frío, ya que la temperatura está por debajo del punto de fusión y la base de hielo está congelada sobre el sedimento (Figura 9-c) con poco aporte superficial por las condiciones atmosféricas; según el tipo de cobertura superficial, es un glaciar descubierto o limpio, puesto que no se ha observado grandes cantidades de material superficial como detritos y cenizas.

Debido a las condiciones ambientales de escasa humedad, fríos, con vientos fuertes y rápido incremento de temperatura, la superficie glaciar se caracteriza por la formación de penitentes (Figura 9-c), los cuales son pináculos de hielo causado por un proceso de sublimación; es decir, la transformación directa de hielo a vapor de agua. Los penitentes se generan por efectos de ablación diferencial en regiones con larga estación seca, cielos descubiertos y fuerte insolación (Rivera et al., 2016). La altura de las penitentes varía de unos 30 cm en la parte baja de la lengua glaciar, hasta 1.9 m a 2.3 m en las partes medias. Este glaciar tiene un aporte de agua a la unidad hidrográfica de Ocaña.

Glaciar Chuecon

El glaciar Chuecon (Figura 10) ubicado entre las coordenadas 11° 55´ latitud sur y 76° 03´ longitud oeste, forma parte de la cordillera Central, el mismo que es parte de las cordilleras glaciares del Centro.

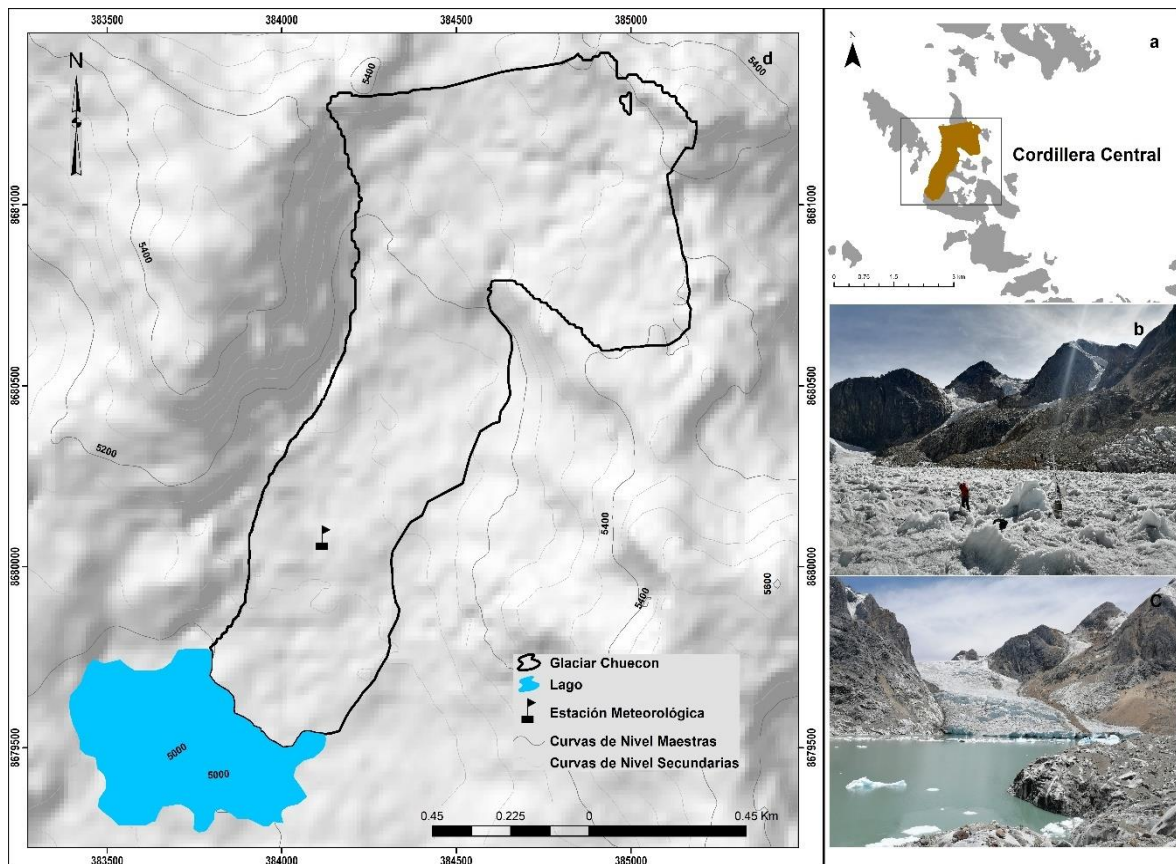
El clima de este glaciar se encuentra de acuerdo a la clasificación de Sagredo y Lowell (2012) en el grupo de trópico exterior húmedo (al norte); con poca variación de temperatura y dos estaciones bien diferenciadas, la estación seca que persiste entre los meses mayo a septiembre y una estación húmeda que ocurre durante los meses de octubre a abril, en esta última estación se da la ocurrencia de la mayor parte de las precipitaciones, con lo que hay una ganancia de masa (acumulación) y se da solo en esta temporada; lo contrario, la ablación ocurre durante todo el año.

El glaciar Chuecon es un glaciar de tipo valle conformado por una lengua glaciar; de acuerdo a su temperatura, son glaciares temperados porque el hielo tiene una temperatura de fusión de 0°C y, además hay, agua en contacto con el hielo, que fluye a través de grietas y cavidades hasta llegar a la base; el tipo de cobertura glaciar es descubierto, aunque en los extremos se observa glaciares cubiertos de detritos y escombros. En este glaciar, también se observa que la formación de penitentes, aunque este parece haber iniciado como respuesta a los cambios de clima que se están registrando.

En el ámbito de la cordillera Central, el retroceso de su superficie glaciar fue del 63.79 % entre los años 1962 a 2016 (INAIGEM, 2018a) y a nivel del glaciar Chuecon un retroceso de cerca de -111 m durante el 2014 – 2018 (ANA, 2019), consecuencia de este retroceso se ha formado una laguna, que a la vez contribuye a la pérdida del frente glaciar mediante el efecto calving; su aporte hídrico es a la unidad hidrográfica Mala.

Figura 10

Ubicación del glaciar Chuecon



Nota: a: ubicación del glaciar Chuecon en la cordillera central, b: ubicación de la estación meteorológica y se observa formación de penitentes en su superficie, c: laguna de origen glaciar, d: superficie glaciar evaluada.

Glaciar Artesonraju

El glaciar Artesonraju (Figura 11) se encuentra entre las coordenadas $8^{\circ} 57'$ latitud sur y $77^{\circ} 38'$ longitud oeste, es uno de los glaciares que conforma la cordillera Blanca, siendo este último la cordillera más extensa que alberga los glaciares tropicales.

El clima de este glaciar pertenece a la clasificación de trópico externo húmedo (al norte), caracterizada por la baja variabilidad estacional de la temperatura y una marcada estacionalidad de precipitación, de modo que se diferencian la estación seca que va de mayo a septiembre y la estación húmeda el resto de los meses. La acumulación ocurre durante la estación

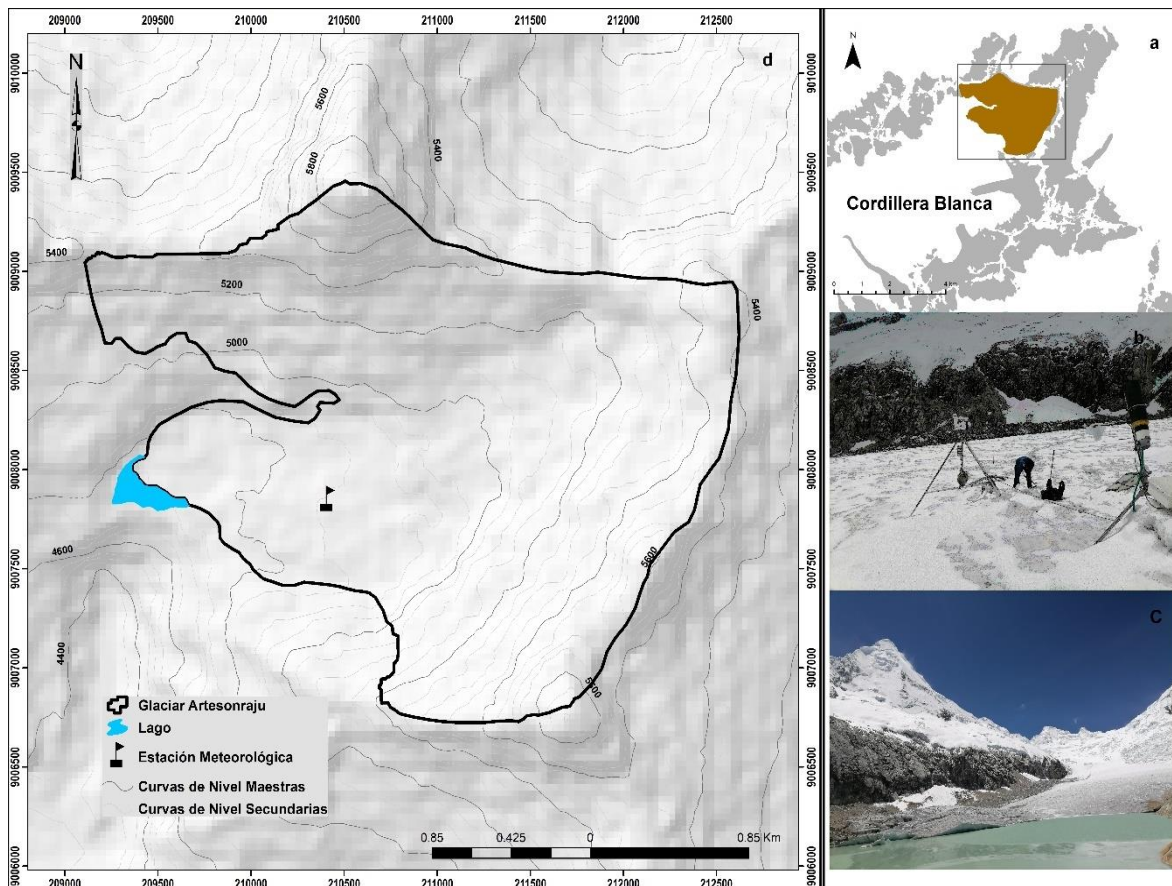
húmeda por encima del ELA, debido a las precipitaciones que se presentan durante estos meses.

La morfología del glaciar Artesonraju es de tipo montaña, puesto que la zona de acumulación se caracteriza por ser más ancho y el flujo se da por medio de una lengua glaciar, ambas zonas se diferencian bien del uno al otro; este glaciar se clasifica como temperado y el tipo de cobertura glaciar es descubierto o limpio, aunque en los márgenes se ha observado áreas cubiertas por detritos y escombros.

La cordillera Blanca ha tenido una pérdida de su superficie glaciar de 38.20% entre los años 1962 – 2016 (INAIGEM, 2018a); el glaciar Artesonraju tuvo un retroceso del frente glaciar de -94 m durante el 2006 – 2018 (ANA, 2019). Este retroceso ha tenido como consecuencia, aparte de los cambios en el régimen hídrico, la formación de una laguna que cada año incrementa su volumen; además, esta laguna contribuye a la fusión glaciar por la diferencia de temperatura mediante un proceso denominado efecto calving. Este aporte hídrico de este glaciar es a la unidad hidrográfica del Santa.

Figura 11

Ubicación del glaciar Artesonraju



Nota: a: ubicación del glaciar Artesonraju en la cordillera Blanca, b: la estación ubicada en la lengua glaciar, c: la laguna formada por el retroceso glaciar, d: superficie glaciar evaluada.

2.3. Definición de términos

Glaciar

Masa de hielo terrestre que fluye pendiente abajo (por deformación de su estructura interna y por el deslizamiento en su base), encerrado por los elementos topográficos que lo rodean, como las laderas de un valle o las cumbres adyacentes (IPCC, 2001).

Zona de ablación

Aquella zona del glaciar en la hay pérdida de masa glaciar por procesos de fusión, evaporación y sublimación (Rivera et al., 2016).

Zona de acumulación

Aquella zona del glaciar en la que hay una ganancia de masa glaciar por precipitaciones (Rivera et al., 2016).

Altitud de la línea de equilibrio

Nivel altimétrico donde el balance de masa glaciar alcanza 0 mm de agua. Esta línea teórica separa la línea de acumulación y ablación (IDEAM, 2012).

Altitud de la línea de nieve

Se refiere a la línea que permite diferenciar entre la superficie cubierta de nieve y el hielo (IDEAM, 2012).

Resolución espacial

Describe la capacidad del sensor para distinguir objetos en función de su tamaño; es decir, el tamaño del objeto más pequeño que puede ser distinguido en una imagen: tamaño del pixel (Pérez y Muños, 2006).

Resolución radiométrica

Se refiere a la sensibilidad que tiene el sensor de discriminar los valores de radiancia espectral, es decir los valores de brillo disponibles (Pérez y Muños, 2006).

Resolución temporal

Es la capacidad del satélite para que vuelva a visitar la misma zona en un periodo de tiempo, es decir, la frecuencia de cobertura (Castro, 1999).

Emisividad

Es la capacidad que tiene un cuerpo de emitir radiación a una temperatura determinada (Sobrino, 2000).

CAPÍTULO III

MARCO METEDOLÓGICO

3.1. Tipo de investigación

El presente trabajo de investigación es de campo, cuantitativa y correlacional.

3.2. Diseño de investigación

La investigación es de diseño longitudinal, ya que tiene como objetivo estimar la temperatura superficial glaciaria mediante imágenes Landsat 8 y comparar con datos de temperatura superficial derivadas a partir de la radiación solar reflejada medida en las estaciones meteorológicas instaladas en las lenguas glaciares, en el periodo 2018 – 2020.

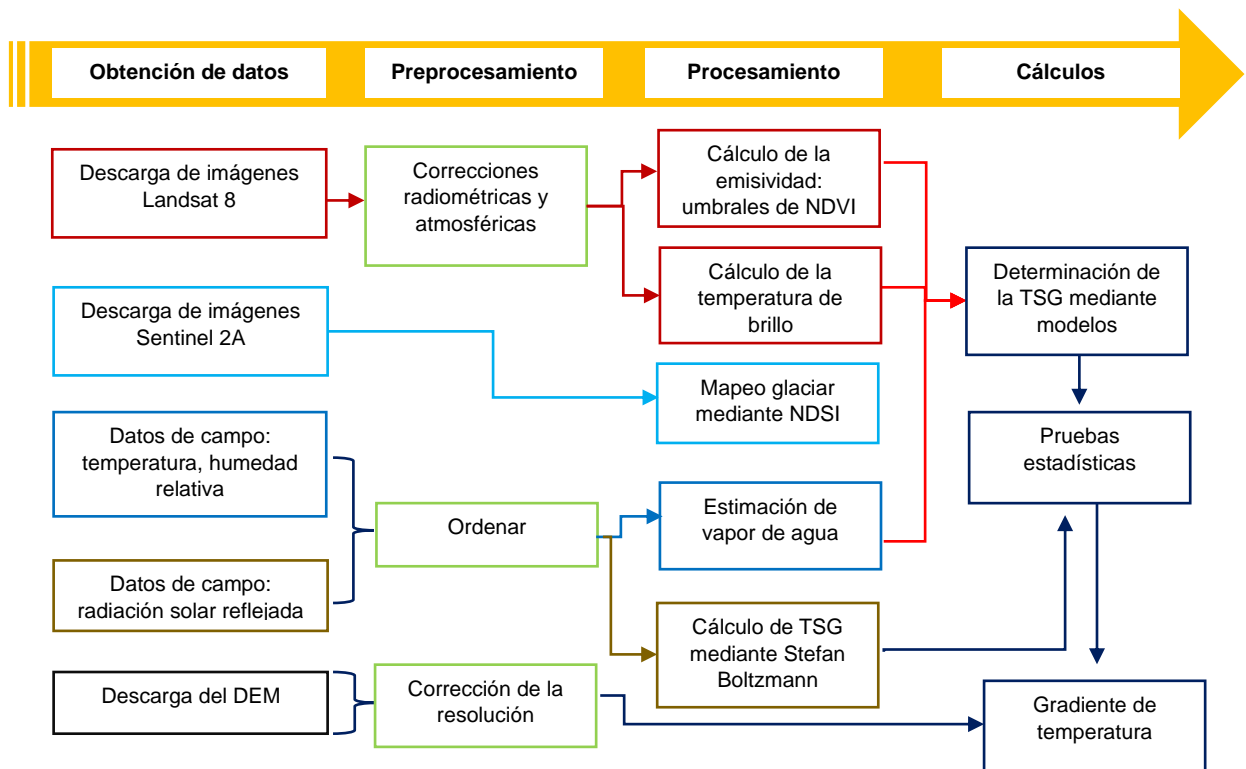
3.3. Métodos

3.3.1. Análisis documental

Se hizo una búsqueda bibliográfica sobre los fundamentos teóricos y estudios de estimación de temperatura superficial en glaciares a través de imágenes Landsat a fin de tener un buen sustento científico; así como el uso de la TSG en estudios glaciológicos.

Figura 12

Esquema metodológico



3.4. Población

En esta investigación, la población está conformada por las cordilleras Glaciares de los Andes del Perú, distribuidas en zonas de acuerdo al inventario nacional de glaciares realizada por el INAIGEM (2018a), en el cual se divide en: cordilleras del norte, cordilleras del centro y cordilleras del sur (Figura 8).

3.5. Muestra

La muestra está conformada por los siguientes glaciares representativos de cada zona: cordilleras del norte: glaciar Artesonraju (Figura 11); cordilleras del centro: glaciar Chuecon (Figura 10) y cordilleras del sur: glaciar Cavalca (Figura 9).

3.6. Técnicas e instrumentos validados de recolección de datos

3.6.1. Datos de campo

En este estudio se trabajó en base a los datos proporcionados por la Unidad de Glaciología – Autoridad Nacional del Agua, de los periodos de 2018 – 2020. Se utilizaron las siguientes variables: humedad relativa (%), temperatura (°C) y radiación solar reflejada (w/m^2), todos estos datos fueron medidos por sensores de las meteorológicas instalados en las lenguas glaciares de Artesonraju y Chuecon; en el glaciar Cavalca no hubo datos de radiación solar reflejada, pero sí de los demás, por lo que será una de las limitaciones del estudio para poder evaluar los modelos con datos medidos en campo; sin embargo, en base a los resultados obtenidos en los demás glaciares se evaluará el comportamiento de los modelos, de manera que se pueda proponer el que tenga mejor precisión.

La temperatura superficial glaciar no ha sido medida directamente como tal, por lo que se calculó mediante de la ley de Stefan Boltzmann, considerando que la primera ley de la radiación menciona que todo cuerpo por encima del cero absoluto radia energía y que este aumenta en función a su temperatura (Chuvieco, 1995; Verdugo, 2022); además, Aubry-Wake et al. (2015) utilizaron la ley de Planck y la ley de Stefan Boltzmann para calcular la radiación en función de su temperatura en superficies glaciares; por lo que en este trabajo, se hará lo contrario, es decir, determinar la temperatura superficial a partir de la radiación solar reflejada mediante la ley de Stefan Boltzmann.

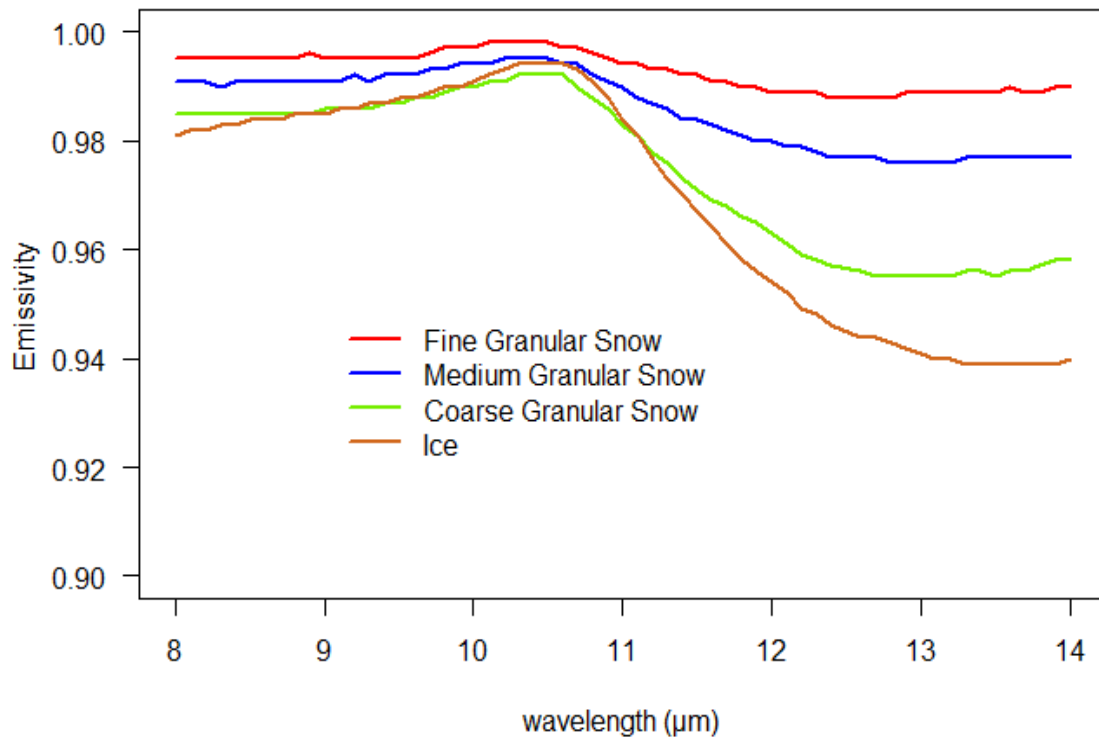
$$E = \varepsilon\sigma T^4 \quad (9)$$

Donde E es la radiación solar reflejada (w/m^2), σ es la constante de Stefan-Boltzmann ($5.67 \times 10^{-8} w m^{-2} K^{-4}$), T es la temperatura superficial glaciar (K) y ε la emisividad de nieve/hielo obtenido de la librería ASTER (<https://speclib.jpl.nasa.gov/>) para lo cual se consideró un valor constante de 0.991 para una longitud de onda de la banda 10 TIRS, ya que este tiene una

dependencia de la longitud de onda, el ángulo de observación y características de la superficie (Sobrino et al., 2008; Li et al., 2013).

Figura 13

Emisividad de distintos tipos de nieve



Nota: Se observa el comportamiento de la emisividad para diferentes tipos de nieve y hielo en el infrarrojo térmico, siendo máximo a una longitud de onda cercana a 11μm, a la vez este es cercano a la longitud de onda efectiva de la banda 10 TIRS del Landsat 8. Datos tomados de la librería ASTER.

3.6.2. Imágenes Landsat 8

Las imágenes Landsat 8 nivel 1, se descargaron de la página de Earth Explorer (<https://earthexplorer.usgs.gov/>) del Servicio Geológico de Estados Unidos (USGS) para las tres áreas de estudio, entre 2018 y 2020, escogiendo aquellas imágenes parciales o libres de nubosidad (los detalles se muestran en los Anexos).

Para la estimación de la emisividad se utilizaron las bandas roja e infrarroja cercana y para la TSG, la banda térmica 10 TIRS. El

preprocesamiento de las imágenes consistió en realizar correcciones que sirvan para corregir distorsiones ocasionadas al momento de que sensor capta la imagen; este proceso se realizó en Qgis, utilizando el Plugin de clasificación semiautomática (SCP) que ejecuta de manera automática las correcciones radiométricas y atmosférica DOS1 para las bandas roja e infrarroja cercana; corrección radiométrica para la banda térmica y determinación de la temperatura de brillo.

- **Corrección radiométrica.** Consiste en convertir la información de la imagen original (bruta) de cada pixel niveles digitales (ND) a niveles de reflectancia y así disminuir los efectos de dispersión o absorción causados por la presencia de partículas en la atmósfera, siguiendo la siguiente ecuación:

$$L_{10} = M_{10}Q_{dn} + A_{10} \quad (10)$$

Donde L_{10} , es la radiancia espectral térmica ($Wm^{-2}sr^{-1}\mu m^{-1}$) de la banda 10 TIRS; Q_{dn} , es el nivel de gris del píxel analizado; M_{10} , factor multiplicativo de reescalamiento específico de la banda y A_{10} , es el factor aditivo de reescalamiento específico de la banda; estos datos se han obtenido de los metadatos de cada imagen. A partir de esto, se procedió a calcular la temperatura de brillo con la banda 10 TIRS.

- **Cálculo de la temperatura de brillo.** La temperatura de brillo es una de las variables de entrada que se utiliza para cualquier modelo de estimación de TSG y se puede calcular a partir de la siguiente ecuación.

$$T_b = K_1 / \ln(1 + K_2 / L_{10}) \quad (11)$$

Donde T_b , es la temperatura de brillo en el sensor (K); K_1 y K_2 , son las constantes de conversión térmica específicas de la banda 10 TIRS, siendo $K_1 = 774.89 W m^{-2} sr^{-1} \mu m^{-1}$ y $K_2 = 1321.08 K$, estos datos de obtienen de los metadatos.

3.6.3. Mapeo de la cobertura glaciar

Para el mapeo de la cobertura glaciar se tomó como base el inventario de glaciares realizados anteriormente (ANA, 2014; INAIGEM, 2018a) y se siguió la metodología propuesta el INAIGEM (2017); para lo cual se descargaron imágenes satelitales del Sentinel 2A, debido a que este tiene una mayor resolución espacial (10 y 20 m), escogiendo imágenes libres de nubosidad y sin nieve temporal. Se aplicó el NDSI propuesto por Dosier (1989) a las bandas verde (banda 3) e infrarrojo (banda 11) mediante la siguiente ecuación.

$$NDSI = \frac{\text{banda 3} - \text{banda 11}}{\text{banda 3} + \text{banda 11}} \quad (12)$$

Los valores del *NDSI* varían entre -1 a 1 y solo se tomó en cuenta valores de $NDSI \geq 0.4$ para diferenciar áreas glaciares descubiertos, puesto que coincide óptimamente con el límite glaciar; para aquellas áreas que se encuentran cubiertos se realizó mediante interpretación visual de imágenes e inspección en campo, este último consistió en tomar puntos de control.

3.6.4. Contenido de vapor de agua

El vapor de agua en la atmósfera es el principal absorbente de la radiación en el espectro térmico; por tanto, influye en los cambios de la transmitancia atmosférica y por ende se estima a través de este (Qin et al., 2001; Qin et al., 2015).

Investigaciones anteriores utilizaron datos de mediciones de radiosondeos, datos estimados de las imágenes MODIS del producto total de vapor de agua precipitable (MODO5 y MYDO5) y otros, estimaron en base a datos de presión de vapor de agua saturada. Al no tener datos de radiosondeos en las áreas de estudio o las imágenes MODIS disponibles al momento del paso del satélite Landsat 8, se calculó en base a la presión de vapor de agua saturada.

La presión de vapor de agua saturada (e_w) se calcula a partir de la temperatura (T) y presión (P) (Buck, 1981).

$$e_w = (1.0007 + 3.46 \times 10^{-6}P) \times (6.1121) \times \exp\left(\frac{17.502T}{240.97+T}\right) \quad (13)$$

Por tanto, la presión real (e) se estima de la humedad relativa (HR):

$$e = e_w HR \quad (14)$$

Utilizando el factor de conversión 0.098 (Xiaolei, 2014), se tiene e en hecto pascales, vapor de agua (w) en g/cm².

3.6.5. Emisividad

La emisividad es un parámetro importante en todo modelo de recuperación de la TST y estimar el flujo energético (Ren et al., 2017), se considera que la emisividad tiene una dependencia de la longitud de onda, el ángulo de observación y características de la superficie (Sobrino et al., 2008; Li et al., 2013).

Se han desarrollado diversos modelos para la estimación de la emisividad a través de imágenes de satélite para la recuperación de la TST, tales como: modelo basado en la clasificación de la emisividad, umbrales de índice de vegetación de diferencia normalizada (NDVI) e índices espectrales independientes de la temperatura diurna/nocturna; sin embargo, son pocos los estudios que se han desarrollado para estimar la emisividad de nieve y hielo.

Hori et al. (2013) desarrollaron un modelo semi-empírico, considerando que Hori et al. (2006) demostraron que la emisividad de nieve y hielo varía dependiendo de las impurezas, longitud de onda, ángulo de observación y tamaño de grano; por lo que clasificaron la transición de nieve a hielo: nieve fina, nieve granular media, nieve granular grueso, corteza solar y hielo desnudo, no obstante, este modelo requiere datos simulados en laboratorio.

Considerando lo descrito por Hori et al. (2006) sobre el comportamiento de la emisividad de nieve/hielo y lo mostrado en la Figura 13, efectivamente la emisividad de superficies de nieve/hielo tiene una variación en función de la longitud de onda, por lo que se requiere determinar la emisividad en el espectro térmico, es decir, dentro del rango espectral de la banda 10 TIRS de Landsat 8.

Ren et al. (2017) realizó estimaciones de emisividad en diferentes superficies terrestres, incluido de nieve/hielo, para el rango espectral de las bandas térmicas de Landsat 8 mediante el modelo de umbrales de NDVI, obteniendo resultados óptimos; debido a ello se empleó este modelo para estimar la emisividad en las superficies glaciares y, además, se comparó con datos obtenidos de la librería ASTER mediante la determinación del coeficiente de determinación.

El modelo de umbrales NDVI fue propuesto por Sobrino y Raissouni, (2000), y Sobrino et al. (2008); este modelo clasifica según los valores de NDVI en tres tipos de cubiertas: píxel de suelo, vegetación completa y mixto:

- NDVI < 0.2: Los valores de los píxeles son considerados como suelo desnudo.
- NDVI > 0.5: Los valores de los píxeles son considerados como vegetación pura y se consideran valores constantes de emisividad.
- 0.2 < NDVI < 0.5: En este caso, se considera que los valores del píxel están compuestos por suelo desnudo y vegetación; la emisividad se calcula con la siguiente ecuación:

$$\varepsilon = \varepsilon_v P_v + \varepsilon_s (1 - P_v) + d_\varepsilon \quad (15)$$

Donde ε , es la emisividad; ε_v , es la emisividad de la vegetación; ε_s , es la emisividad del suelo, cuyos valores obtenidos de la librería ASTER son 0.99 y 0.973 respectivamente; P_v , es la proporción de la vegetación obtenida a partir del NDVI mediante la ecuación propuesta por Carlson y Ripley

(1997). Para Landsat 8, se calcula a partir de la banda roja e infrarroja cercana (b_5 y b_4) OLI.

$$NDVI = \left(\frac{b_5 - b_4}{b_5 + b_4} \right) \quad (16)$$

$$P_v = \left(\frac{NDVI - NDVI_{min}}{NDVI_{max} - NDVI_{min}} \right)^2 \quad (17)$$

Donde $NDVI_{max} = 0.5$ y $NDVI_{min} = 0.2$; d_ε en la Ecuación 15, es un término que toma en cuenta el efecto de la cavidad debido a la rugosidad de las superficies ($d_\varepsilon = 0$ para superficies planas) en áreas mixtas (Sobrino et al., 2008; Cristóbal et al., 2009); en caso de las superficies glaciares, estas son rugosas pero homogéneas, por lo que consideraremos $d_\varepsilon = 0$.

3.6.6. Modelos de estimación de la TSG

Se han desarrollado varios modelos para estimar la temperatura superficial, tales como el modelo de ventana dividida, multicanal y monocanal, siendo la característica principal que en las dos primeras se utilizan más de una banda térmica, lo contrario el último que solo usan una sola banda.

La banda 10 TIRS ha sido empleado ampliamente en los modelos monocanal a diferencia de la banda 11 TIRS, ya que en este último se observaron bandas no uniformes en todas las escenas y errores en la calibración absoluta (Montanaro et al., 2014; Gerace y Montanaro, 2017), por lo que recomendó usar la banda 10 TIRS, puesto que la banda 11 TIRS tenía mayor incertidumbre (Qin et al., 2015).

En este trabajo se utilizó dos modelos para estimar la TSG mediante imágenes de la banda 10 TIRS de Landsat 8: modelo de un solo canal mejorado de Jiménez-Muñoz et al. (2018) y el modelo de ventana única mejorado de Liao et al. (2020).

3.6.7. Modelo de un solo canal

Este modelo fue desarrollado inicialmente por Jiménez-Muñoz y Sobrino (2003) y se basa en la ecuación de la transferencia radiativa:

$$L_{sensor,\lambda} = [\varepsilon_\lambda B_\lambda(T_s) + (1 - \varepsilon_\lambda)L_{atm,\lambda}^\downarrow] \tau_\lambda + L_{atm,\lambda}^\uparrow \quad (18)$$

Donde $L_{sensor,\lambda}$, la radiancia del sensor ($W m^{-2} sr^{-1} \mu m^{-1}$); ε_λ , es la emisividad de la superficie; λ , es la longitud de onda en μm ; T_s , es la temperatura de la superficie (K); $L_{atm,\lambda}^\uparrow$, es la radiancia atmosférica descendente ($Wm^{-2}sr^{-1}\mu m^{-1}$); $L_{atm,\lambda}^\downarrow$, es la radiancia atmosférica ascendente ($Wm^{-2}sr^{-1}\mu m^{-1}$); τ_λ , es la transmisividad atmosférica y B_λ , es la emisión térmica de un cuerpo negro expresada por la ley de Planck:

$$B_\lambda(T_s) = \frac{C_1}{\lambda^5 \left[\exp\left(\frac{C_2}{\lambda T_s}\right) - 1 \right]} \quad (19)$$

Donde C_1, C_2 : son las constantes de radiación de Planck, con valores de $1.19104 \times 10^8 W \mu m^4 m^{-2} sr^{-1}$ y $1.43877 \times 10^4 \mu m K$.

Según Jiménez-Muñoz y Sobrino (2003) se puede obtener la temperatura superficial invirtiendo la Ecuación 6, obteniendo:

$$TST = \gamma [\varepsilon^{-1} (\psi_1 L_{sensor,\lambda} + \psi_2) + \psi_3] + \delta \quad (20)$$

$$\gamma = \left[\frac{C_2 L_{sensor,\lambda}}{T_b^2} \left(\frac{\lambda_{eff}^4}{C_1} L_{sensor,\lambda} + \lambda_{eff}^{-1} \right) \right]^{-1} \quad (21)$$

$$\delta = -\gamma L_{sensor,\lambda} + T_b \quad (22)$$

Donde T_b , es la temperatura de brillo aparente en k; ψ_1, ψ_2 y ψ_3 son funciones atmosféricas (ψ_1 es adimensional y ψ_2 y ψ_3 tienen unidades de

radiancia, $Wm^{-2}sr^{-1}\mu m$), en delante \mathcal{F}_1 , \mathcal{F}_2 y \mathcal{F}_3 respectivamente y λ_{eff} , es la longitud de onda efectiva definida como:

$$\lambda_{eff} = \frac{\int \lambda f_{\lambda} d\lambda}{\int f_{\lambda} d\lambda} \quad (23)$$

Donde λ_{eff} se obtiene de la respuesta espectral de la banda 10 TIRS, y tiene un valor de 10.904; Sobrino et al. (2009) y Jiménez-Muñoz et al. (2018) mejoraron este modelo introduciendo a las funciones atmosféricas la dependencia del contenido de vapor de agua, temperatura del aire o combinación de ambos, ya que inicialmente en el trabajo de Jiménez-Muñoz y Sobrino (2003), estas funciones atmosféricas dependían únicamente del contenido de vapor de agua.

$$\mathcal{F}_{1(w,Ta)} = \frac{1}{\tau_{(w,Ta)}} \quad (24)$$

$$\mathcal{F}_{2(w,Ta)} = -L_{atm}^{\downarrow}(w,Ta) - \frac{L_{atm}^{\uparrow}(w,Ta)}{\tau_{(w,Ta)}} \quad (25)$$

$$\mathcal{F}_{3(w,Ta)} = L_{atm}^{\downarrow}(w,Ta) \quad (26)$$

Donde w es el vapor de agua en $g\ cm^{-2}$ y T_a es la temperatura del aire cerca de la superficie en K. Estas funciones se calcularon y se ajustaron estadísticamente con un polinomio de segundo grado.

$$\mathcal{F}_n = iw^2 + hT_a^2 + gw + fT_a + eT_a^2w + dT_aw + cT_aw^2 + bT_a^2w^2 + a \quad (27)$$

Donde $n = 1, 2, 3$ y $a, b, c, d, e, f, g, h, i$ son los coeficientes numéricos del ajuste estadístico que se muestran en la Tabla 4, a partir de la Ecuación 27 se derivan las demás funciones de acuerdo a la dependencia del w o T_a .

Tabla 4*Coeficientes numéricos de las funciones \mathcal{F}_1 , \mathcal{F}_2 y \mathcal{F}_3*

Coeficientes	\mathcal{F}_1	\mathcal{F}_2	\mathcal{F}_3
A	4.472973036	-30.370278526	-3.761839863
B	-0.000074826	0.000911877	-0.000141775
C	0.046628212	-0.573195671	0.091136221
D	0.023169178	-0.784441953	0.545348754
E	-0.000049617	0.001408070	-0.000909502
F	-0.026274528	0.215779723	0.041809016
G	-2.452320564	106.550930378	-79.95838061
H	0.000049212	-0.000376021	-0.000104728
I	-7.212197938	89.615688886	-14.65954911

Nota: coeficientes modelados con w y T_a de GAPRI₄₇₁₄. Tomado de Jiménez Muñoz et al. (2018).

3.6.8. Modelo de ventana única

Este modelo fue desarrollado por Qin et al. (2001) para recuperar la temperatura superficial de las series Landsat; también se basa en la resolución de la ecuación de la transferencia radiactiva. Sin embargo, Qin et al. (2015) y Liao et al. (2020) mejoraron y aplicaron a los datos de Landsat 8 banda 10 TIRS, expresado de la siguiente manera:

$$T_S = \frac{a_{10}(1 - C_{10} - D_{10}) + [b_{10}(1 - C_{10} - D_{10}) + C_{10} + D_{10}]T_b - D_{10}T_m}{C_{10}} \quad (28)$$

Donde T_S es la TSG en °C; T_b es la temperatura de brillo para la banda 10 TIRS; T_m es la temperatura atmosférica media efectiva; a_{10} y b_{10} son las constantes utilizadas para aproximar la derivada de la función de radiancia de Planck con valores de -55.4276 y 0.4086 respectivamente; C_{10} y D_{10} son parámetros internos del modelo y se obtienen a partir de las siguientes ecuaciones:

$$C_{10} = \tau\varepsilon \quad (29)$$

$$D_{10} = (1 - \tau)[1 + (1 - \varepsilon)\tau] \quad (30)$$

Donde τ es la transmitancia atmosférica y ε es la emisividad de la superficie. Para el cálculo de la T_m se van derivar a partir de las ecuaciones lineales propuesta por Qin et al. (2001) que se muestran en la Tabla 5.

Tabla 5

Ecuaciones lineales para la estimación de T_m

Atmósferas	Ecuaciones
Modelo Tropical	$T_m = 17.9769 + 0.9172T_a$
Verano de Latitud Media	$T_m = 16.0110 + 0.9262T_a$
Invierno de Latitud Media	$T_m = 19.2704 + 0.9112T_a$

Nota: Relaciones lineales para estimar la temperatura atmosférica media efectiva a partir de la temperatura atmosférica cerca de la superficie, para el estudio se tomó el modelo tropical. Tomado de Qin et al. (2015).

La transmitancia atmosférica es otro de los parámetros importantes en la estimación de la temperatura superficial, debido a que la radiación térmica que viaja hacia el sensor es absorbida por ozono, aerosoles, vapor de agua y otros, Liao et al. (2020); sin embargo, el vapor de agua tiene una mayor influencia en la transmitancia atmosférica en el rango térmico (Qin et al., 2001), por lo que se estima a través de una relación lineal que se muestra en la Tabla 6.

Tabla 6

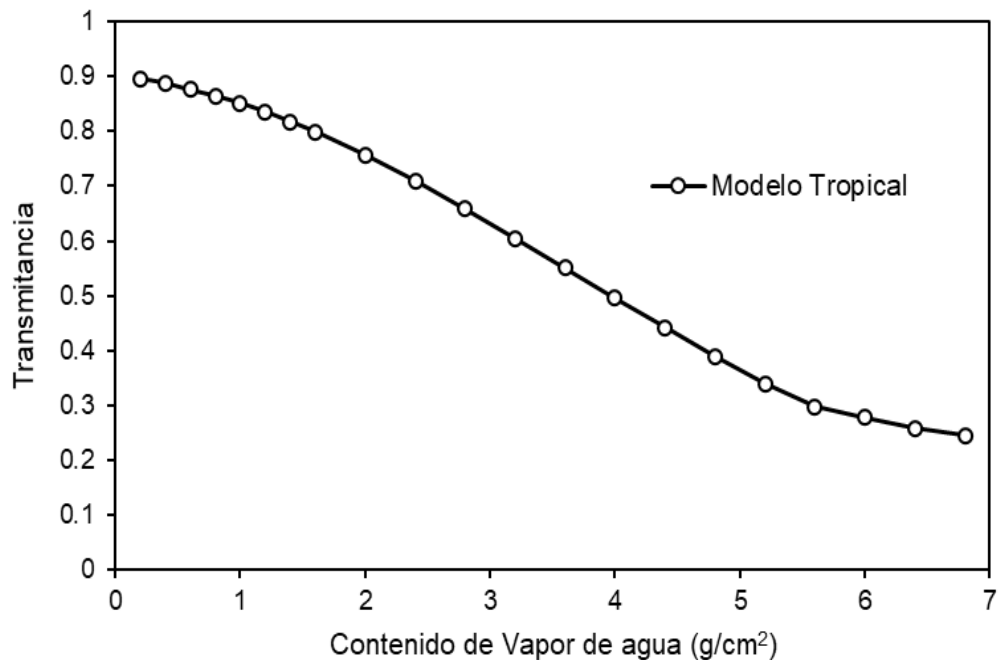
Ecuaciones lineales para la estimación de la Transmitancia Atmosférica

Atmósferas	w (g/cm ²)	Ecuaciones	R ²
Verano de Latitud Media	0.2 - 1.6	$\tau = 0.9184 - 0.0725w$	0.983
	1.6 - 4.4	$\tau = 1.0163 - 0.1330w$	0.999
	4.4 - 5.4	$\tau = 0.7029 - 0.0620w$	0.996
Modelo Tropical	0.2 - 2.0	$\tau = 0.9220 - 0.0780w$	0.983
	2.0 - 5.6	$\tau = 1.0222 - 0.1310w$	0.999
	5.6 - 6.8	$\tau = 0.5422 - 0.0440w$	0.991
Invierno de Latitud Media	0.2 - 1.4	$\tau = 0.9228 - 0.0735w$	0.998

Nota: Relación entre el contenido de vapor de agua y la transmitancia atmosférica, para el estudio se tomó el modelo tropical. Tomado de Qin et al (2015).

Figura 14

Cambio de transmitancia atmosférica con el contenido de vapor de agua



Nota: La transmitancia atmosférica disminuye al aumentar el contenido de vapor de agua en el modelo tropical. Tomado de Qin et al (2015).

3.6.9. Gradiente de temperatura

La temperatura no solo tiene una variación latitudinal, sino también con la altitud; por lo que, para determinar esta variación, se evaluó el gradiente de temperatura superficial glaciar en las tres áreas de estudio, mediante la siguiente ecuación:

$$GT = \frac{\Delta T}{\Delta Z}$$

Donde, GT es el gradiente de temperatura calculada en °C/m; ΔT , es la variación de temperatura y ΔZ es la variación de la altitud, pero para poder evaluar por cada 100 m de desnivel, se corrige multiplicando por 100.

Los datos de altitud se obtuvieron de los modelos de elevación digital (DEM) descargados del ALOS PALSAR DEM a una resolución de 12.5 m y posteriormente llevar a una resolución de 30 m, igual que el de la TSG obtenido del modelo que mejor ajuste tuvo: modelo de un solo canal.

3.6.10. Análisis de sensibilidad

Algunos parámetros o variables de entrada en los modelos de estimación de la TSG se determinaron mediante modelos propuestos, debido a la falta de disponibilidad de datos *in situ* en las áreas de estudio; por lo que, un error en la determinación de estos parámetros, implicará error en la estimación de la TSG; debido a ello, se requiere realizar un análisis de sensibilidad de los modelos y evaluar los errores de estimación. Qin et al. (2001) propuso la siguiente ecuación:

$$\Delta TSG = |TSG(x + \Delta x) - TSG(x)| \quad (32)$$

Donde, ΔTSG es el error de estimación del modelo debido al error de la variable x , Δx es el posible error de x ; $TSG(x+\Delta x)$ y $TSG(x)$ son las TSG calculados por el modelo, respectivamente.

Para evaluar el impacto del error en la determinación del contenido de vapor de agua se consideró un rango de error de $\pm 0.5 \text{ g/cm}^2$ en intervalos

de 0.1 g/cm²; para la emisividad, un rango de error de ± 0.01 en intervalos de 0.002.

3.7. Plan de procesamiento y análisis estadístico de la información

El análisis estadístico consistió, primero en verificar si los datos tenían una distribución normal y poder aplicar pruebas paramétricas; para lo cual se hizo la prueba de bondad de ajuste de prueba de Kolmogorov-Smirnov y los datos se ajustaron.

Los métodos estadísticos usados para determinar la precisión se basaron en métodos que compara los valores calculados por el modelo y los observados; aunque también, se tomó en cuenta los estadísticos usados en los antecedentes para evaluar precisión y de modo que se pueda comparar los resultados obtenidos, los cuales son: error cuadrático medio (MSE), raíz del error cuadrático medio (RMSE) y sesgo medio de error (MBE).

El MSE es la distancia al cuadrado entre valores reales y predichos; el RMSE mide la magnitud promedio de los errores, valores cercanos a 0 indican ajuste perfecto; el MBE es el error promedio de pronóstico entre dos conjuntos de datos, valores cercanos a 0 son mejores, valores negativos indican una subestimación y valores positivos una sobreestimación.

Se analizó primero entre datos observados y datos obtenidos mediante los modelos; finalmente entre datos obtenidos de los modelos, esto con la finalidad de poder evaluar el comportamiento de los modelos a nivel de los glaciares estudiados y observar su ajuste.

Para el análisis de la relación entre la TSG y la elevación, se analizaron métodos basados en regresión, determinando la ecuación lineal y el coeficiente de determinación (R^2) de igual manera para validar la emisividad obtenida en los glaciares, se determinó R^2 entre los datos obtenidos y datos teóricos medidos en laboratorio de la librería ASTER.

Los valores de R^2 varía de -1 a 1, siendo estos los valores óptimos; además de ello se elaboró gráficos lineales y de cajas.

CAPÍTULO IV

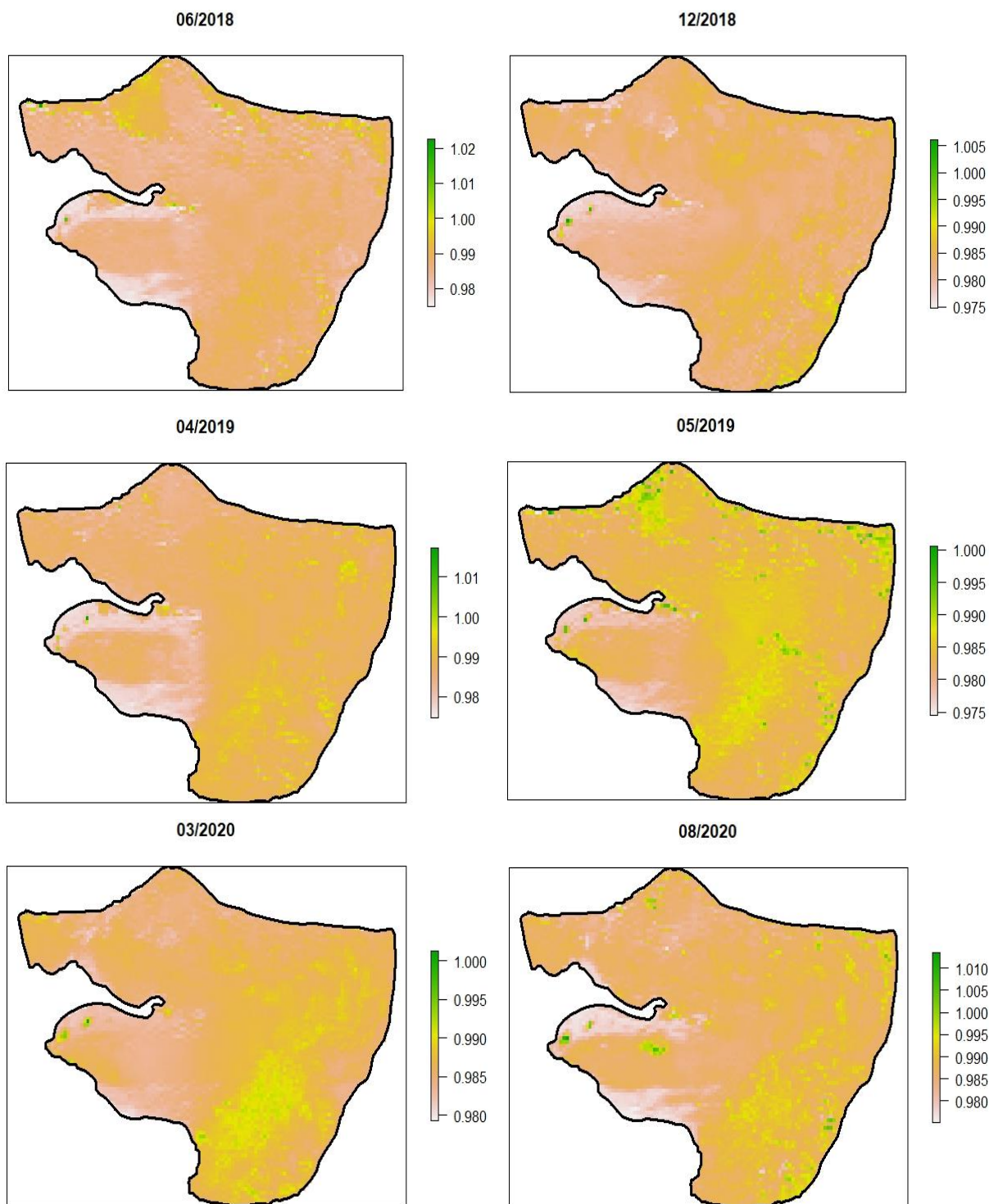
RESULTADOS



4.1. Resultados de emisividad

Figura 15

Emisividad obtenida en el glaciar Artesonraju



De acuerdo a la Figura 15, la emisividad obtenida en el glaciar Artesonraju muestra valores predominantes para los meses de 06/2018, 04/2019, 03/2020 y 08/2020 entre 0.985 – 0.990; para los meses de 12/2018 y 05/2019, los valores obtenidos varían entre 0.980 – 0.985.

Esta variación se debe a la presencia de granos de nieve y hielo a lo largo del glaciar, condicionada por la ocurrencia de precipitaciones sólidas días antes y los cambios en las condiciones meteorológicas, que favorecen la diagénesis de hielo, y como se ha observado en la Figura 13, los valores de emisividad de nieve son ligeramente mayores que las de hielo. En los meses de 06/2018, 04/2019 y 05/2019 se logra diferenciar la latitud de la línea de nieve (SLA), por debajo del cual se tiene valores de emisividad entre 0.980 – 0.985 y en los demás meses no se logra diferenciar debido a la presencia de nieve fresca producto de las precipitaciones.

En los extremos de la lengua glaciar, la emisividad está por debajo de 0.98 por la presencia de detritos que cubren la masa glaciar y reducen la emisividad, como se observa en la Figura 16.

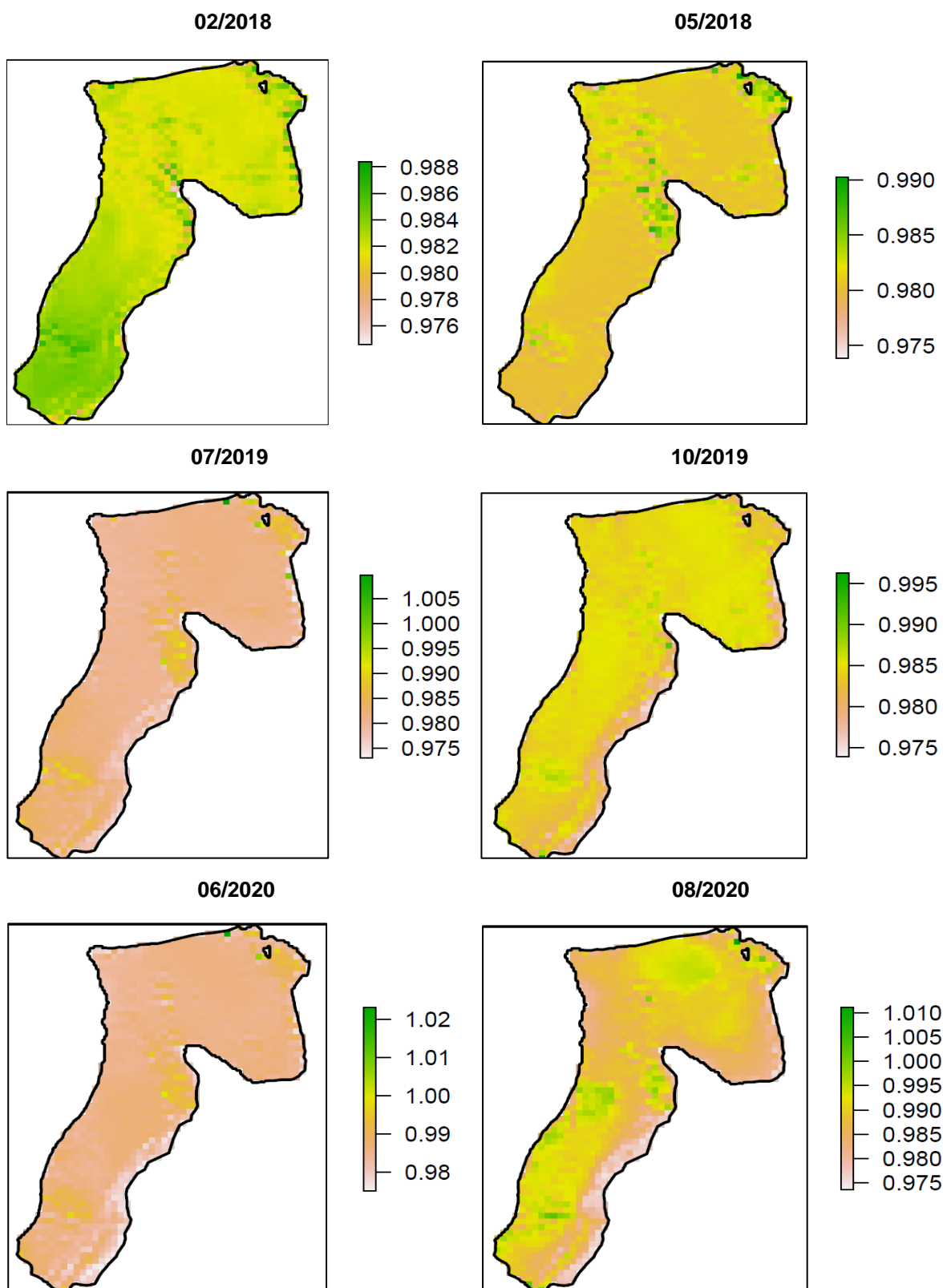
Figura 16

Detritos laterales en la lengua glaciar Artesonraju



Figura 17

Emisividad obtenida en el glaciar Chuecon



La Figura 17 muestra la emisividad obtenida en el glaciar Chuecon, los valores varían entre 0.980 – 0.985 para los meses de 02/2018, 05/2018, 07/2019 y 10/2019; para 06/2020 y 08/2020, los valores de la emisividad predominantes están entre 0.985 – 0.990.

La variación espacial de la emisividad se evidencia en 02/2018, en la que se observa mayores valores en la parte baja de la lengua glaciar y menores valores en las partes altas; en 08/2020 ocurre lo contrario, observando mayores valores en la zona de acumulación y la parte media y baja de la lengua glaciar; en la parte alta de la lengua glaciar, menores valores.

Estas variaciones se deben a la presencia de nieve debido a la ocurrencia de precipitaciones días antes, las condiciones de temperatura que favorecen la diagénesis de hielo en la parte alta, así como su derretimiento, conjuntamente con la orografía. Los valores de emisividad menores a 0.980 se observan en el extremo derecho de la lengua glaciar, esto por la presencia de detritos (Figura 18).

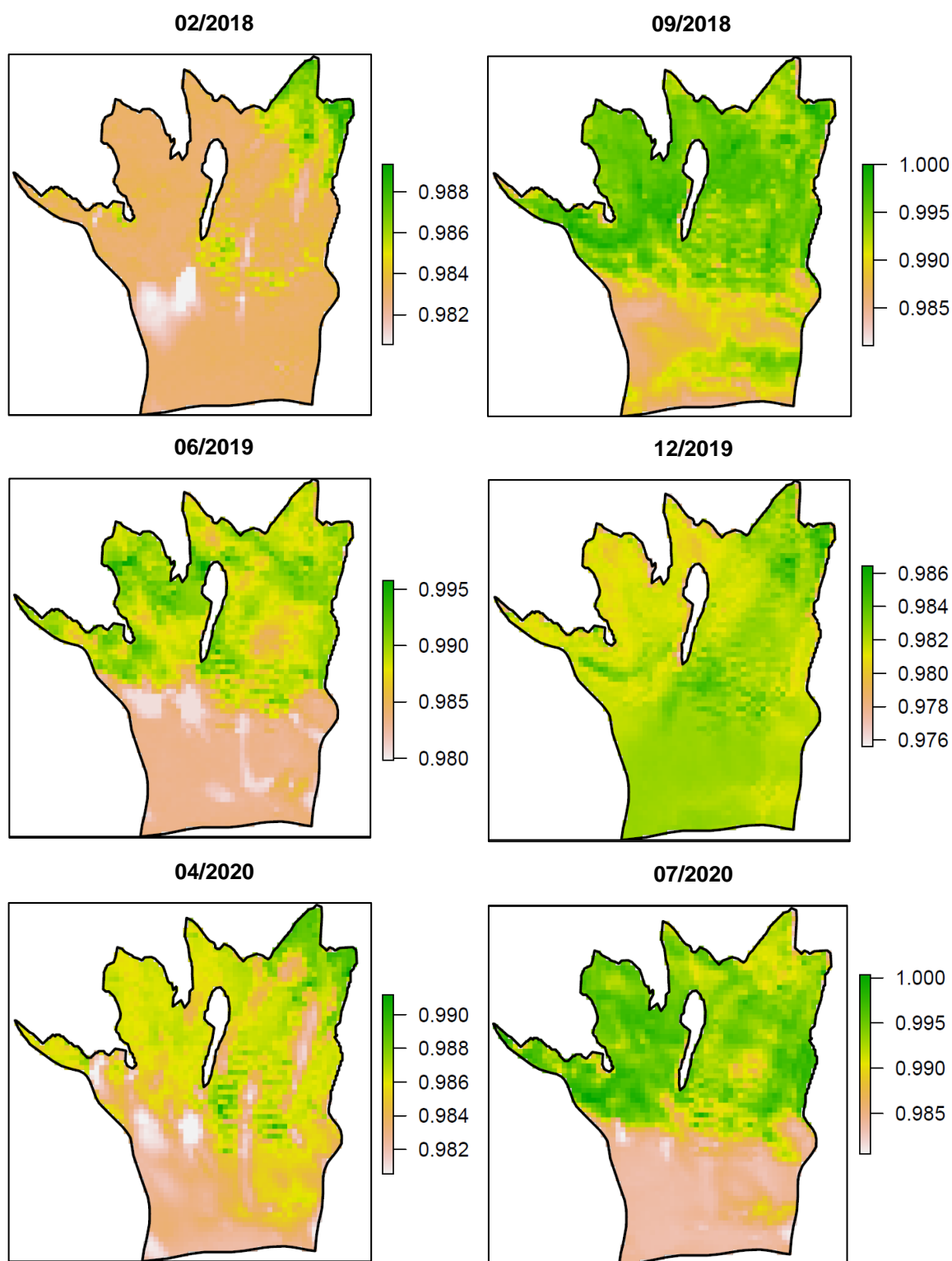
Figura 18

Detrito lateral derecho del glaciar Chuecon



Figura 19

Emisividad obtenida en el glaciar Cavalca



Los valores de la emisividad obtenidas en el glaciar Cavalca se muestran en la Figura 19; para los meses de la estación húmeda: 02/2018 y 12/2019 toda el área glaciar tiene valores entre 0.980 – 0.985, esto debido a la presencia de nieve en proceso de diagénesis a hielo.

Para los meses de 09/2018, 06/2019, 04/2020 y 07/2020 hay una clara diferencia de los valores entre las zonas del glaciar, por sobre la altitud de la línea de nieve, la emisividad está entre 0.980 – 0.985 y por debajo de esta línea, los valores se encuentran entre 0.985 – 0.995; esta diferencia en la variación para los meses de la estación seca, se debe a que las zonas de acumulación están cubiertas de hielo; en cambio, en las zonas de ablación, la superficie está cubierta de penitentes, que por sus características se pueden encontrar charcos de agua entre los surcos; las columnas y crestas al estar libre de partículas se encuentran cubiertas de agua por la fusión, los cuales aumentan la emisividad.

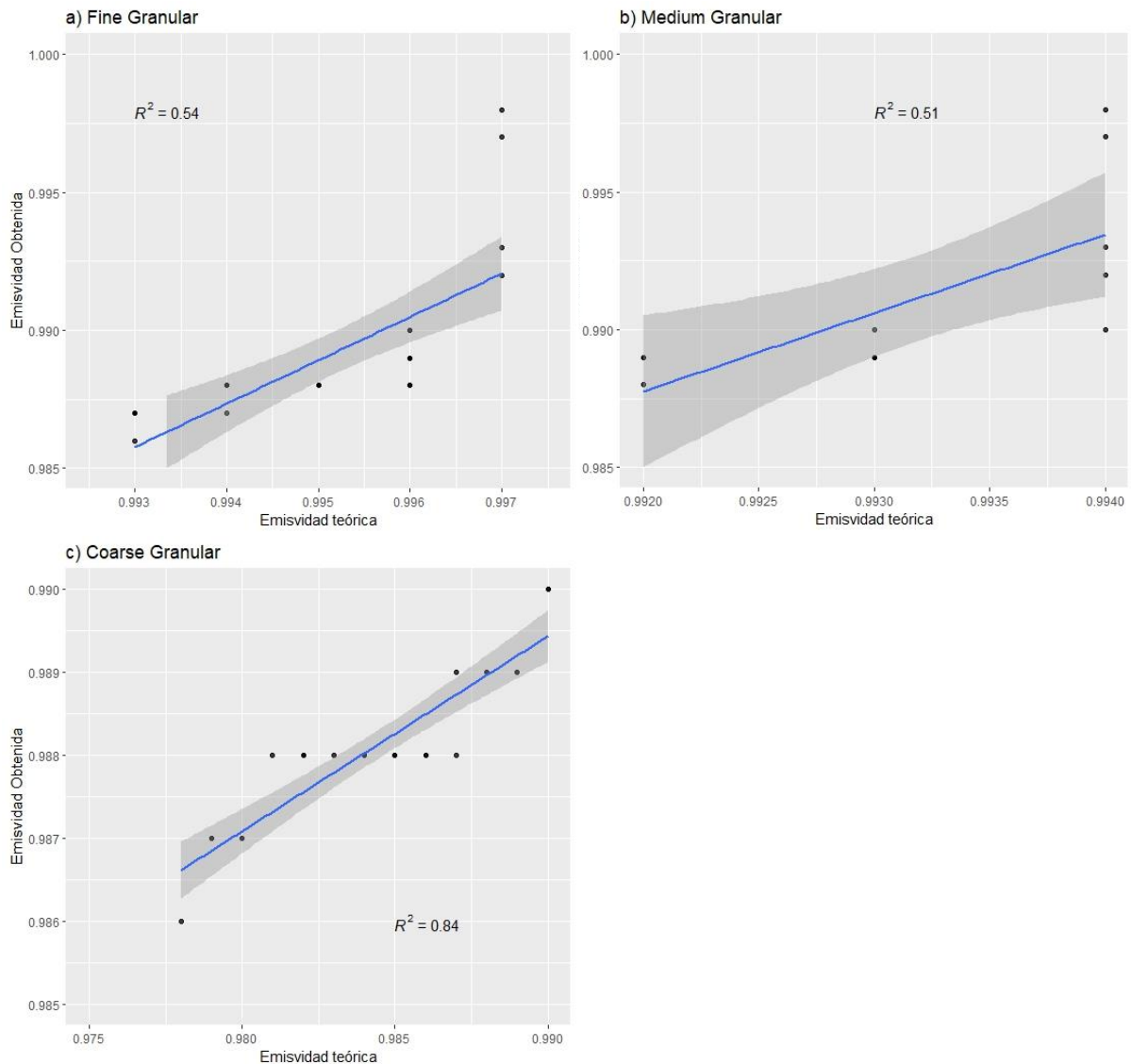
Figura 20

Charcos de agua sobre los penitentes del glaciar Cavalca



Figura 21

Validación de la emisividad del glaciar Artesonraju

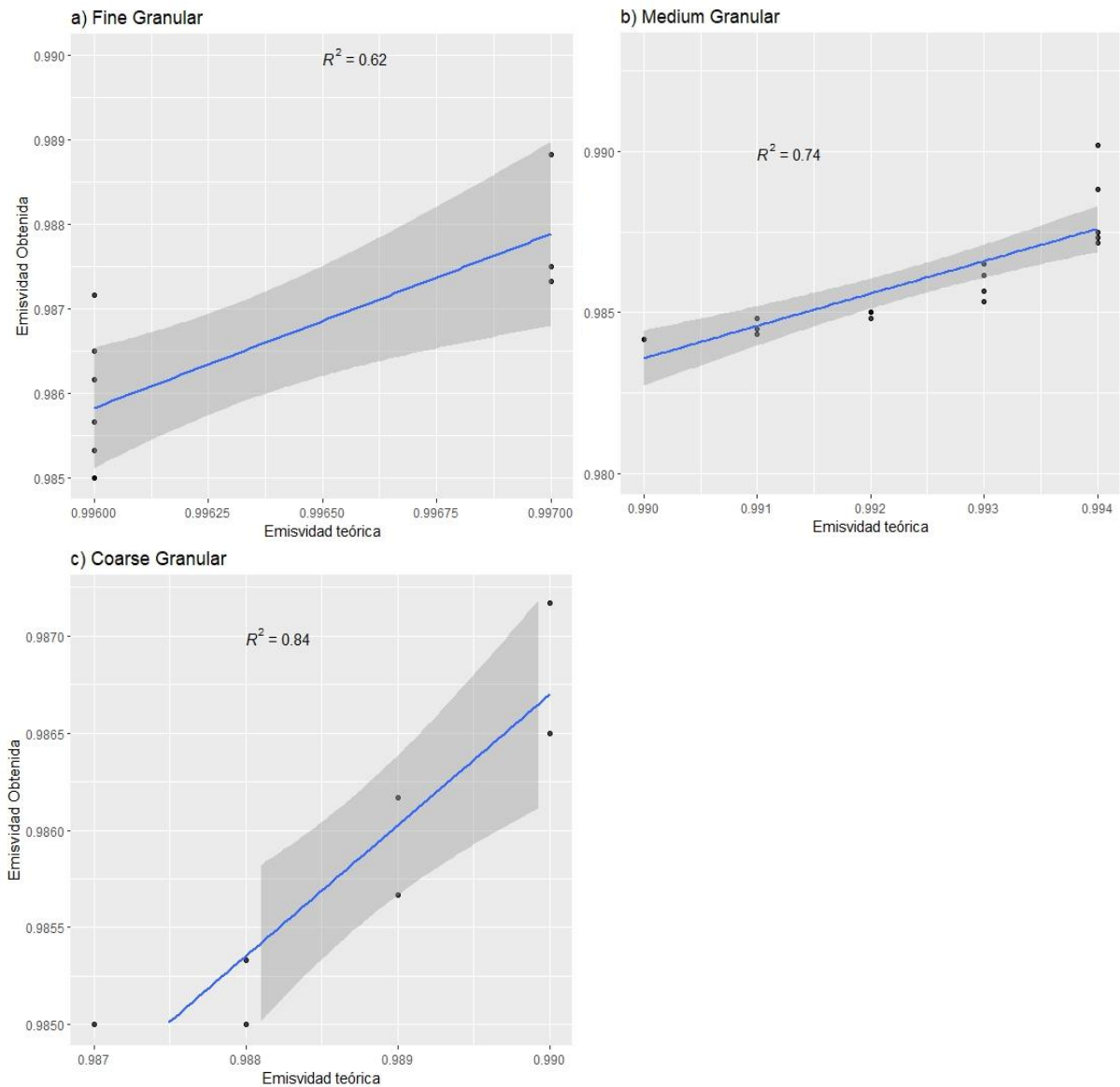


Después de obtener la emisividad en el glaciar Artesonraju, se tuvo que validar con datos teóricos obtenidos de la librería ASTER para tres tipos de granos de nieve (Figura 21), la emisividad de grano grueso y hielo son similares (Figura 13); hay una relación lineal positiva con un R^2 de 0.54 entre la emisividad obtenida y la emisividad teórica de nieve de grano fino, mientras la relación lineal entre la emisividad obtenida y la emisividad teórica de nieve de grano medio tiene un R^2 de 0.51, y por último, el R^2 para la relación entre la emisividad obtenida y la emisividad teórica de nieve de

grano grueso es 0.84, siendo el de mayor valor entre los tres tipos de nieve, por la predominancia de este tipo de en toda el área glaciár.

Figura 22

Validación de la emisividad del glaciár Chuecon

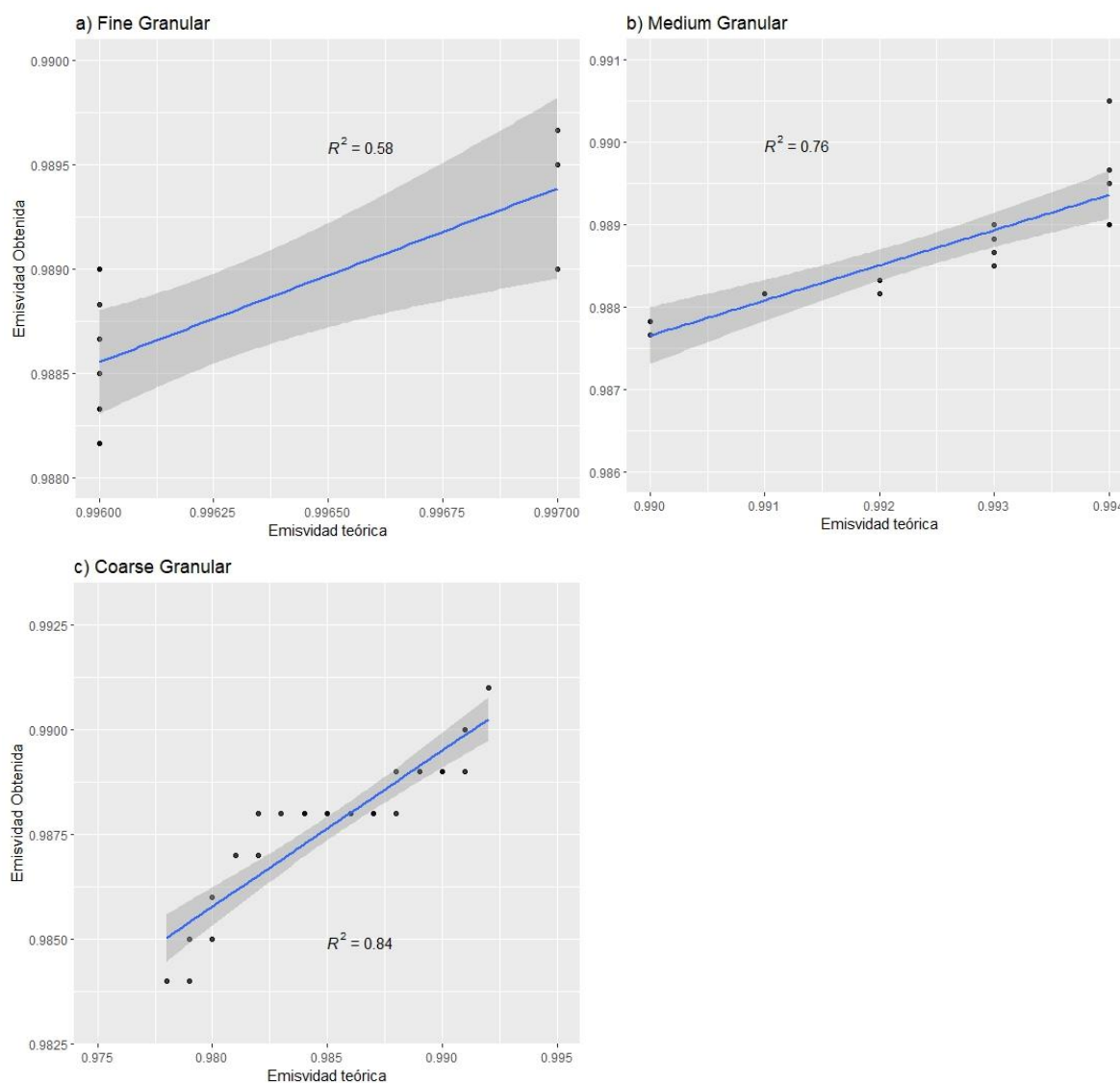


La Figura 22 muestra la relación lineal entre la emisividad obtenida y la emisividad teórica del glaciár Chuecon; obteniendo valores de R^2 0.62, 0.74 y 0.84 al comparar con emisividad teórica para nieve de grano fino, medio y grueso respectivamente, habiendo una buena relación; sin embargo, el valor más alto se obtiene al comprar con la emisividad de nieve de grano

grueso, ello debido a que este tiene emisividad similar al del hielo, lo cual indica que predominancia de estos en al área glaciár.

Figura 23

Validación de la emisividad del glaciár Cavalca

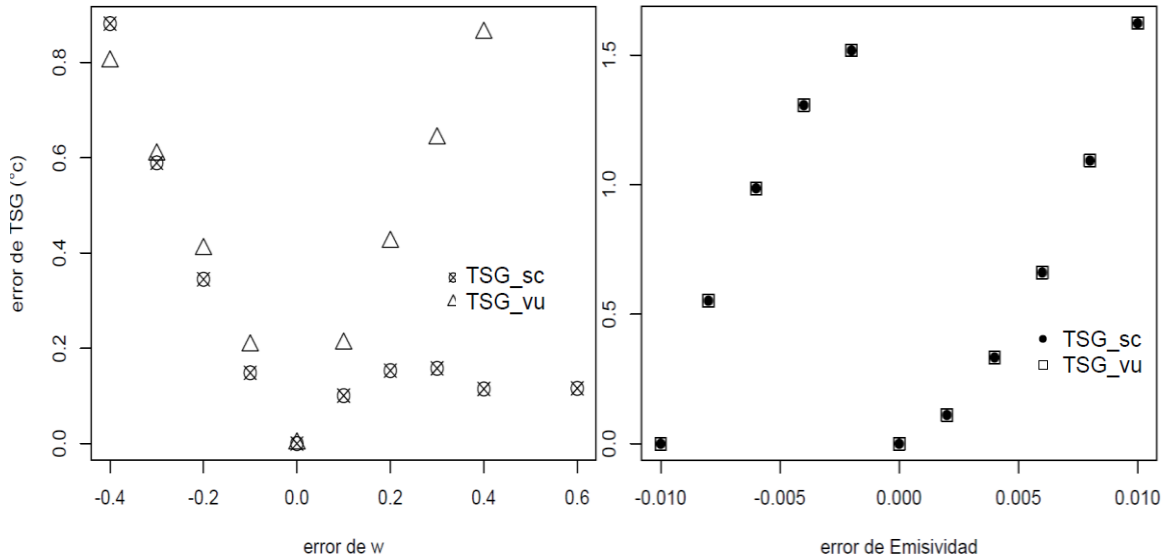


De la Figura 23, se observa la relación lineal entra la emisividad obtenida en el glaciár Cavalca y la emisividad teórica, cuyos valores de R^2 entre la emisividad obtenida y la emisividad teórica de nieve de grano fino es de 0.58, nieve de grano medio es de 0.76 y nieve grano grueso es de 0.84. De la misma forma que en los glaciares anteriores, la mejor relación lineal se ha obtenido con datos de emisividad para nieve de grano grueso o similares a hielo, lo que indica la predominancia de este sobre superficies glaciares

4.2. Análisis de sensibilidad

Figura 24

Análisis de sensibilidad



Nota: TSG_sc es la temperatura superficial glaciar obtenida con el modelo de un solo canal y TSG_vu, es la temperatura superficial glaciar obtenida con el modelo de ventana única, w es el contenido de vapor de agua (g/cm^2).

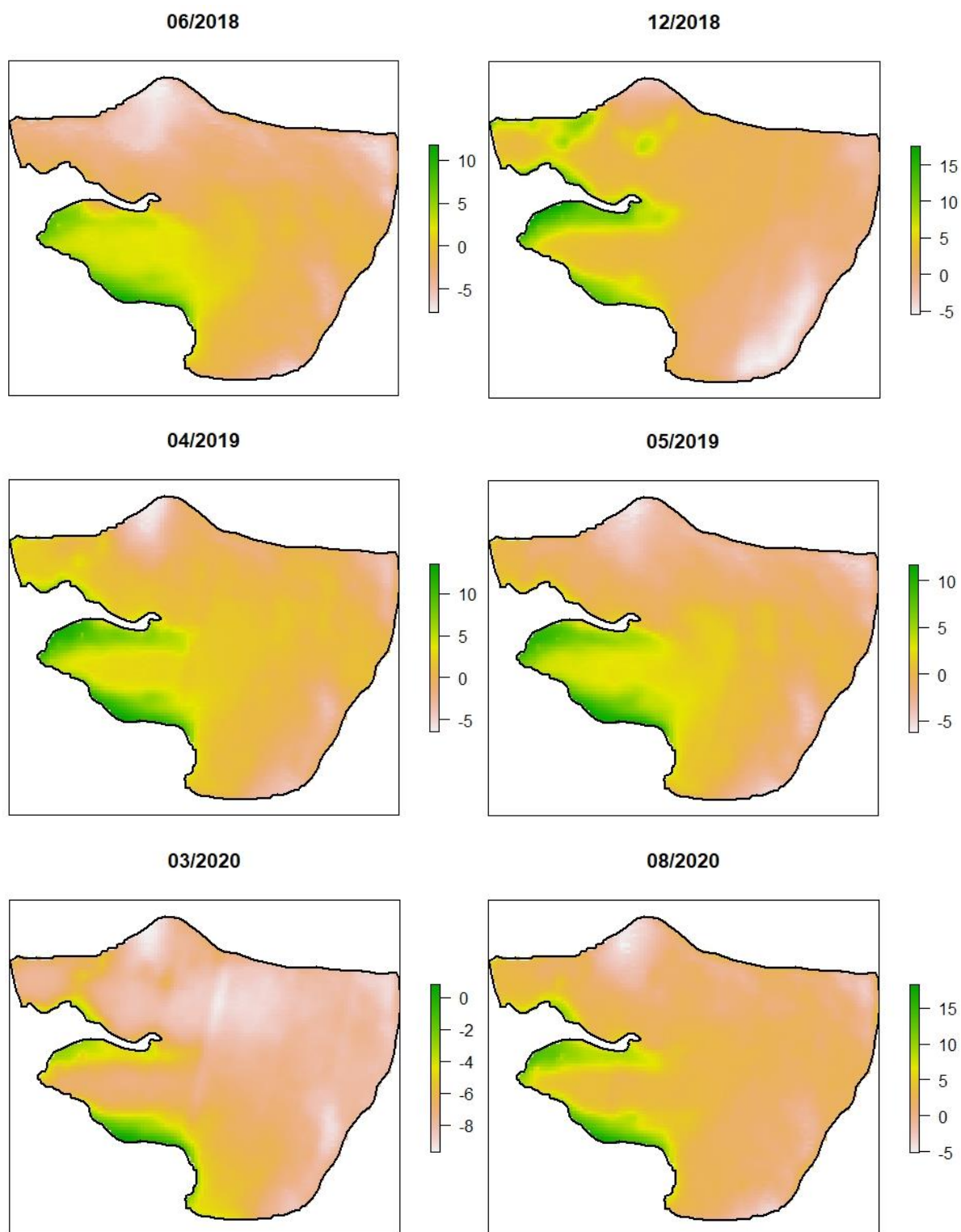
El TSG_vu tiene una sensibilidad parecida a los errores de sobreestimación y subestimación de w, es decir, para un error de $\pm 0.2 \text{ g}/\text{cm}^2$ habrá un error en la estimación de la TSG de 0.4°C . Para el TSG_sc, la sensibilidad es diferente, para una subestimación de w de $-0.2 \text{ g}/\text{cm}^2$, el error en la estimación de TSG es de 0.3°C ; sin embargo, errores en la sobreestimación de w no tienen esta tendencia en el modelo de solo un canal, ya que para un error de $0.4 \text{ g}/\text{cm}^2$ se tiene un error de 0.1°C .

En cuanto a la sensibilidad a errores de emisividad, ambos modelos tienen comportamiento similar, para un error de -0.008 , el error en la estimación de TSG es de 0.55°C , este error es mayor cuando hay una sobreestimación, es así que, para un error de 0.008 , el error es de 1.1°C .

4.3. Resultados de temperatura superficial glaciara estimadas

Figura 25

TSG obtenida en el glaciar Artesonraju



La temperatura superficial del glaciar Artesonraju obtenida se muestra en la Figura 25, para 06/2018 y 05/2019 se tiene valores bajo 0°C en la parte alta, sobre la altitud de la línea de nieve y por debajo de este, los valores están en el rango de $0 - 5^{\circ}\text{C}$; para 12/2018, 04/2019 y 08/2020, los valores de TSG en casi toda el área glaciar están entre $0 - 5^{\circ}\text{C}$, solo en las partes más altas de la zona de acumulación están por debajo de 0°C , esto se debe a que estos meses predominan condiciones características de la estación seca. En todos estos meses, los valores en las áreas que se encuentran cubiertas de detritos, los valores de TSG son mayores a 5°C .

En 03/2020, toda el área glaciar tiene una temperatura por debajo de -5°C y en los extremos de la lengua glaciar que se encuentran cubierto de detritos (Figura 16), valores varían entre -5 a 0°C , ello se debe por la ocurrencia de precipitaciones características de la estación húmeda.

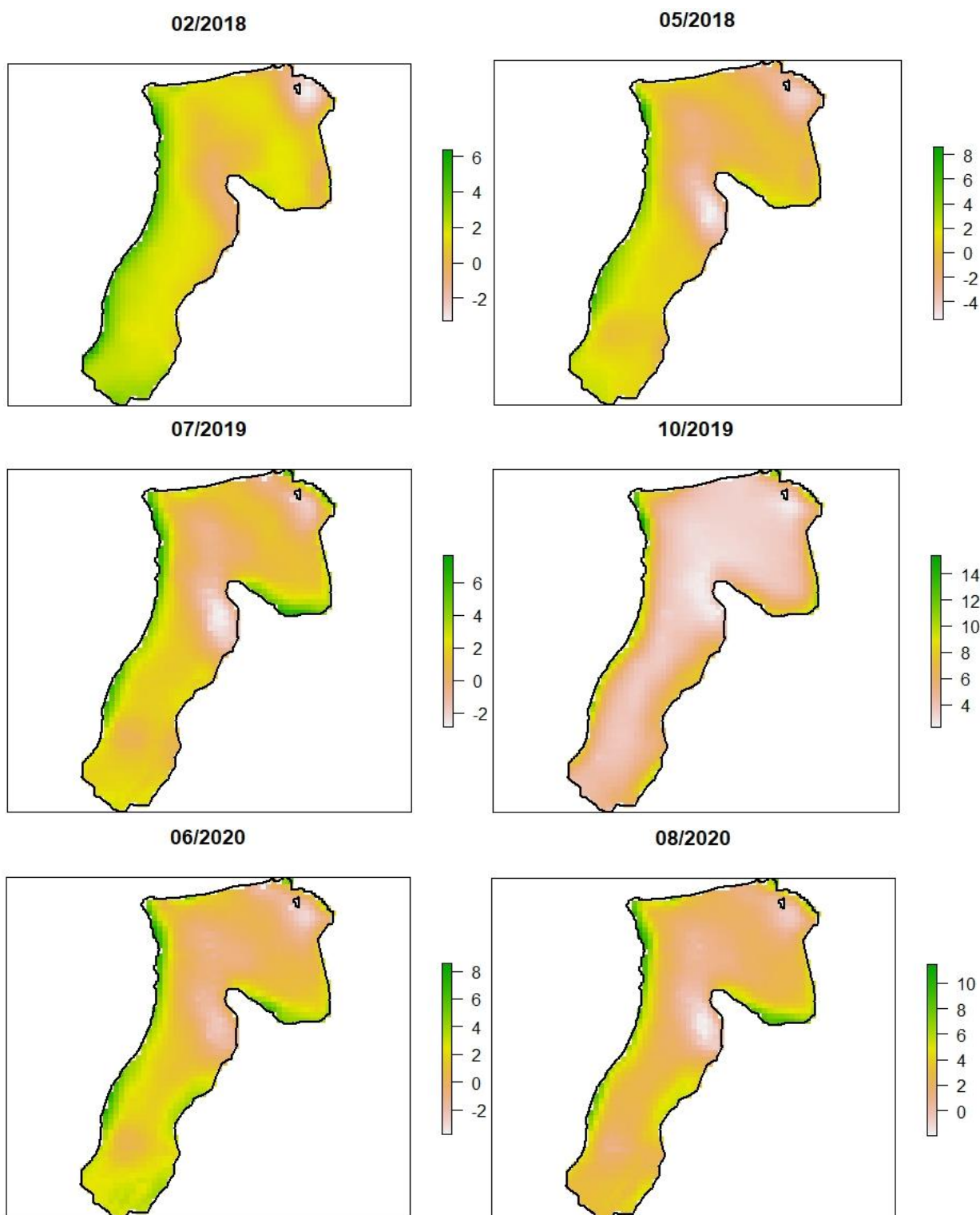
Figura 26

Superficie de la lengua glaciar Artesonraju cubierta de nieve



Figura 27

TSG obtenida en el glaciar Chuecon



De la Figura 27, se observa que la temperatura superficial en el glaciar Chuecon no tiene mucha variación estacional que permita diferenciar la estación seca y húmeda, puesto que la temperatura se mantiene entre 0 – 5°C tanto en la zona de acumulación y zona de ablación, excepto en las partes altas de estas zonas que se encuentran por debajo de 0°C por efectos de sombra generados por factores orográficos, como se muestra en la Figura 28, en la imagen de la izquierda tomada por el Landsat 8 y la imagen de la derecha, se observa zonas oscuras en las que la temperatura se encuentra bajo 0°C.

En los extremos de la lengua glaciar, los valores de la TSG se encuentran mayores a 5°C, esto por la presencia de detritos como se ha mostrado en la Figura 18; aunque esto es más notorio al margen derecho, debido a que las paredes de las rocas reflejan la radiación hacia la superficie glaciar y por ende aumentan la temperatura en esta área.

Figura 28

Efectos de sombra sobre el glaciar Chuecon

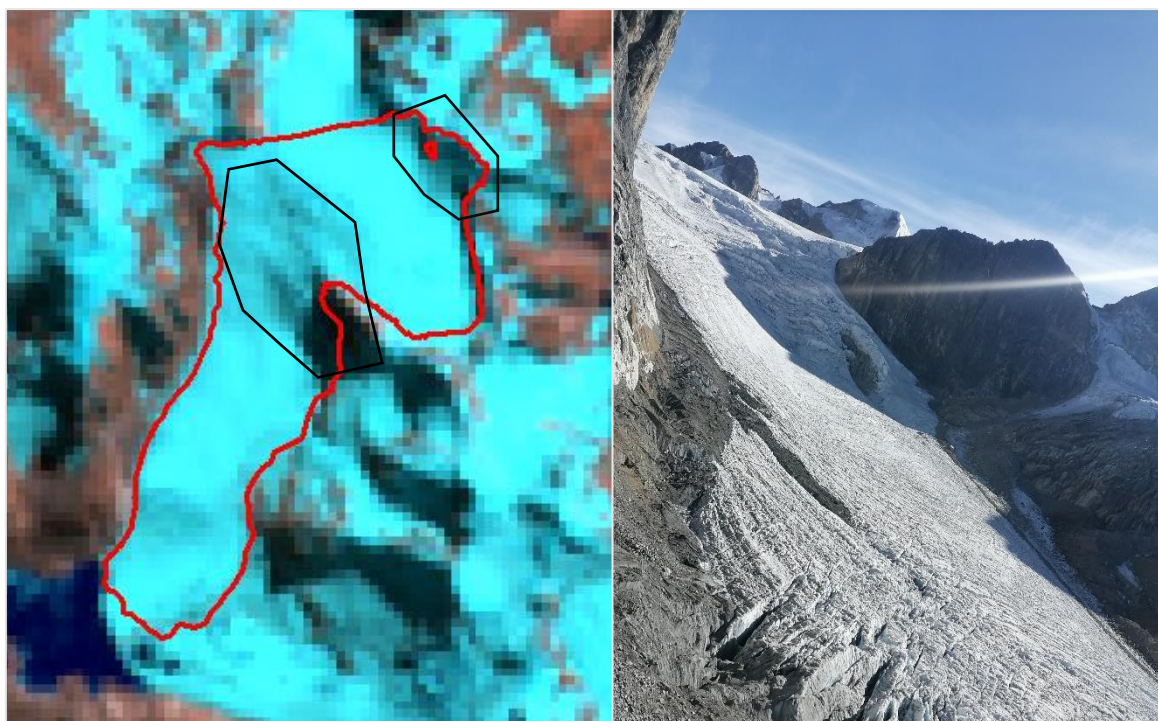
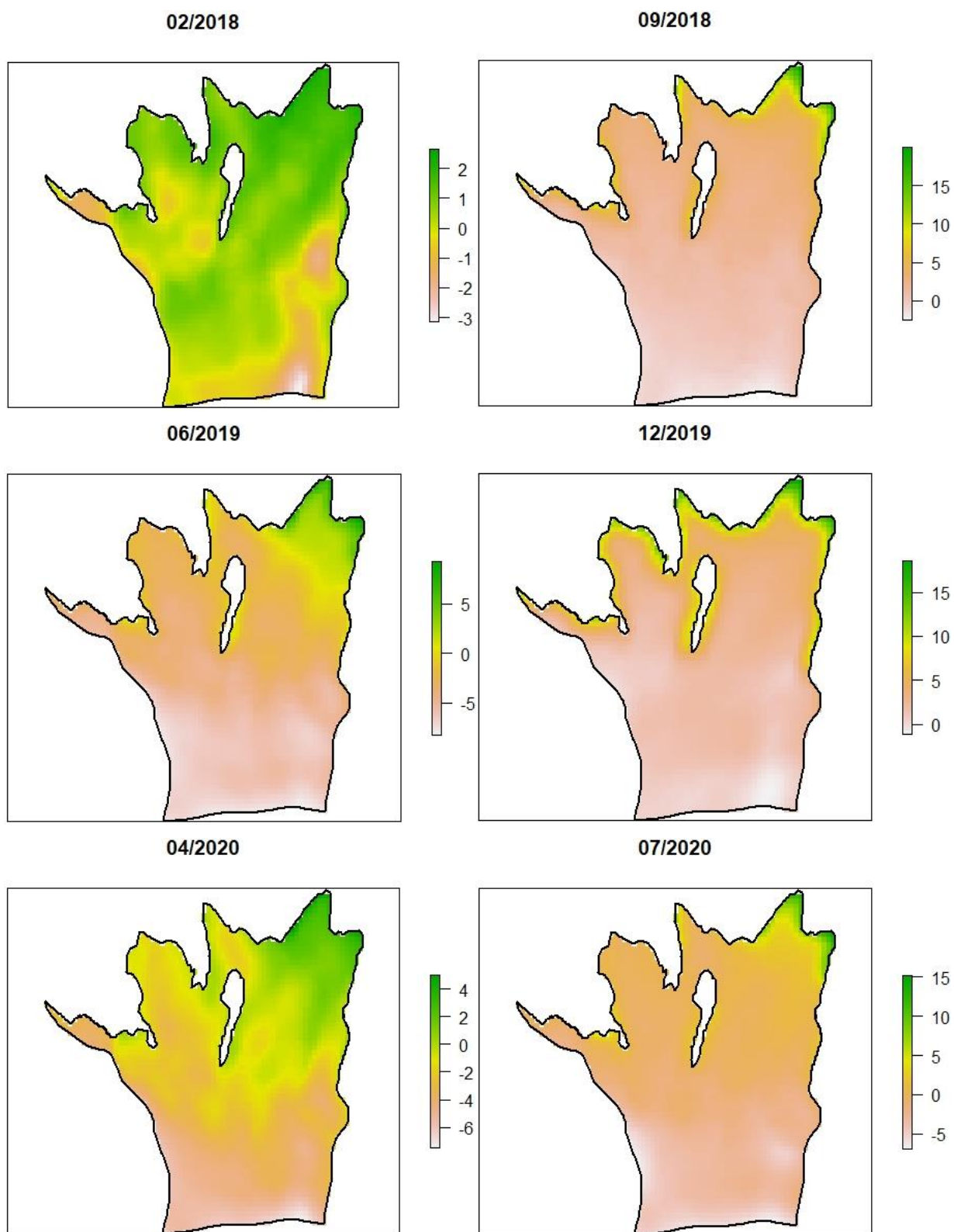


Figura 29

TSG obtenida en el glaciar Cavalca



La temperatura superficial obtenida en el glaciar Cavalca se muestra en la Figura 29; para 02/2018, 09/2018 y 12/2019 la TSG en la zona de ablación varía entre 0 – 5°C, en tanto que, para la zona de acumulación la temperatura está bajo 0°C. Para 06/2019, 04/2020 y 07/2020 en casi toda el área glaciar la temperatura está bajo 0°C y excepto, en el extremo derecho de la lengua glaciar, que está entre 0 – 5°C.

Las temperaturas mayores a 5°C se obtienen en el frente glaciar, debido a que esta parte se encuentra expuesta a partículas que por factores meteorológicos se impregnan en los surcos y la columna de los penitentes, por lo que absorben mayor radiación, como se muestra en la Figura 30.

Figura 30

Frente glaciar Cavalca



Tabla 7*Resultados de TSG obtenidas*

Glaciar Artesonraju			Glaciar Chuecon			Glaciar Cavalca	
TSG_ob	TSG_sc	TSG_vu	TSG_ob	TSG_sc	TSG_vu	TSG_sc	TSG_vu
(°C)							
1.467	2.572	-2.401	1.624	1.841	-2.800	-0.173	-4.807
1.487	1.468	-2.916	1.752	2.138	-2.812	1.174	-3.432
1.451	2.404	-2.017	1.344	1.488	-3.515	0.712	-3.648
1.439	2.131	-3.089	1.154	1.751	-2.600	-0.316	-5.142
0.967	2.064	-2.277	1.409	-0.346	-5.247	0.254	-4.245
1.529	2.217	-2.338	0.870	1.794	-2.774	1.943	-1.652
1.409	2.377	-2.736	1.344	-0.210	-5.220	2.480	-0.697
1.591	3.126	-1.079	1.244	1.815	-2.558	6.428	3.099
0.924	3.272	-0.975	2.243	2.680	-1.753	-0.461	-5.121
1.585	2.824	-2.363	1.602	3.723	-0.371	-0.863	-5.324
1.623	2.795	-2.221	1.129	2.757	-1.807	-2.627	-7.292
1.527	2.634	-2.435	2.030	2.089	-2.947	0.865	-2.797
1.377	2.720	-1.586	2.243	2.368	-2.672	0.306	-3.031
0.913	2.718	-1.762	1.731	2.138	-2.491	-0.192	-3.920
1.312	0.155	-4.841	1.645	2.171	-2.009	3.264	0.326
1.021	2.134	-2.030	2.243	2.786	-1.919	4.231	2.914
1.226	2.045	-1.938	1.237	1.689	-3.070	6.961	2.875
1.699	-0.333	-5.595	1.409	0.868	-3.507	0.881	-3.541
1.752	1.555	-3.066	1.645	3.776	-0.545	0.121	-4.380
1.495	2.417	-1.835	1.430	1.862	-2.900	-1.034	-5.289
1.998	2.143	-2.521	2.028	1.693	-3.335	0.094	-4.152
1.516	1.848	-2.819	2.329	3.242	-1.534	0.738	-3.291
1.784	2.307	-1.976	2.248	2.885	-2.243	-1.331	-5.252
1.484	3.434	-0.922	1.280	1.745	-2.478	-0.081	-3.242
1.248	2.563	-2.005	0.783	2.790	-0.886	0.392	-2.411
1.759	2.122	-2.747	2.094	2.653	-1.523	6.022	2.712
			1.838	2.186	-1.551	6.170	2.350

Nota: TSG_ob, es la temperatura superficial glaciar obtenido con datos de radiación solar reflejada de las estaciones meteorológicas ubicadas en el glaciar Artesonraju y Chuecon; TSG_sc, es la TSG obtenido con el modelo de un solo canal y TSG_vu, la TSG obtenido con el modelo de ventana única.

Tabla 8*Resumen de TSG obtenidas*

	Glaciar Artesonraju			Glaciar Chuecon			Glaciar Cavalca	
	TSG_ob	TSG_sc	TSG_vu	TSG_ob	TSG_sc	TSG_vu	TSG_sc	TSG_vu
	(°C)							
\bar{U}	1.45	2.22	-2.40	1.63	2.09	-2.48	1.33	-2.53
S	0.27	0.83	1.02	0.44	0.95	1.15	2.56	3.00

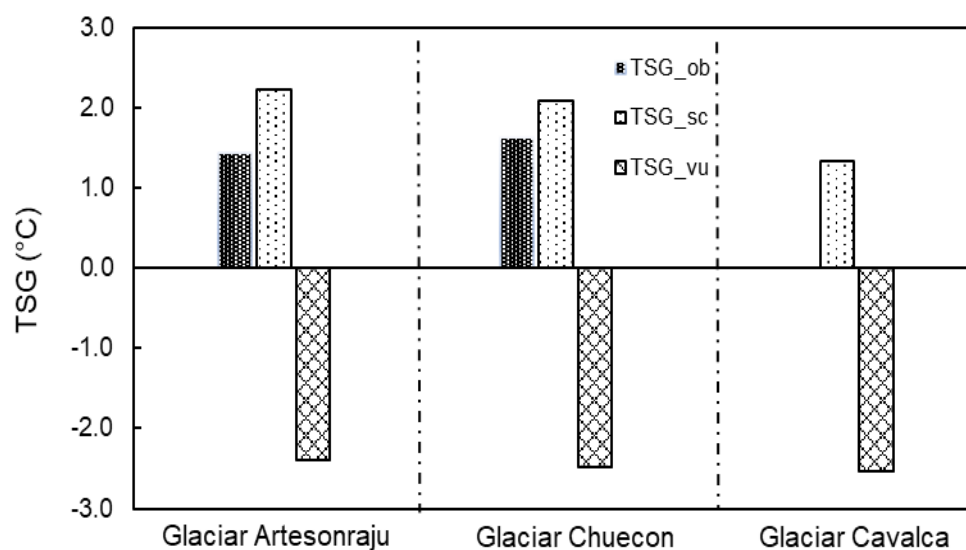
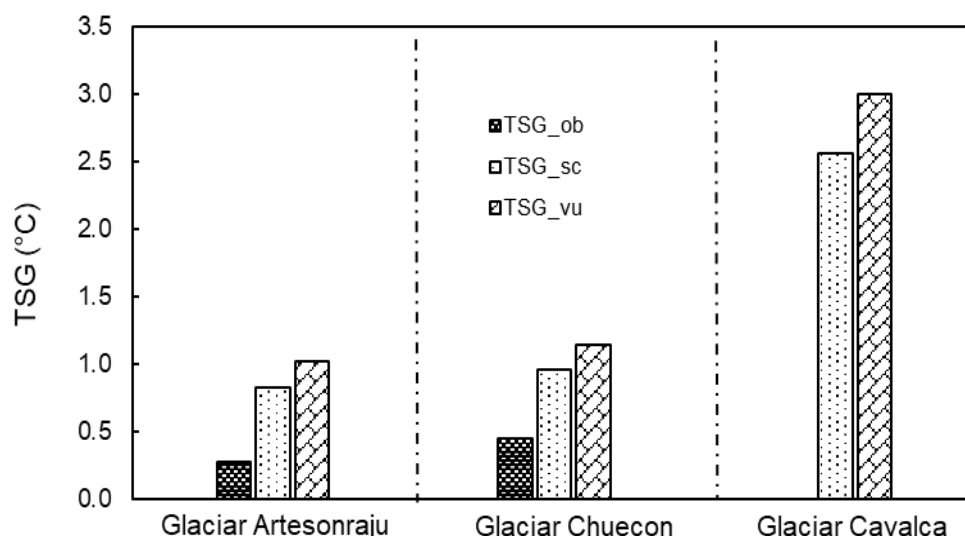
Figura 31*Promedio de TSG obtenida*

Figura 32

Desviación estándar de la TSG obtenida



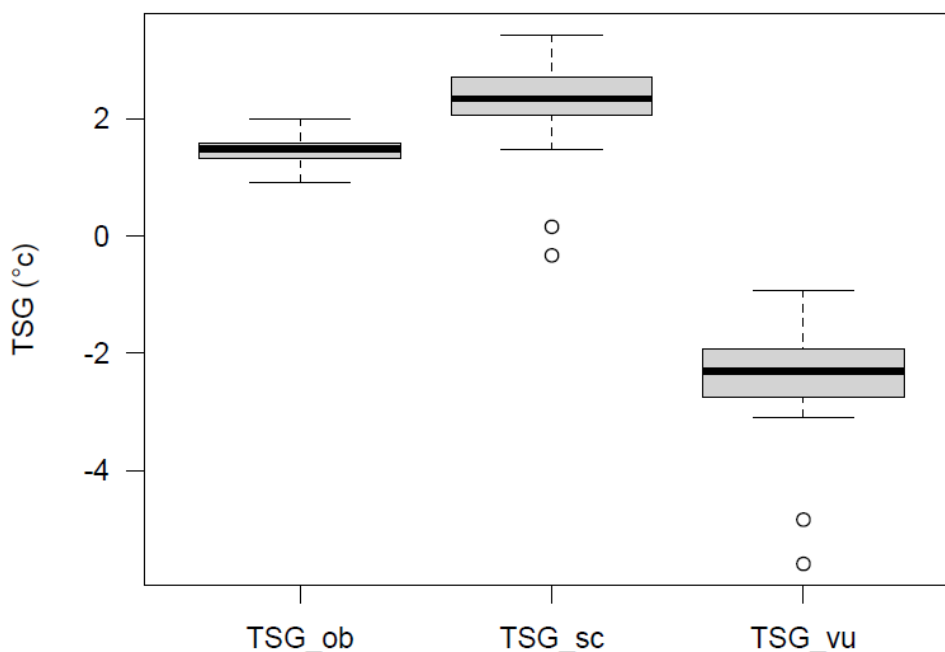
La Tabla 8, Figura 31 y Figura 32 muestran el promedio y la desviación estándar obtenida a partir de los datos medidos en campo y mediante la aplicación de los modelos; los valores promedios de temperatura superficial obtenidos a partir de datos medidos en campo en el glaciar Artesonraju fue de 1.45°C, con una desviación estándar de 0.27°C; en el glaciar Chuecon fue de 1.63°C, con una desviación estándar de 0.44°C.

Con el modelo de un solo canal, el promedio de TSG más bajo obtenido es en el glaciar Cavalca, con un valor de 1.33°C, pero con la desviación estándar más alta de 2.56°C y el promedio más alto se ha obtenido en el glaciar Artesonraju con 2.22°C, y una desviación estándar de 0.39°C.

Mientras que, con el modelo de ventana única, el promedio más bajo de TSG fue en el glaciar Artesonraju con - 2.40°C y una desviación estándar de 1.02°C; en tanto, el promedio más alto fue en el glaciar Cavalca con - 2.53°C y una desviación estándar de 3.0°C.

Figura 33

Gráfico de cajas y bigotes de la TSG del glaciar Artesonraju

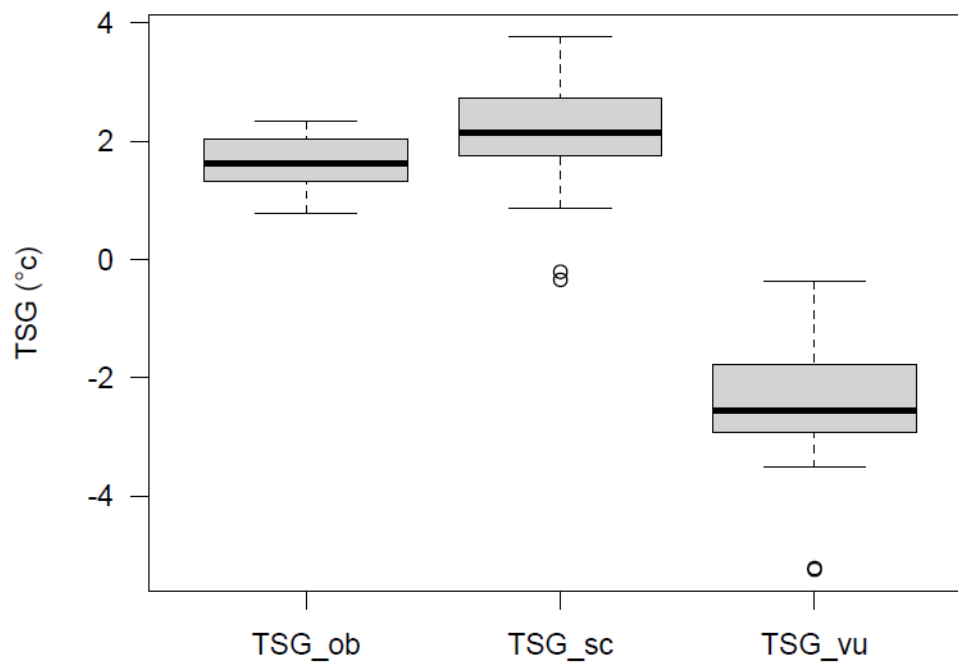


De la Figura 33 se observa que no hay datos atípicos en los valores de TSG_ob, que tienen una variación entre 1 – 2°C y no tienen mucha variación, puesto que los valores se concentran en este rango; mientras que los datos obtenidos con los modelos si tienen valores atípicos, para TSG_sc los valores están comprendidos entre 1.5 – 3.5°C, concentrándose entre el mínimo y 2.5°C, los valores atípicos se encuentran por debajo de 0.5°C; los valores de TSG_vu están entre -3 a -1°C, con una distribución simétrica, los valores atípicos están por debajo de -4°C.

En tanto que, los valores obtenidos con TSG_sc son ligeramente superiores a los valores de TSG_ob y lo contrario con lo obtenido con el modelo de ventana única, cuyos valores son menores a los obtenido en campo. La diferencia de la media de TSG_sc y TSG_vu es un poco mayor que 4°C.

Figura 34

Gráfico de cajas y bigotes de la TSG del glaciar Chuecon

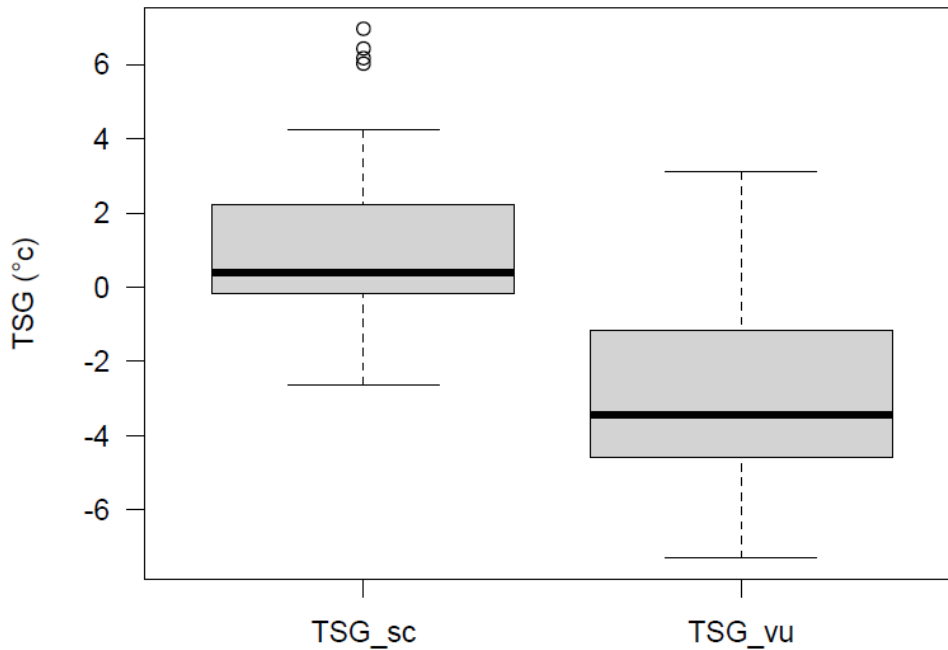


De acuerdo a la Figura 34, los datos de TSG_ob varían entre 0.9 – 2.2°C, con una distribución casi simétrica; los valores de TSG_sc están entre 0.9 – 3.9°C, siendo más dispersos entre 2.1 – 3.9°C y cuyos valores atípicos son menores a 0 °C; en cuanto a los valores de TSG_vu, estos varían entre -4.5 a -0.5°C, siendo más dispersos entre -2.5 a -0.5°C y los valores atípicos son menores a -4.5°C.

Comparando los valores de TSG_sc y TSG_vu, la media de la primera se acerca más a la media de TSG_ob, en tanto que la media de TSG_vu está más alejado; la media de TSG_sc y TSG_vu se diferencia por al menos 4°C.

Figura 35

Gráfico de cajas y bigotes de la TSG del glaciar Cavalca



De acuerdo a la Figura 35, los valores de TSG_sc varían entre -2.5 a 4.1°C, estando más dispersos entre 0.2°C y el máximo, con valores atípicos que superan los 6 °C; los datos de TSG_vu están entre -7 a 3°C, concentrándose los valores cerca de -4°C; la diferencia de la media es alrededor de 4°C.

Tabla 9

MSE, RMSE y MBE de los modelos empleados

	Glaciar Artesonraju			Glaciar Chuecon			Glaciar Cavalca
	TSG_sc	TSG_vu	*TSG_vu	TSG_sc	TSG_vu	*TSG_vu	*TSG_vu
	(°C)						
MSE	1.41	16.04	21.51	0.99	18.18	21.05	15.52
RMSE	0.70	8.02	10.76	0.49	9.09	10.53	7.76
MBE	0.77	-3.85	-4.62	0.46	-4.11	-4.57	-3.86
	promedio						
	TSG_sc	TSG_vu	*TSG_vu				
MSE	1.20	17.11	19.36				
RMSE	0.60	8.55	9.68				
MBE	0.62	-3.98	-4.35				

Nota: *TSG_vu, es el resultado de comparar datos de TSG_sc y TSG_vu.

Figura 36

MSE de los modelos empleados

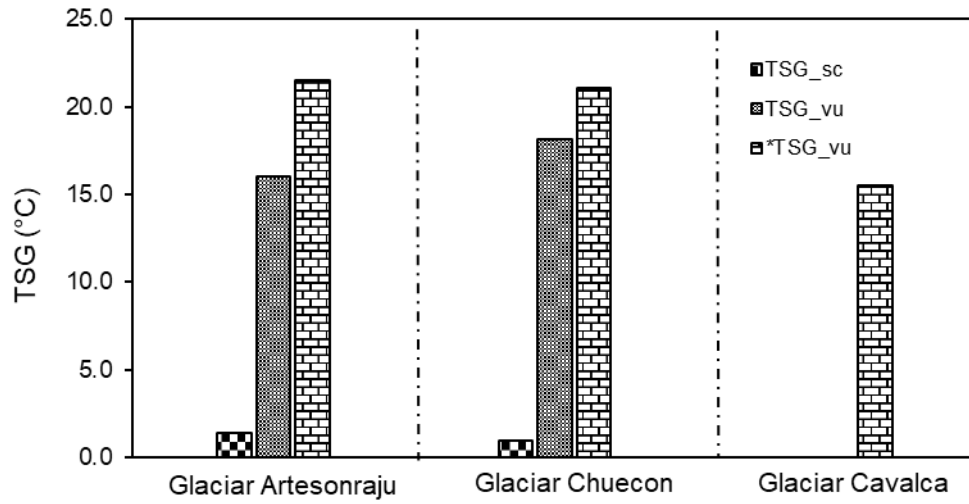


Figura 37

RMSE de los modelos empleados

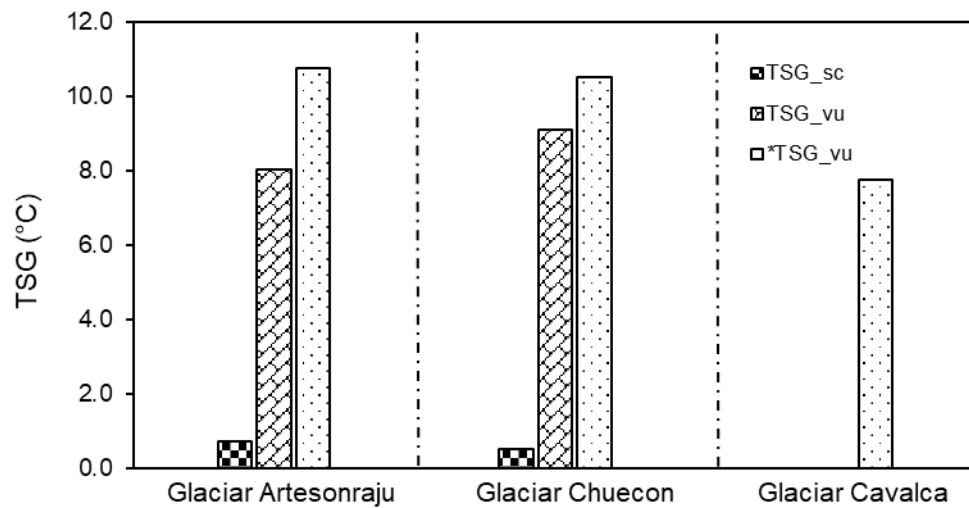
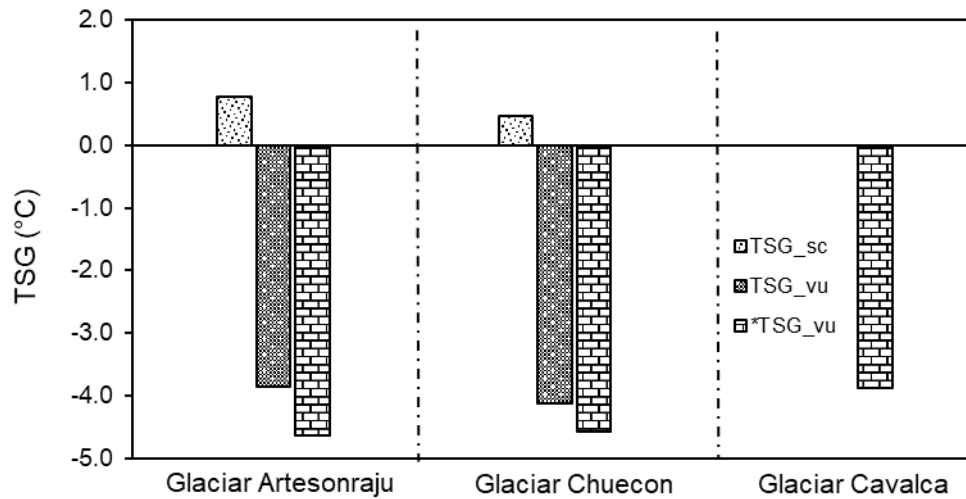


Figura 38

MBE de los modelos empleados



Los resultados de la precisión de los modelos empleados para la estimación de la TSG evaluado determinando MSE, RMSE y MBE se muestran en la Tabla 9 y las Figuras 36, 37 y 38.

Al comparar los datos obtenidos con el modelo de un solo canal y los datos obtenidos en campo, para el glaciar Artesonraju, se tiene una precisión de 1.41, 0.70 y 0.77°C determinado por el MSE, RMSE y MBE respectivamente; mientras que, para el glaciar Chuecon la precisión fue de 0.99, 0.49 y 0.46°C y es justamente, en este glaciar que se tuvo mayor precisión. El MSE y RMSE al estar relacionado ambos, ya que el segundo es la raíz cuadrada del primero, por lo que valores altos de MSE corresponde valores altos de RMSE y viceversa, y al ser sensibles a los valores atípicos y dispersos, es decir, al aumentar el error, también aumentará el valor de ambos, por lo que de acuerdo al gráfico de cajas y bigotes que se muestran en la Figura 33 y Figura 34, en ambos glaciares hay dos valores atípicos; sin embargo, en el glaciar Artesonraju se observa que hay mayor diferencia en sus promedios y valores más dispersos; en cambio, en el glaciar Chuecon ocurre lo contrario, por lo que los valores de estos estadísticos son menores en este glaciar.

Mientras que el MBE no es sensible a estos valores atípicos, pero si a las desviaciones y de acuerdo a la Figura 34, en el glaciar Chuecon los datos están menos dispersos, por lo que se obtiene el menor valor de MBE en este glaciar; además, haber obtenido un valor positivo de MBE, indica que el modelo tiende a sobreestimar tal como se observa en la Figura 33 y Figura 34.

En tanto comparando los datos estimados con el modelo de ventana única y lo obtenido en campo, en el glaciar Artesonraju se tiene una precisión determinada por el MSE, RMSE y MBE de 16.04, 8.02 y -3.85°C respectivamente; para el glaciar Chuecon, la precisión fue de 18.18, 9.09 y -4.11°C . De la Figura 33 y Figura 34 se observa que los datos en el glaciar Chuecon se encuentran más dispersos, lo que explica los menores valores obtenidos en el glaciar Artesonraju; valores negativos de MBE obtenidos con este modelo indican que tiende a subestimar.

Comparando datos estimados con ambos modelos, los valores obtenidos de MSE, RMSE y MBE para el glaciar Artesonraju fueron de 21.51, 10.76 y -4.62°C ; para el glaciar Chuecon fue de 21.05, 10.53 y -4.57°C ; para el glaciar Cavalca fue de 15.52, 7.76 y -3.86°C respectivamente. Los menores valores se han obtenido para el glaciar Cavalca, debido a que no hay mucha diferencia entre el promedio obtenido por ambos modelos.

De esta manera, se puede indicar que el modelo de un solo canal tiene mejor ajuste, con valores de MSE, RMSE y MBE promedio de 1.65, 0.82 y 0.77°C respectivamente.

Figura 39

Comportamiento de modelos de TSG del glaciar Artesonraju

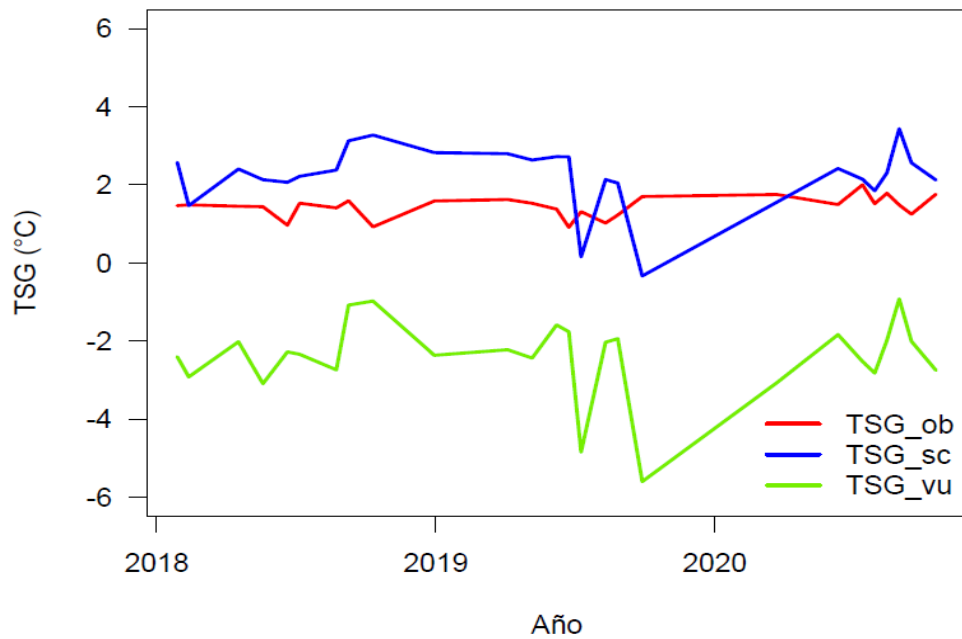


Figura 40

Comportamiento de modelos de TSG del glaciar Chuecon

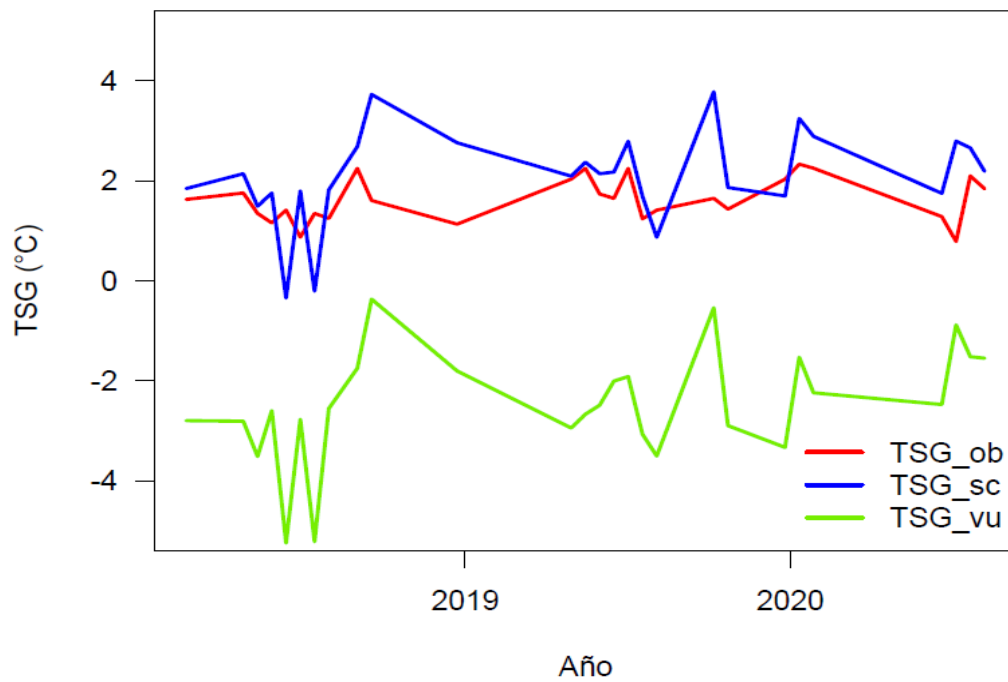


Figura 41

Comportamiento de modelos de TSG del glaciar Cavalca

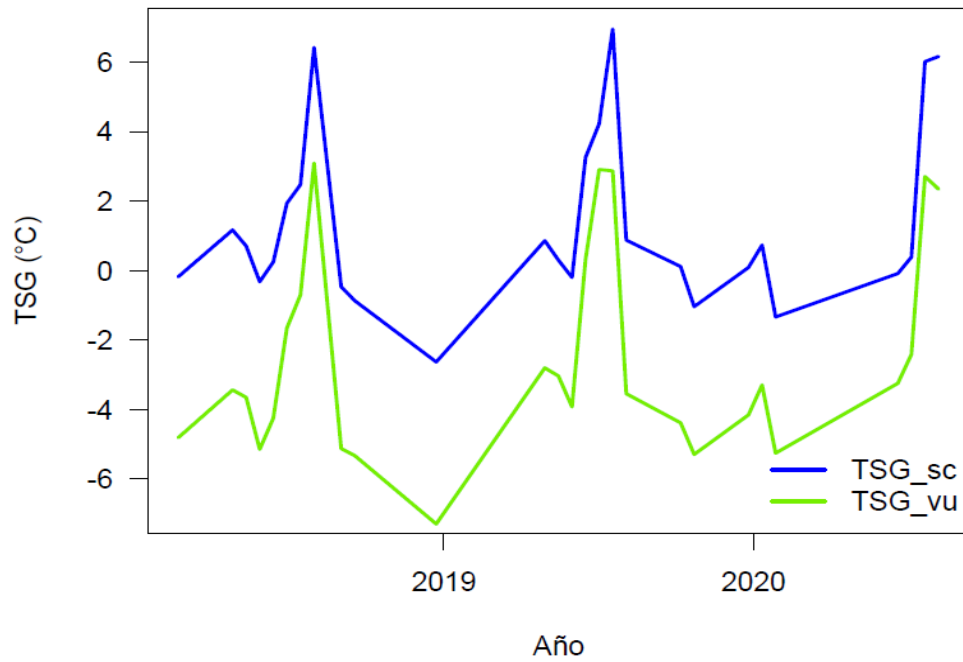
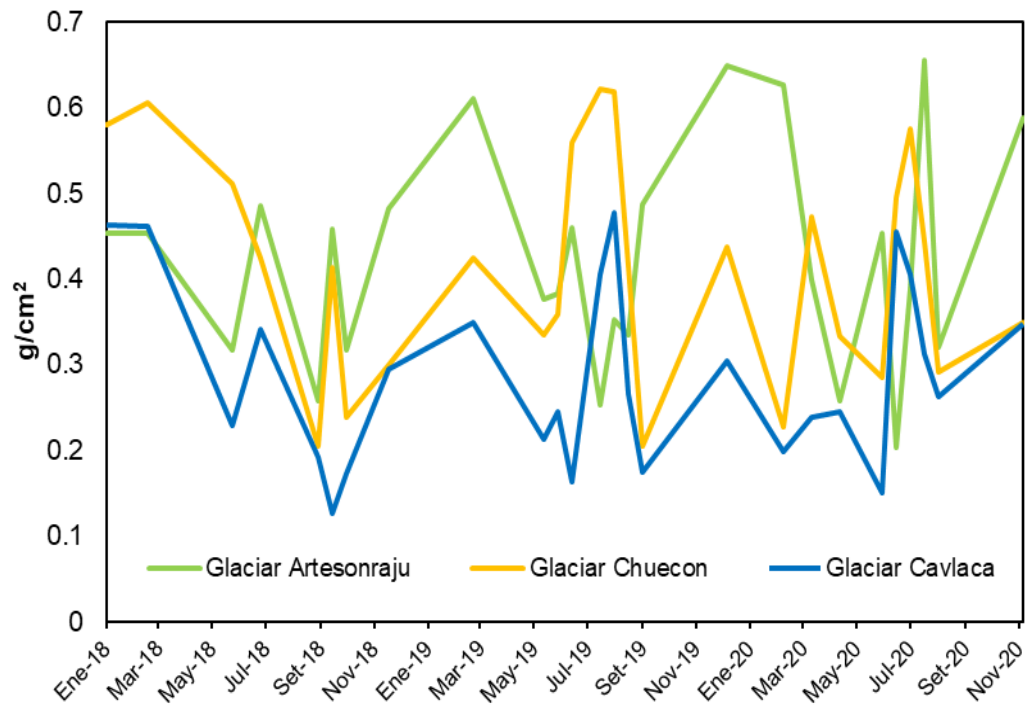


Figura 42

Contenido de vapor de agua obtenido



En las Figuras 39, 40 y 41 se compara el comportamiento de los modelos en el glaciar Artesonraju, Chuecon y Cavalca respectivamente, observando que hay una clara diferencia entre los datos estimados por los modelos respecto a lo obtenido en campo.

El modelo de un solo canal (TSG_sc) sobreestima los valores de la temperatura superficial glaciar respecto a lo obtenido *in situ* y de acuerdo a los valores de MBE positivos obtenidos para este modelo, esto queda comprobado. En cambio, el modelo de ventana única (TSG_vu) tiende a subestimar la temperatura superficial glaciar, por lo que los valores negativos de MBE obtenidos indican este comportamiento.

Esta subestimación se debe a que el modelo es sensible a los cambios de los parámetros de entrada, principalmente la transmitancia atmosférica, que se ha determinado mediante relaciones lineales con el contenido de vapor de agua, ya que, como se muestra en la Figura 14, la transmitancia atmosférica desciende cuando el contenido de vapor de agua aumenta de concentración; sin embargo, de acuerdo a la Figura 42, el contenido de vapor de agua determinado mediante la presión de vapor de agua saturada no supera el 0.7 g/cm^2 , teniendo los valores más bajos para el glaciar Cavalca, esto debido a las condiciones climáticas de escasa humedad para este glaciar.

Lo contrario sucede con el modelo de un solo canal, que no es tan sensible a los cambios de vapor de agua como se observa en la Figura 24. A pesar de estas diferencias, la TSG estimada mediante los modelos tienen comportamientos similares durante el periodo de estudio; es decir, muestran los cambios de aumento o disminución de temperatura en el mismo orden en los tres glaciares.

4.4. Gradiente de temperatura

Tabla 10

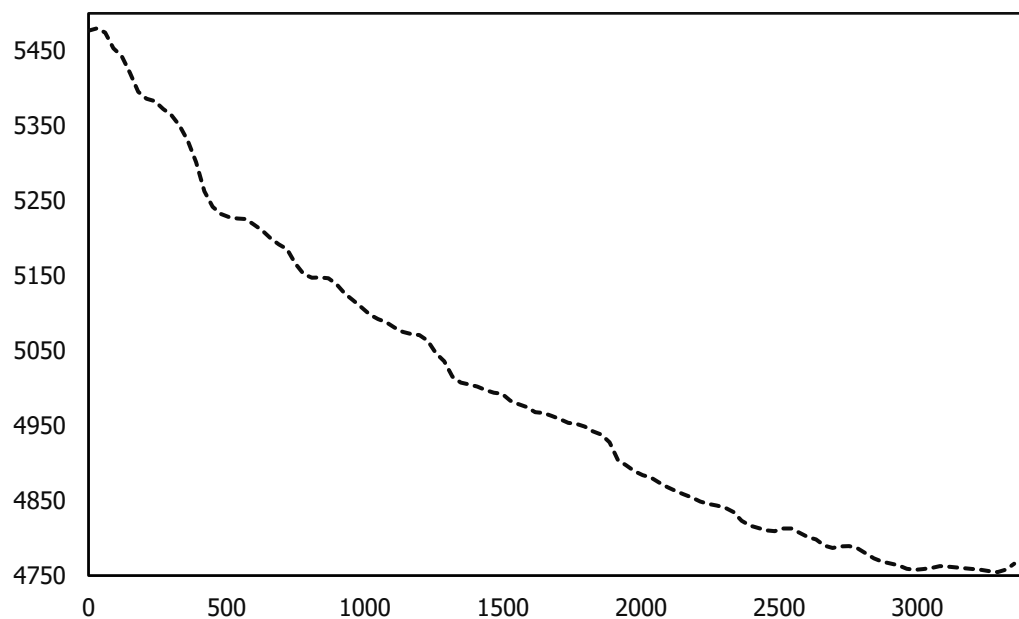
Gradiente de temperatura superficial

Glaciar Artesonraju	Glaciar Chuecon	Glaciar Cavalca
(°C/ 100 m)		
-0.91	-0.89	-0.82

La Tabla 10 muestra los resultados de gradiente de temperatura superficial para los tres glaciares determinada con datos obtenidos del modelo de un solo canal por tener mayor precisión (Tabla 9). El gradiente de temperatura obtenida es $-0.91\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$, $-0.89\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ y $-0.82\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ para el glaciar Artesonraju, Chuecon y Cavalca respectivamente; habiendo mayor cambio de temperatura respecto a la altitud en el glaciar Artesonraju y menor en el glaciar Cavalca.

Figura 43

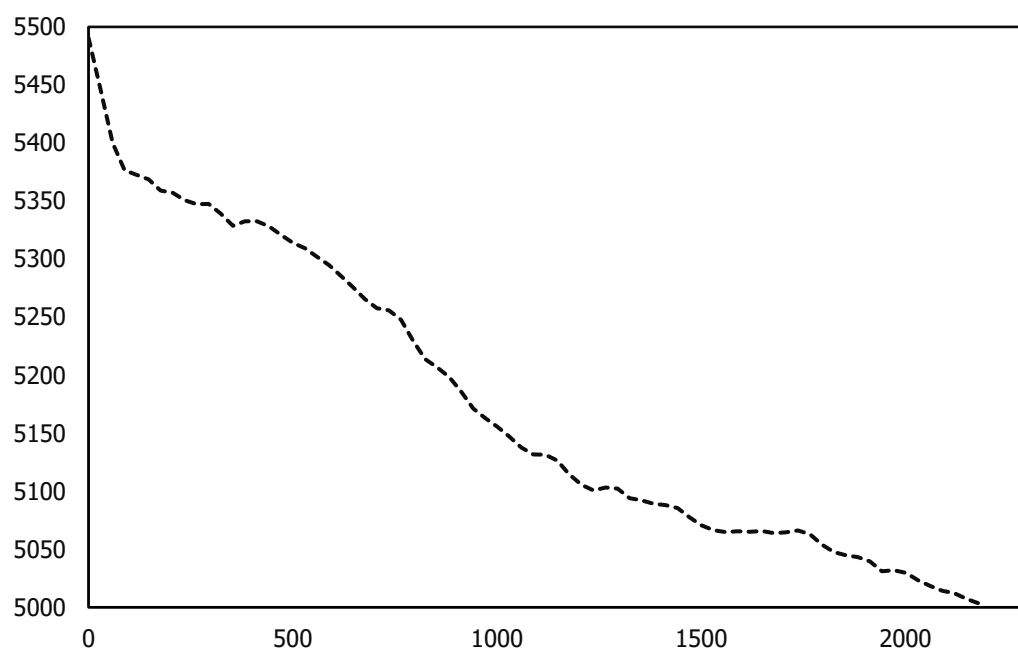
Perfil topográfico del glaciar Artesonraju



La Figura 43 muestra el perfil topográfico del glaciar Artesonraju, del cual se observa que hay un desnivel uniforme desde las zonas de acumulación hasta las zonas de ablación, encontrándose entre una altitud de 4750 – 5500 m s.n.m.

Figura 44

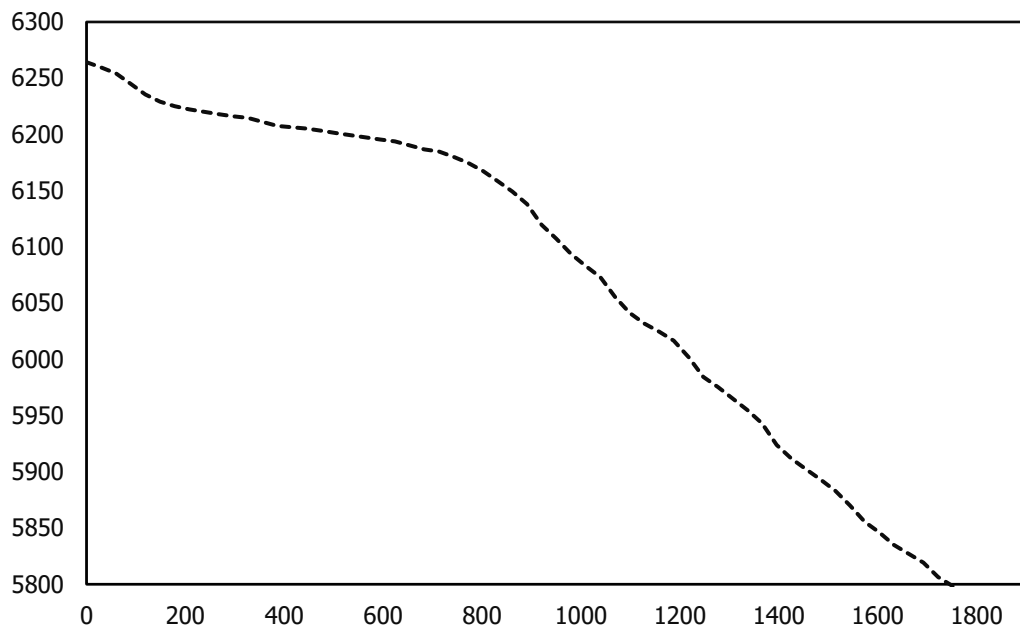
Perfil topográfico del glaciar Chuecon



De la Figura 44, el perfil topográfico del glaciar Chuecon muestra un desnivel no uniforme, siendo menor este entre 5320 – 5380 m s.n.m. y 5000 – 5150 m s.n.m. puesto que tiene un relieve ondulado; la masa glaciar se encuentra entre una latitud de 5000 – 5500 m s.n.m.

Figura 45

Perfil topográfico del glaciar Cavalca

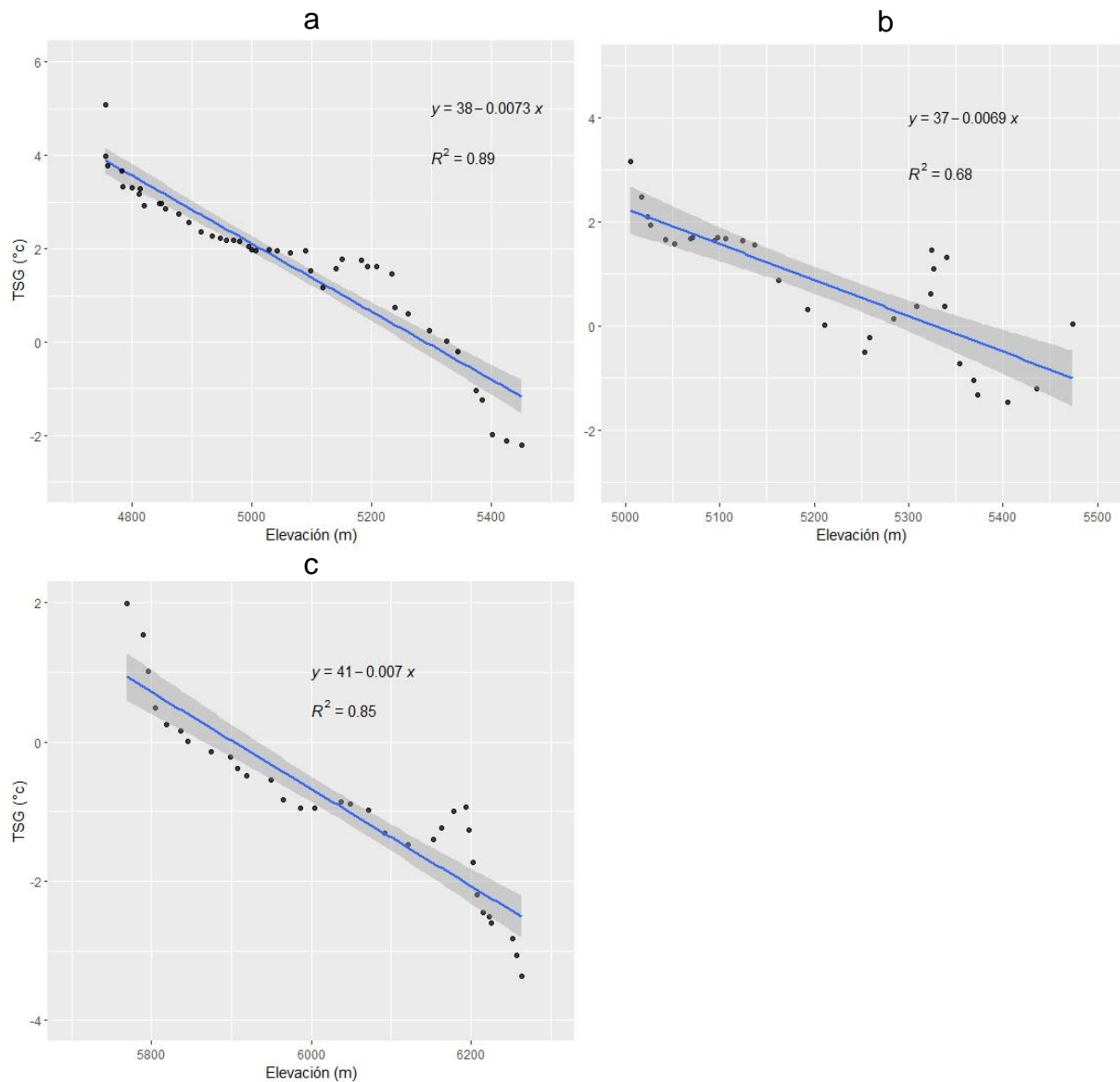


El perfil topográfico del glaciar Cavalca se muestra en la Figura 45, claramente se observa que entre 6160 – 6270 m s.n.m. no hay mucho desnivel como el resto del área glaciar, de manera que esta parte tiene un relieve ondulado; la masa glaciar se encuentra entre una altitud de 5700 – 6270 m s.n.m.

De manera que, en los glaciares Chuecon y Cavalca podemos encontrar la masa glaciar sobre los 5000 m s.n.m. en cambio, en el glaciar Artesonraju, la masa glaciar se sitúa a menor altitud sobre los 4750 m s.n.m.

Figura 46

Relación entre la TSG y la altitud



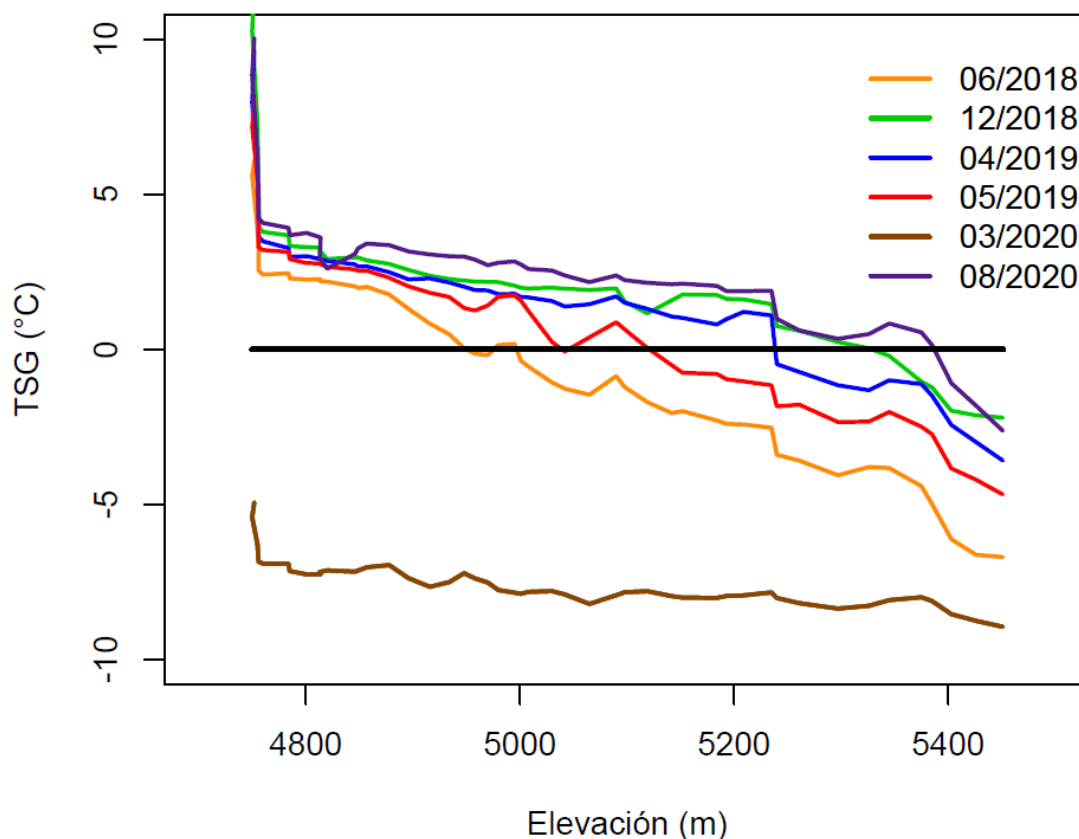
La Figura 46 muestra la relación lineal entre el cambio de temperatura superficial con la altitud. (a) La TSG del glaciar Artesonraju aumenta conforme disminuye la altitud, encontrando una buena relación lineal con un valor de R^2 de 0.89; (b) en el glaciar Chuecon, esta relación lineal entre la TSG y la altitud tiene un R^2 de 0.68; (c) para el glaciar Cavalca, esta relación es de 0.85.

Se ha encontrado el mayor valor de R^2 para el glaciar Artesonraju, puesto que en este glaciar se ha observado que la temperatura superficial

desciende con la altitud uniformemente; en tanto que, en los otros glaciares este descenso no es uniforme y tienden a aumentar en zonas topográficamente onduladas como se muestra en las Figuras 44 y 45.

Figura 47

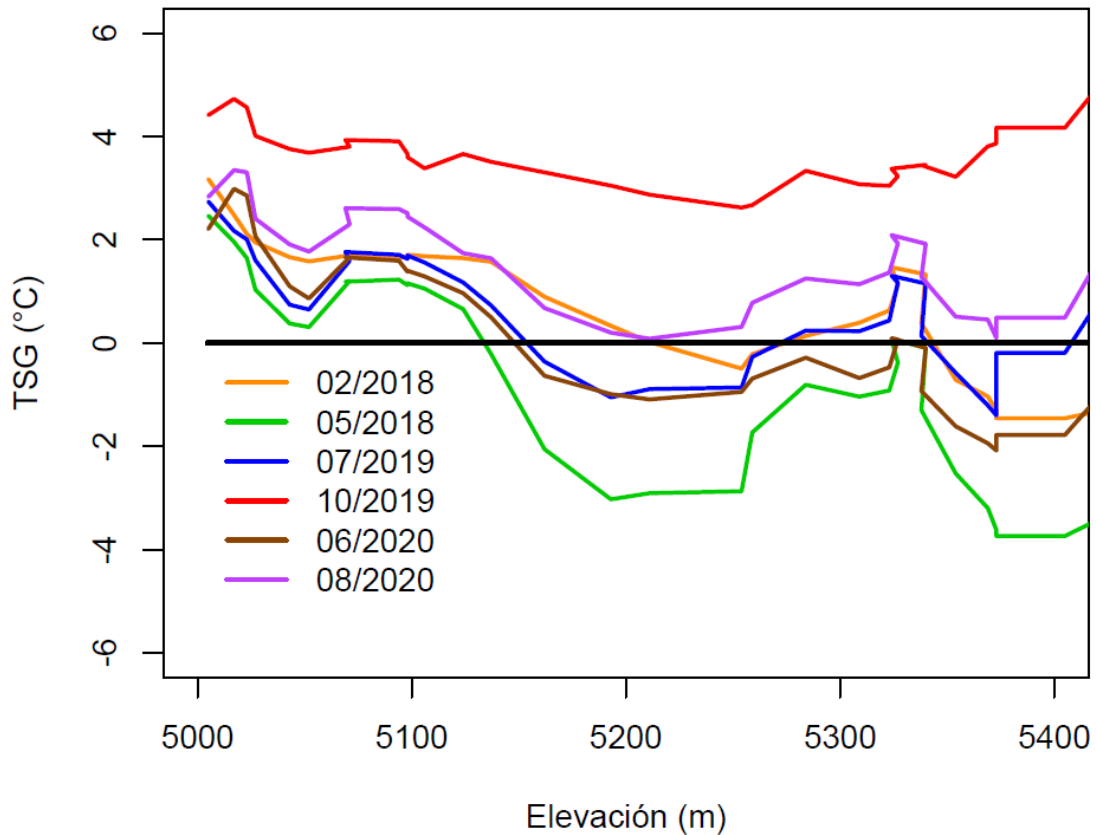
Variación del gradiente de temperatura del glaciar Artesonraju



De la Figura 47 se muestra que, la TSG del glaciar Artesonraju descende con la altitud para todos los meses, con temperaturas mayores para 12/2018 y 08/2020, y temperaturas menores para 03/2020 que se encuentra por debajo de 0°C. La altura de la isoterma 0°C varía dependiendo de los meses, encontrándose para 06/2018 cerca de los 5000 m s.n.m. y 5400 m s.n.m. para 08/2020.

Figura 48

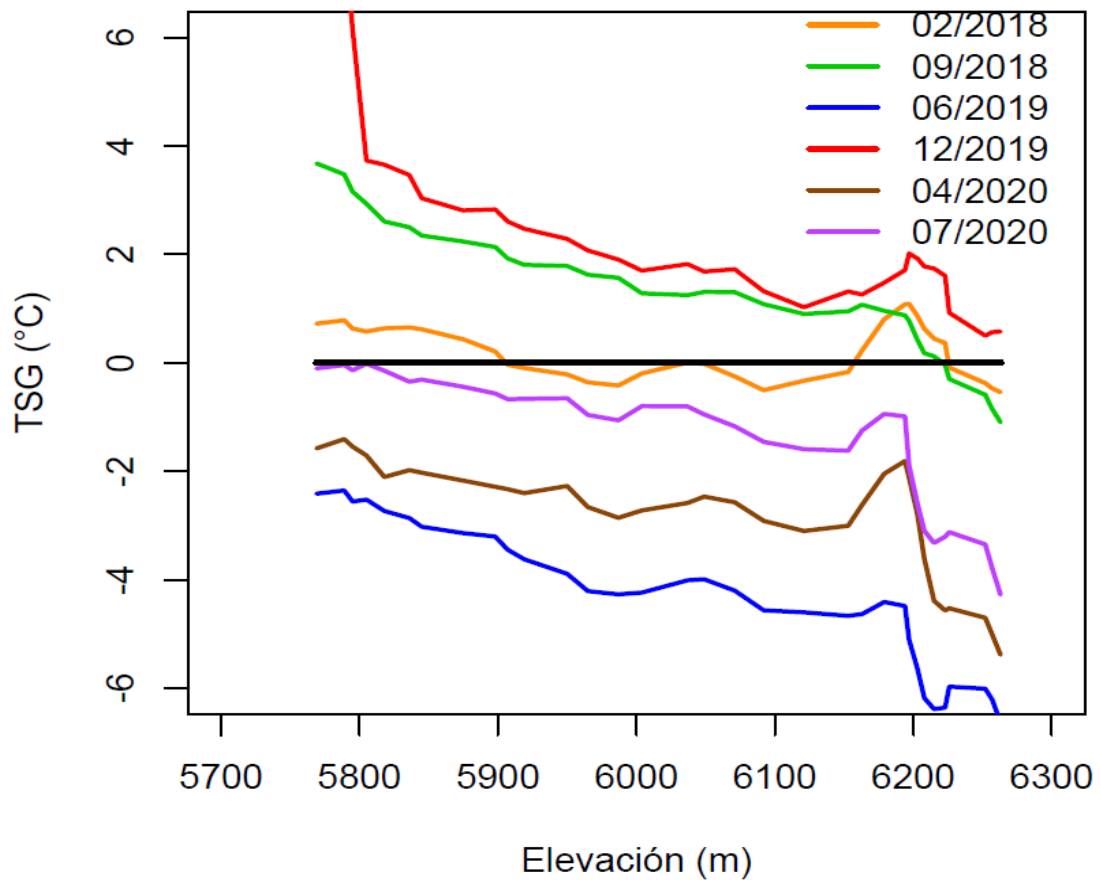
Variación del gradiente de temperatura del glaciar Chuecon



En la Figura 48, la TSG disminuye con la altitud en todos los meses, con temperaturas mayores en 10/2019 y menores en 05/2018; aunque a una altitud de 5090 y 5320 m s.n.m. , la temperatura aumenta para luego volver a descender, esto debido a las condiciones topográficas que son ligeramente planas, como se ha mostrado en la Figura 44 y por ende la radiación solar recibida se concentra en esta área; además, a la altitud de 5090 existen grietas que absorben radiación solar y aumentan la temperatura. La altura de la isoterma 0°C tiene una variación dependiendo de los meses, encontrando a una altitud de 5130 m s.n.m. para 05/2018 y 5350 m s.n.m. para 02/2018 y 07/2019.

Figura 49

Variación del gradiente de temperatura del glaciar Cavalca



Se observa de la Figura 49, un descenso de la TSG con la altitud para todas las estaciones, encontrando temperaturas bajo 0 °C para 06/2019, 04/2020 y 07/2020, y temperaturas altas para 09/2018 y 12/2019; sin embargo, a una altitud de 6200 m s.n.m. la temperatura aumenta debido a las condiciones topográficas que es ligeramente ondulado (Figura 45). La altura de la isoterma 0°C varía, localizándose cerca de 5900 m s.n.m. para 02/2018 y 6250 para 09/2018.

CAPÍTULO V

DISCUSIÓN DE RESULTADOS

5.1. Resultados de emisividad

En este estudio, la emisividad de las superficies glaciares como parámetro importante en la estimación de temperatura superficial (Ren et al., 2017) se determinó mediante el método de umbrales de NDVI propuesto por Sobrino y Raissouni, (2000) y Sobrino et al. (2008) utilizando las bandas roja e infrarroja cercana del sensor OLI del Landsat 8.

Los resultados obtenidos mostraron buena concordancia al ser comparados con datos de la librería ASTER; para lo cual se siguió la metodología propuesta de Sobrino y Raissouni, (2000) y Sobrino et al. (2008); además, se consideró los resultados óptimos obtenidos por Ren et al. (2017) al determinar la emisividad en diferentes superficies, incluidas las de nieve/hielo empleando este método. La consideración que se tuvo al aplicar este método es respecto al término que toma en cuenta efectos de cavidad debido a la rugosidad y áreas mixtas, se consideró cero, a pesar de que se observó una alta rugosidad en el glaciar Cavalva por los penitentes formados sobre su superficie, rugosidad media en el glaciar Chuecon por la formación de penitentes y en el glaciar Artesonraju no se observó este fenómeno; sin embargo, a pesar de estas rugosidades encontradas, las áreas glaciares son homogéneas, excepto en los extremos de las lenguas

glaciares que se encuentran cubierto de detritos, por lo que los valores de emisividad más bajos se obtuvieron en estos puntos.

Los valores de emisividad en las superficies glaciares tuvieron una variación espacial y estacional, ya que según Hori et al. (2006) la emisividad de nieve y hielo varía dependiendo de las impurezas, tamaño de grano, entre otros. En el glaciar Artesonraju, se observó que la emisividad tuvo una variación condicionada por la ocurrencia de precipitaciones que cubren de nieve toda la superficie glaciar, lo que aumentan la emisividad al ser nieve fresca y limpia; en tanto que, sin la ocurrencia de las precipitaciones se observó dos zonas, sobre la SLA los valores de emisividad fueron más altos por la persistencia de nieve limpia y bajo esta línea, los valores fueron menores por la presencia de hielo y además de encontrarse cubierta de partículas que reducen la emisividad.

En el glaciar Chuecon, la emisividad no tuvo mucha variación espacial, aunque también está condicionada por la ocurrencia de precipitaciones y cambios de temperatura; es así que, la parte baja del glaciar tuvo mayores valores de emisividad que la parte media y alta; ello se debe a que en esta parte hay formación de penitentes, que cuando se da la ocurrencia de precipitaciones, la nieve fresca y limpia queda depositada entre los surcos, de esta forma aumentan la emisividad; en tanto que, en la parte media y alta, esta nieve por las condiciones de temperatura se convierte en hielo, que tiene menor emisividad.

En el glaciar Cavalca, hay una clara variación espacial de la emisividad, obteniendo mayores valores en la baja y media del glaciar, por debajo de SLA y sobre esta línea, menores valores de emisividad; esto se debe porque, al no haberse presentado precipitaciones, en la parte alta la superficie está cubierta de hielo y al no haber formación de penitentes, la emisividad es menor; por debajo de SLA, los mayores valores obtenidos se explican porque estas áreas se encuentran cubiertas de penitentes y de acuerdo a las características de estos, entre los surcos podemos encontrar charcos de agua, la columna y cresta al estar limpios y húmedos por la fusión, aumentan la emisividad.

Los valores de emisividad obtenida en los tres glaciares fueron comparados con los valores de emisividad obtenida de la librería ASTER para tres tipos de nieve: nieve de grano fino, nieve de grano medio y nieve de grano grueso, determinando el R^2 en cada caso y por glaciar; a pesar de que los valores de emisividad obtenida no se disgregaron según estos tipos de nieve, el R^2 obtenido fue de 0.84 en los tres glaciares al comparar con nieve de grano grueso, que tiene una emisividad similar al hielo en el rango espectral la banda 10 TIRS del Landsat 8 (Figura 13), lo que explica la predominancia de hielo y nieve de grano grueso en las superficies glaciares.

Estudios realizados por Yuwei et al. (2015) y Liao et al. (2020) utilizaron el método semiempírico desarrollado por Hori et al. (2013), debido a que consideraron que era el más adecuado para determinar la emisividad de nieve/hielo; sin embargo, de acuerdo a los datos obtenidos y con las consideraciones tomadas al momento de emplear, se ha encontrado buenos resultados utilizando el método de umbrales de NDVI.

5.2. Análisis de sensibilidad

Los dos modelos monocanal de estimación de la temperatura superficial glaciar utilizados fueron: el modelo de un solo canal y el modelo ventana única.

El modelo de un solo canal, en principio desarrollado por Jiménez-Muñoz y Sobrino (2003), mejorado por Jiménez-Muñoz et al. (2018) al incorporar a las funciones atmosféricas la dependencia del contenido de vapor de agua y temperatura del aire, este último es el que se ha empleado, puesto que trabajos anteriores se habían aplicado a las series Landsat 5 TM y Landsat 7 ETM+. El modelo requiere como parámetros de entrada, principalmente la emisividad, contenido de vapor de agua y temperatura del aire cerca de la superficie; la emisividad se determinó mediante el método de umbrales de NDVI, como se describió anteriormente.

Para el contenido de vapor de agua en la atmósfera, estudios llevados a cabo por Jiménez-Muñoz et al. (2009), Jiménez-Muñoz et al. (2018) y

Yuwei et al. (2015) emplearon datos obtenidos de radiosondeos y estimaciones a partir de las imágenes MODIS, producto MOD05_L2; al no tener disponibles datos de radiosondeo ni las imágenes MODIS en los glaciares en estudio al momento del paso del satélite Landsat 8, se estimaron en base a datos de presión de vapor de agua saturada, siguiendo la metodología propuesta por Bukc (1981), con datos de presión, temperatura y humedad relativa tomada por las estaciones meteorológicas, y utilizando el factor de conversión propuesta por Xiaolei (2014) para obtener en g/cm^2 .

En tanto, el modelo de ventana única, desarrollado por Qin et al. (2001), mejorado por Qin et al. (2015) y Liao et al. (2020), puesto que se aplicaron a los datos de Landsat 8 banda 10 TIRS y debido a ello se ha empleado este modelo mejorado.

Al igual que el modelo anterior, requiere como parámetros de entrada, la emisividad, la transmitancia atmosférica y la temperatura atmosférica media efectiva; estos dos últimos parámetros se determinaron mediante ecuaciones lineales propuestas por Qin et al. (2015) para un modelo de atmósfera tropical, considerando que los glaciares en estudio son tropicales (Vuille et al., 2008), con un clima tropical (Sagredo y Lowell, 2012). La transmitancia atmosférica se determinó en base a los datos de contenido de vapor de agua y la temperatura atmosférica media efectiva con datos de temperatura de aire cerca de la superficie.

Los modelos mencionados previamente requieren de algunos parámetros que se van a utilizar como datos de entrada y estos han sido determinados mediante modelos propuestos, debido a la falta de disponibilidad de datos *in situ* en las áreas de estudio, por lo que se realizó el análisis de sensibilidad de la emisividad y contenido de vapor de agua, tomando en cuenta la metodología de Qin et al. (2001), puesto que un error en la determinación de estos parámetros, implica error en la estimación de la TSG.

El análisis de sensibilidad de los modelos al contenido de vapor de agua, mostraron que estos responden de manera diferente; el modelo de

ventana única es el más sensible a los cambios de vapor de agua, puesto que para un error de $\pm 0.2 \text{ g/cm}^2$, habrá un error en la estimación de la TSG de 0.4°C y esto aumenta conforme aumenta los errores en este parámetro, resultados obtenidos por Qin et al. (2015) muestran que para un error de 0.3 g/cm^2 , el error en la estimación de la TST es aproximadamente 1°C , este resultado es casi similar con lo obtenido en este trabajo.

En cambio, en el modelo de un solo canal, la sensibilidad es diferente, es decir, para un error de -0.2 g/cm^2 , el error en la estimación de TSG es de 0.3°C , para 0.4 g/cm^2 se tiene un error de 0.1°C , este resultado es diferente a lo obtenido por Jiménez-Muños et al. (2018), dado que para un error de $\pm 0.5 \text{ g/cm}^2$, el error en la estimación de la TST es de 0.6°C , esto se debe a que el contenido de vapor de agua obtenido en las áreas de estudio, de acuerdo a la Figura 42, no superan el 0.7 g/cm^2 durante el periodo de estudio; por tanto, este modelo es menos sensible a los errores de contenido de vapor de agua a diferencia del modelo anterior, pues este último no utiliza directamente estos valores como parámetro de entrada, sino que mediante una relación lineal se determina la transmitancia atmosférica, generando de este modo mayor sensibilidad, como menciona Qin et al. (2001).

Los modelos, responden de manera similar al análisis de sensibilidad de la emisividad, teniendo un error de 0.55°C para un error de emisividad de -0.008 (0.8%); sin embargo, este error es mayor cuando hay una sobreestimación, pues se tiene un error de 1.2°C para un error de 0.008 , esto se debe a que la emisividad de las superficies de nieve/hielo en el rango espectral térmico son cercanos a 1, como se muestra en los resultados de emisividad obtenida y la Figura 13. Qin et al. (2001) encontró que, en el modelo de ventana única, un error de emisividad de 0.006 genera un error de 0.4°C en la estimación de la temperatura superficial, mientras que Jimenes-Muños y Sobrino (2003) determinaron que, para el modelo de un solo canal, un error de emisividad de 1% conducía a un error de estimación de 0.6°C . Por ende, ambos modelos son menos sensibles a los errores de emisividad.

5.3. Resultados de TSG

Los resultados de la temperatura superficial obtenida a partir de las mediciones en las estaciones meteorológicas, se derivaron en base a los datos de radiación solar reflejada, mediante la ley de Stefan Boltzmann, teniendo en consideración que la primera ley de la radiación menciona que todo cuerpo por encima del cero absoluto radia energía y que este aumenta en función a su temperatura (Chuvienco, 1995; Verdugo, 2022); Aubry-Wake et al. (2015) utilizaron la ley de Planck y la ley de Stefan Boltzmann para calcular la radiación en función de su temperatura en superficies de nieve/hielo; además, estas superficies son consideradas como cuerpos negros.

Los datos de radiación solar reflejada, temperatura y humedad relativa fueron registradas en las estaciones meteorológicas ubicadas en las lenguas glaciares de Artesonraju, Chuecon y Cavalca, aunque en este último glaciar no fue posible obtener datos de radiación solar reflejada, debido algunas fallas en la estación, por lo que es una de las limitaciones de este estudio; sin embargo, en base a la precisión obtenida en los glaciares Artesonraju y Chuecon, al comparar los resultados estimados con los modelos y los datos de campo, se determinó el modelo de mejor ajuste para su aplicación.

En el glaciar Artesonraju, las medias obtenidas para TSG_ob, TSG_sc y TSG_vu, fueron de 1.45, 2.22 y -2.40 °C, con una desviación estándar de 0.27, 0.83 y 1.02 °C respectivamente; en el Glaciar Chuecon, las medias fueron de 1.63, 2.09 y -2.48 °C, con una desviación estándar de 0.44, 0.95 y 1.15 °C; para el glaciar Cavalca, las medias de TSG_sc y TSG_vu fueron de 1.33 y -2.53 °C, con una desviación estándar de 2.56 y 3.0 °C respectivamente. De acuerdo a estos resultados, se observa que la diferencia de la media obtenida con el modelo de un solo canal y la media de TSG_ob, es mucho menor en comparación con la media obtenida con el modelo de ventana única.

La precisión de estos modelos al estimar la TSG se analizaron mediante métodos estadísticos basados en diferencias que comparan los valores calculados por el modelo y los observados; obteniendo con el modelo de un solo canal un MSE, RMSE y MBE de 1.41, 0.70 y 0.77°C

respectivamente, en el glaciar Artesonraju; en el glaciar Chuecon se obtuvo 0.99, 0.49 y 0.46°C; de acuerdo a estos resultados, se tuvo mayor precisión en el glaciar Chuecon y justamente ello se debe a que, la diferencia de las medias es mucho menor para este glaciar.

Jiménez-Muñoz et al. (2009) al estimar la TST con emisividad determinada mediante el método de umbrales de NDVI, datos de vapor de agua y temperatura de aire tomados en radiosondeos al paso del satélite Landsat 5 TM y Landsat 7 ETM+, obtuvieron un RMSE de 0.9°C y este mismo resultado se obtuvo al utilizar datos de vapor de agua de las imágenes MODIS y el modelado de temperatura de aire; Jiménez-Muñoz et al. (2018) empleó el mismo método para la obtención de datos de emisividad, vapor de agua y temperatura de aire, pero en este caso aplicaron para la banda 10 TIRS de Landsat 8, obteniendo un RMSE y MBE de 1.19 y -0.97°C para superficie de nieve. Al aplicar este modelo exclusivamente a las superficies glaciares utilizando Landsat 7 ETM+ y empleando para la emisividad, el modelo semiempírico desarrollado por Hori et al. (2013), para cubiertas de nieve y hielo, datos del contenido de vapor de agua obtenidos de las imágenes MODIS, Yuwei et al. (2015) obtuvo un RMSE de 1.5°C y MBE de 0.96°C. Comparando estos resultados con lo obtenido en este trabajo, se observa que se tiene menores valores de RMSE y MBE; por lo tanto, se obtuvo mejor ajuste al estimar la TSG con este modelo que en estudios llevados a cabo anteriormente.

Con el modelo de ventana única, se obtuvo un MSE, RMSE y MBE de 16.04, 8.02 y -3.85°C en el glaciar Artesonraju; para el glaciar Chuecon, estos fueron de 18.18, 9.09 y -4.11°C, respectivamente. Todos los estadísticos obtenidos son menores en el glaciar Artesonraju, ya que la diferencia de la media y desviación estándar entre TSG_ob es menor en este glaciar. Comparando los resultados obtenidos con ambos modelos, para el glaciar Artesonraju se ha obtenido un MSE, RMSE y MBE de 21.51, 10.76 y -4.62°C; para el glaciar Chuecon 21.05, 10.53 y -4.57°C y para el glaciar Cavalca 15.52, 7.76 y -3.86°C respectivamente.

Estudios de aplicación de este modelo utilizando las imágenes de la banda 10 TIRS Landsat 8 fueron desarrollados por Qin et al. (2015) para estimar la TST, para la emisividad se empleó el método de umbrales de NDVI, la transmitancia atmosférica se recuperó en base al contenido de vapor de agua mediante simulaciones en el programa MODTRAN y la temperatura atmosférica media efectiva se estimó a partir de datos meteorológicos locales obteniendo un RMSE de 0.43°C y MBE de 0.67°C; comparando con el modelo de un solo canal, el RMSE fue de -2.86°C y MBE de 1.05°C; Liao et al. (2020) empleó este modelo para estimar la TSG, mediante las imágenes de la banda 10 TIRS de Landsat 8 y la banda 6 de Landsat 5 TM para la emisividad se empleó el modelo semiempírico de Hori et al. (2013), la transmitancia atmosférica y temperatura atmosférica media efectiva se determinaron en base a las ecuaciones lineales propuestas por Qin et al. (2001), obteniendo un RMSE y MBE de 0.7°C y 0.7°C respectivamente, en comparación con el modelo de un solo canal.

Comparando los resultados descritos en estudios anteriores llevados a cabo, con lo obtenido en el presente trabajo, se observa que valores de RMSE y MBE difieren mucho, incluso al comparar entre los resultados obtenidos entre modelos; por lo tanto, no se tuvo buen ajuste al estimar la TSG con el modelo de ventana única. Esto se debe a que, este modelo tiene una alta sensibilidad a la transmitancia atmosférica como menciona Qin et al. (2001), ya que para obtener este parámetro mediante ecuaciones lineales propuestas por Qin et al. (2015), primero se determinó el contenido de vapor de agua a partir de la presión de vapor de agua saturada, lo que obviamente aumentó la imprecisión; puesto que, según Qin et al. (2001), errores de estimación de 0.2 g/cm² conlleva a errores entre 0.016 – 0.28 de transmitancia atmosférica.

A pesar de que no se tuvo buen ajuste al estimar la TSG con el modelo de ventana única y las claras diferencias entre los datos obtenidos por TSG_sc y TSG_ob, estos mostraron que en cuanto comportamiento estacional son similares (Figura 39, Figura 40 y Figura 41); además, de acuerdo a los datos positivos de MBE obtenidos para el modelo de un solo

canal, este tiende a sobreestimar respecto a los datos obtenidos por TSG_ob y lo contrario sucede con el modelo de ventana única, que tiende a subestimar, ello debido a su sensibilidad al vapor de agua y por ende a transmitancia atmosférica.

5.4. Gradiente de temperatura

De acuerdo a lo anterior, el modelo de un solo canal es el que tiene mejor ajuste, por lo que en base a estos datos se determinó el gradiente de temperatura.

La temperatura tiende a disminuir con la altitud (Liao et al., 2020), por lo que, para poder predecir cambios de temperatura en función de la altitud, se determinó el gradiente de temperatura. Obteniendo en el glaciar Artesonraju un gradiente de $-0.91^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$, en el glaciar Chuecon de $-0.89^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$, y en el glaciar Cavalca de $-0.82^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$, de estos siendo mayor en el glaciar Artesonraju y menor en el glaciar Cavalca; estos resultados son un poco mayores a lo obtenido por Liao et al. (2020), que reporta un gradiente de temperatura de $-0.61^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$. Aunque Úbeda (2011) obtuvo un resultado similar al determinar el gradiente térmico altitudinal, que fue de $0.84^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ en el Nevado Coropuna.

Los resultados de R^2 al comparar los cambios de temperatura superficial con la altitud, permiten contrastar el gradiente térmico obtenido, puesto que los valores de R^2 fueron de 0.89, 0.68 y 0.85 para el glaciar Artesonraju, Chuecon y Cavalca respectivamente. Los mayores valores obtenidos del gradiente de temperatura y el coeficiente de determinación en el glaciar Artesonraju, se debe a que, el descenso de la temperatura superficial conforme aumenta la altitud, es uniforme; además, las condiciones climáticas para este glaciar según la clasificación hecha por Sagredo y Lowell (2012), que ubica en el grupo de los trópicos exteriores húmedos del norte, tienen cambios de temperatura estacionalmente uniforme cerca de 0°C y una humedad relativa promedio de 71%.

Para el glaciar Chuecon, el menor valor del coeficiente de determinación obtenido se debe a las anomalías presentadas, puesto que a una altitud de 5090 y 5320 m s.n.m. la temperatura superficial aumenta, ello se debe a su topografía (Figura 44), que es ligeramente plana a estas altitudes y la existencia de múltiples grietas a la altitud de 5090 m s.n.m. ya que, según Pfeffer y Bretherton (1987), el hielo agrietado absorbe más del doble de radiación que las superficies planas; aunque según la clasificación climática de Sagredo y Lowell (2012), que también ubica dentro del grupo de los trópicos exteriores húmedos del norte, que tienen cambios de temperatura uniforme, con una humedad relativa promedio del 71%, se ha observado formación de penitentes en la superficie glaciar y para dar lugar a este tipo de formación, las condiciones de temperatura y humedad deben ser diferentes a lo descrito por Sagredo y Lowell (2012).

En el glaciar Cavalca, se ha obtenido el menor valor de gradiente de temperatura, ya que en este glaciar también experimenta anomalías ocasionadas por su topografía (Figura 45), es decir a una altitud de 6200 m s.n.m. la temperatura tiende a aumentar por su topografía ondulada; además se debe condiciones climáticas de bajas temperaturas, escasa humedad y deficientes precipitaciones, por lo que terminan teniendo un clima árido, con cambios bruscos de temperatura, de manera que el principal proceso de ablación es la sublimación, que tiene como consecuencia la formación de penitentes.

El gradiente temperatura, tiene una variación estacional que depende justamente de las condiciones climáticas que caracterizan a cada glaciar; además, altitud de la isoterma de 0°C observada varía de acuerdo a estas condiciones; para el glaciar Artesonraju se ubica entre 5000 – 5400 m s.n.m. para el glaciar Chuecon entre 5130 – 5350 m s.n.m. y para el glaciar Cavalca entre 5900 – 6250 m s.n.m.

5.5. Modelo propuesto

En base a los resultados de precisión obtenidos anteriormente, el modelo de un solo canal tuvo una mejor precisión al estimar la TSG en los glaciares en estudio utilizando la banda 10 TIRS Landsat 8, con RMSE promedio de 0.60°C y MBE de 0.62°C ; además, los parámetros de entrada requeridos para el modelo son fáciles de obtener, siguiendo la metodología que se ha desarrollado en este trabajo, por ello se propone este modelo para su aplicación en estudios de estimación de la TSG a nivel de la cordillera de los Andes del Perú, ya que como mencionan Liang et al. (2014) y Zhang y He (2013), la temperatura superficial es una variable clave en los procesos de intercambio de energía y que cumple un rol importante en estudios científicos como la ecología, hidrología y estudios sobre el cambio climático; ejemplo de este último es el estudio desarrollado por Lomé et al. (2019) en la que evaluaron procesos de calentamiento en los Andes a partir de la TST obtenida de las imágenes MODIS durante los años 2000 – 2017, determinando que la TST aumentaba a una tasa de $1^{\circ}\text{C}/\text{década}$, siendo este más alto en elevaciones mayores.

Liao et al. (2020) menciona que la TSG está fuertemente correlacionada con la tasa de ablación, por ende, con el retroceso glaciar; además, es parámetro importante para modelar la fusión glaciar (Reid y Brock, 2010), el balance de masa glaciar, la escorrentía y espesor de escombros (Du et al., 2013; Mihalcea et al., 2008). Todos estos estudios sirven para evaluar el impacto de los cambios de superficie y volumen glaciar en la disponibilidad de recursos hídricos, principalmente, ya que varios de estos glaciares al estar ubicados en las cabeceras de algunas cuencas muy pobladas, se encuentran abasteciendo de agua para diferentes usos, por lo que son considerados como fuente y reserva de agua.

CAPÍTULO VI

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

6.1. Conclusiones

Se determinó la emisividad para superficies glaciares de Artesonraju, Chuecon y Cavalca como parámetro de entrada en los modelos de estimación de la temperatura superficial glaciar, aplicando el método de umbrales de NDVI, obteniendo buenos resultados con coeficientes de determinación de 0.84 al comparar estos con los datos de la librería ASTER para nieve de grano grueso, a diferencia de otros tipos de nieve como grano medio y fino, cuyos valores de coeficiente de determinación fueron menores; concluyendo con ello que la mayor parte de la superficie glaciar está cubierto de nieve de grano grueso o hielo, puesto que tienen emisividad similar.

Se determinó la precisión al estimar la temperatura superficial de los glaciares Artesonraju, Chuecon y Cavalca mediante las imágenes de la banda 10 TIRS de Landsat 8 en comparación con datos medidos en campo, empleando dos modelos: modelo de un solo canal y ventana única; se obtuvo mejor precisión al estimar la temperatura superficial glaciar con el modelo de solo canal con valores promedio de RMSE de 0.60°C y MBE de 0.62°C; con el modelo de ventana única se obtuvo valores de RMSE de 8.55°C y MBE



de -3.98°C , esto se debe a que este último modelo tiene una alta sensibilidad al contenido de vapor de agua y por ende de la transmitancia atmosférica.

Se determinó el gradiente de temperatura superficial de los glaciares Artesonraju, Chuecon y Cavalca utilizando los datos obtenidos con el modelo de un solo canal porque tuvo mejor precisión al estimar la TSG. El gradiente de temperatura superficial obtenido en los glaciares Artesonraju, Chuecon y Cavalca fue de -0.91 , -0.89 y $-0.82^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$, con coeficientes de determinación al evaluar cambios de temperatura en función de la altitud de 0.89 , 0.68 y 0.85 respectivamente; observando que en el glaciar Chuecon y Cavalca experimentan aumento de temperatura con la altitud en algunas áreas, ello debido a su topografía.

Se propuso el modelo de un solo canal para su aplicación en la estimación de la temperatura superficial glaciar en el ámbito de la cordillera de los Andes del Perú, debido a que con este modelo se obtuvo mejor precisión al comparar con datos medidos en campo; además, de que los parámetros de entrada que requiere el modelo, son fáciles de determinar, como se hizo en este estudio.

6.2. Recomendaciones

Se recomienda determinar la transmitancia atmosférica mediante simulaciones en MODTRAN (Moderate Resolution Atmospheric Transmission) para tener más precisión al aplicar el modelo de Ventana Única.

Escoger imágenes libres de nubosidad en el área en la que se quiere aplicar estos modelos.

Realizar evaluaciones complementarias de los modelos considerando factores como orientación y pendiente.

Realizar estudios que relacionen cambios de superficie glaciar con los cambios de temperatura superficial.

Realizar evaluación de cambios de temperatura superficial interanuales de modo que determine procesos de calentamiento.

REFERENCIA BIBLIOGRÁFICA

- Agencia Espacial Europea. (2022). Copernicus Sentinel-3 Surface Topography Mission – Cyclic Performance Report.
- Aguilón, V., Cresencio, H. y Galván, M. (s.f.). *Sedimentología y estratigrafía*. <http://usuarios.geofisica.unam.mx/cecilia/CT-SeEs/A1-Glaciares.pdf>
- Albergel, C., De Rosnay, P., Gruhier, C., Muñoz-Sabater, J., Hasenauer, S., Isaksen, L., Kerr, Y. y Wagner, W. (2012). Evaluation of remotely sensed and modelled soil moisture products using global ground-based in situ observations. *Remote Sensing Environmental*, 118, 2015 – 226. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2011.11.017>
- Arnaud, Y., Muller, F., Vuille, M. y Ribstein, P. (2001). El Niño-Oscilación del sur (ENOS) influencia en un glaciar del volcán Sajama (Bolivia) de 1963 a 1995 según datos Landsat y fotografía aérea. *Revista de investigación Geofísica*, 106, 17773 – 17784.
- Aubry-Wake, C., Baraer, M., Mckenzie, J., Mark, B., Wigmore, O., Hellstrom, R., Lautz, L. y Somers, L. (2015). Measuring glacier surface temperatures with ground-based thermal infrared imaging. *Geophysical Research Letters*, 42, 8489 – 8497. <https://doi.org/10.1002/2015GL065321>
- Autoridad Nacional de Agua. (2014). *Inventario de glaciares del Perú (segunda actualización)*. Área de Evaluación de Glaciares y Lagunas.
- Autoridad Nacional de Agua. (2019). *Retroceso glaciar en el Perú 1948-2019: impactos en el recurso hídrico*. Área de Evaluación de Glaciares y Lagunas.
- Baker, H., Gorte, B., Horn, J., Janssen, L., Pohl, C., Prakash, A., Reeves, C., weir, M. y Woldai T. (2001). Principles of Remote sensing: An introductory textbook.
- Bravo, N. (2020). *Teledetección espacial y procesamiento de imágenes satelitales*.

- Buck, A. (1981). New Equations for Computing Vapor Pressure and Enhancement factor. *Journal Applied Meteorology*, 20:12, 1527 – 1532. [https://doi.org/10.1175/15200450\(1981\)020%3C1527:NEFCVP%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/15200450(1981)020%3C1527:NEFCVP%3E2.0.CO;2)
- Castro, R. (1999). *Sistema para el seguimiento y análisis de tierras mediante teledetección*. Pontificie Universidad Católica de Chile.
- Chuvieco, E. (1995). *Fundamento de la teledetección espacial*. Ediciones RIALP.
- Chuvieco, E. (2008). *Teledetección ambiental: la observación de la tierra desde el espacio*.
- Cristóbal, J., Jiménez-Muñoz, J., Sobrino, A., Ninyerola, M. y Pons, X. (2009). Improvements in land surface temperature retrieval from the Landsat series thermal band using water vapor and air temperature. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 114. <https://doi.org/10.1029/2008JD010616>
- Cuffey, K. y Paterson, W. (2010). *The Physics of Glaciers*. Elsevier, Burlington, USA.
- Diezt, A., Kuencer, C., Gessner, U. y Dech, S. (2011). Remote sensing of snow- a review of available methods. *International Journal Remote Sensing*, 33, 4094 – 4134. <https://doi.org/10.1080/01431161.2011.640964>
- Doherty, S. J., Warren, S. G., Grenfell, T. C., Clarke, A. D. y Brandt, R. E. (2010). Light absorbing impurities in Artic snow. *Atmospheric Chemistry and Physics. Chem. Phys.*, 10, 11647–11680. <https://doi.org/10.5194/acp-10-11647-2010>
- Li, S., Du, J., He, Y., Wang, S., Niu, H., Xin, H. y Pu, T. (2013). Mass balance and near-surface ice temperature structure of Baishui Glacier N° 1 in Mt. Yulong. *J. Geogr. Sci.*, 23, 668-678. <https://doi.org/10.1007/s11442-013-1036-4>
- Gerace, A. y Montanaro, M. (2017). Derivation and validation of the stray light correction algorithm for the thermal infrared sensor onboard Landsat 8. *Remote Sensing of Environment*, 191, 246 – 257. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2017.01.029>

- Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático. (2001). *Cambio Climático 2001: informe de síntesis*.
- Gutiérrez, E. (2013). El clima, la vegetación y la evolución volcánica y glaciaria del Nevado Coropuna. Universidad Complutense de Madrid.
- Hadley, O. y Kirchstetter, T. (2012). Black-carbon reduction of snow albedo. *Nature Clim Change*, 2, 437-440. <https://doi.org/10.1038/nclimate1433>.
- Hori, M., Aoki, T. y Tanikawa, T. (2013). Modeling angular-dependent spectral emissivity of snow and ice in the thermal infrared atmospheric window. *Applied Optics*, 52, 7243-7255. <https://doi.org/10.1364/AO.52.007243>
- Hori, M., Aoki, T. y Tanikawa, T., Motoyoshi, H., Hachikubo, A., Sugiura, K., Yasunari, T., Eide, H., Storvold, R., Nakajima, Y. y Takahashi, F. (2006). In-situ measured spectral directional emissivity of snow and ice in the 8-14 μm atmospheric window. *Remote Sensing of Environment*, 100, 486 – 502. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2005.11.001>
- Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales. (2012). *Glaciares de Colombia, más que montañas con hielo*. Bogotá.
- Instituto Nacional de Investigación en Glaciares y Ecosistemas de Montaña. (2017). *Manual metodológico de inventario nacional de glaciares*. Huaraz.
- Instituto Nacional de Investigación en Glaciares y Ecosistemas de Montaña. (2018a). *Inventario Nacional de Glaciares: las Cordilleras Glaciares del Perú*. Huaraz. <https://repositorio.inaigem.gob.pe/handle/16072021/57>
- Instituto Nacional de Investigación en Glaciares y Ecosistemas de Montaña. (2018b). *Informe Técnico: Expedición Científica Coropuna 2018*.
- Jansson, J. y Hofmockel, K. (2019). Soil microbiomes and climate change. *Nat. Rev. Microbiol*, 18, 35 – 46. [10.1038/s41579-019-0265-7](https://doi.org/10.1038/s41579-019-0265-7)
- Jiménez-Muñoz, J. y Sobrino, J. (2003). A generalized single-channel method for retrieving land surface temperature from remote sensing data. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 108 (D22). <https://doi.org/10.1029/2003JD003480>

- Jiménez-Muñoz, J., Cristóbal, J., Prakash, A., Mattar, C., Skoković, D. y Sobrino, J. (2018). An Improved Single-Channel Method to Retrieve Land Surface Temperature from the Landsat-8 Thermal Band. *Remote Sensing*, 10, Artículo 431. <https://doi.org/10.3390/rs10030431>
- Kaser G. y Osmaston, H. (2002). Tropical Glaciers. *Journal of Glaciology*, 49, 323. <https://doi.org/10.3189/172756503781830782>
- Kochtitzky, W., Edwards, B., Enderlin, E., Marino, J. y Manrique, N. (2018). Improved estimates of glacier change rates at Nevado Coropuna Ice cap Perú. *Journal of Glaciology*, 64(244), 175 – 184. <https://doi.org/10.1017/jog.2018.2>
- Konig, M., Winther, J. y Isaksson, E. (2001). Measuring snow and ice properties from satellite. *Reviews of Geophysics*, 39, 1 – 27.
- Li, Z., Wu, H., Wang, N., Qiu, S., Sobrino, J., Wan, Z., Tang, B. y Yan, G. (2013). Land Surface emissivity retrieval from satellite data. *International Journal of Remote Sensing*, 34: 9 - 10, 3084 - 3127. <https://doi.org/10.1080/01431161.2012.716540>
- Liang, S., Li, X. y Wang, J. (2014). Advanced remote sensing: Terrestrial information extraction and applications. *Remote Sensing*, 6, 9848.
- Liao, H., Liu, Q., Zhong, Y. y Lu, X. (2020). Landsat-Based Estimation of the Glacier Surface Temperature of Hailuoguo Glacier, Southeastern Tibetan Plateau, Between 1990 and 2018. *Remote Sensing*, 12, Artículo 2105. <https://doi.org/10.3390/rs12132105>
- Lomé, J., Espinoza, R., Espinoza, J., Rojas, J., Leo, B. y Leyva, W. (2019). Elevation-dependent warming of land surface temperatures in the Andes assessed using MODIS LST time series (2000–2017). *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 77, 119 – 128. <https://doi.org/10.1016/j.jag.2018.12.013>
- Mihalcea, C., Brock, B.W., Diolaiuti, G., Agata, C., Citterio, M., Kirkbride, M.P., Cutler, M. y Smiraglia, C. (2008). Using ASTER satellite and ground-based surface temperature measurements to derive supraglacial debris cover and

- thickness patterns on Miage Glacier (Mont Blanc Massif, Italy). *Cold Regions Science and Technology*, 52, 341-354. <https://doi.org/10.1016/j.coldregions.2007.03.004>.
- Montanaro, M., Gerace, A., Lunsford, A. y Reuter, D. (2014). Stray light in imagery from the Landsat 8 thermal infrared sensor. *Remote Sensing*, 6 (11), 10435 – 10456. <https://doi.org/10.3390/rs61110435>
- Neto, M., Evangelista, H., Condom, T., Rabatel, A. y Ginot, P. (2019). Amazonian Biomass Burning Enhances Tropical Andean Glaciers Melting. *Sci Rep*, 9, 16914. <https://doi.org/10.1038/s41598-019-53284-1>
- Nogami, M. (1972). The snow line and climate during the last glacial period in the Andes mountains. *The Quaternary Research (Japan)*. 11, 71 – 80.
- Ormeño, S. (2006). *Teledetección fundamental* (3ra ed). <http://pdi.topografia.upm.es/santi/descarga/FunTeled.PDF>
- Pellicciotti, F., Immerzeel, W., Petersen, L. y Ragetti, S. (2014). The importance of observed gradients of air temperature and precipitation for modeling runoff from a glacierized watershed in the Nepalese Himalayas. *Water Resources Research*, 50, 2212 – 2226. <https://doi.org/10.1002/2013WR014506>
- Pérez, C. y Muñoz, A. (2006). *Teledetección: nociones y aplicaciones*. <https://mundocartogeo.files.wordpress.com/2015/03/teledeteccion-nocionesaplicaciones-2006publico.pdf>
- Pfeffer, W. y Bretherton, C. (1987). The effect crevasses on the solar heating of a glacier surface. *The Physical Basis of Ice Sheet Modelling*, 170, 191 – 205.
- Qin, Z., Karnieli, A. y Berliner, P. (2001). A mono-window algorithm for retrieving land surface temperature from Landsat TM data and its application to the Israel-Egypt border region. *International Journal of Remote Sensing*, 22:18, 3719-3746. <https://doi.org/10.1080/01431160010006971>
- Qin, Z., Wang, F., Song, C., Tu, L., Karnieli, A. y Zhao, S. (2015). An Improved Mono-Window Algorithm for Land Surface Temperature Retrieval from

- Landsat 8 Thermal Infrared Sensor Data. *Remote Sensing*, 7, 4268-4289. <https://doi.org/10.3390/rs70404268>
- Reid, T. y Brock, B. (2010). An energy-balance model for debris-covered glaciers including heat conduction through the debris layers. *Journal Glaciology*, 56, 903 – 916. [10.3189/002214310794457218](https://doi.org/10.3189/002214310794457218)
- Ren, H., Liu, R., Qin, Q., Fan, W., Yu, L. y Du, C. (2017). Mapping finer-resolution land surface emissivity using Landsat images in China. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 122, 6764 – 6781. <https://doi.org/10.1002/2017JD026910>.
- Richards, J. y Jia, X. (2006). *Remote Sensing Digital Image Analysis: An Introduction*. Berlin, Germany: Springer.
- Rivera, A., Bown, F., Napoleoni, F., Muñoz, C. y Vuille, M. (2016). *Balance de masa glaciar*. Ediciones CECs, Valdivia, Chile.
- Sagredo, E. y Lovell, T. (2012). Climatology of Andean glaciers: A framework to understand glacier response to climate change. *Global and Planetary Change*, 86 – 87, 101 – 109. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2012.02.010>
- Schoolmeester, T., Johansen, K., Alfthan, B., Baker, E., Hesping, M. y Verbist, K. (2018). *Atlas de Glaciares y Andinos. El impacto del retroceso de los glaciares sobre los recursos hídricos*. UNESCO y GRID-Arendal.
- Sobrino, J. A. (2000). *Teledetección*. Universidad de Valencia.
- Sobrino, J. y Raissouni, N. (2000). Toward remote sensing methods for land cover dynamic monitoring: Application to Morocco. *International Journal of Remote Sensing*, 21:2, 353-366. <https://doi.org/10.1080/014311600210876>
- Sobrino, J., Jiménez-Muñoz, J., Soria, G., Romaguera, M., Guanter, L., Moreno, J., Plaza, A. y Martínez, P. (2008). Land surface emissivity retrieval from different VNIR and TIR sensor. in *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 46, 316-327. <https://doi.org/10.1109/TGRS.2007.904834>

- Úbeda, J. (2011). *El impacto del cambio climático en los glaciares del complejo volcánico Nevado Coropuna (Cordillera Occidental de los Andes Centrales)* [Tesis doctoral]. Universidad Complutense de Madrid.
- Úbeda, J. (2013). La investigación del registro glacial del cambio climático en el complejo volcánico nevado Coropuna (Arequipa-Perú). Foro Internacional de Peligros Geológicos, 24 – 28. <https://hdl.handle.net/20.500.12544/1141>
- United States Geological Survey. (2019). Landsat 8: data users handbook.
- Vaughan, D. (2013). *Observations: Cryosphere, a Climate Change 2013: The Physical Science Basic*. Universidad de Cambridge.
- Verdugo, C. (2022). *Ráster con R: esto va de filas, columnas, cotas y pixeles*.
- Vuille, M., Carey, M., Huggel, C., Buytaert, W., Rabatel, A., Jacobsen, D., Soruco, A., Villacis, M., Yarleque, C., Timm, O., Condom, T., Salzmann, N. y Sicart, J. (2018). Rapid decline of snow and ice in the tropical Andes-Impacts, uncertainties and challenges ahead. *Earth Sciences Review*, 197, 195-213. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.09.019>
- Vuille, M., Francou, B., Wagnon, P., Juen, I., Kaser, G., Mark, B. y Bradley, R. (2008). Climate change and tropical Andean glaciers: past, present and future. *Earth-Science Reviews*, 89 (3-4), 79 – 96. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2008.04.002>
- Warren, T., Bowles, N., Donaldson, K. y Bandfield, J. (2019). Modeling la the angular dependence of emissivity of randomly rough surfaces. *JGR Planets*, 124, 585 – 601. <https://doi.org/10.1029/2018JE005840>
- Xiaolei, Y., Xulin, G. y Zhaocong, W. (2014). Land Surface temperature retrieval from Landsat 8 TIRS – comparison between Radiative Transfer Equation – based method, Split Window Algorithm and Single Channel method. *Remote Sensing*, 6, 9829 – 9852. <https://doi.org/10.3390/rs6109829>
- Yuwei, W., Ninglian, W., Jianqiao, H. y Xi, J. (2015). Estimating mountain glacier surface temperatures from Landsat-ETM + thermal infrared data: A case

study of Qiyi glacier, China. *Remote Sensing of Environment*, 163, 286 -295.
<https://doi.org/10.1016/j.rse.2015.03.026>

Zhang, Z. y He, G. (2013). Generation of Landsat surface temperature product for China 200 – 2010. *Int. Journal Remote Sensing*, 34, 7369 – 7375.
<https://doi.org/10.1080/01431161.2013.820368>



ANEXOS

Anexo A. Panel Fotográfico



Fotografía 1-2. Se observa la formación de penitentes en el glaciar Cavalca, la mayoría de los cuales superan los 30 cm de alto, su base de hielo está congelada sobre los sedimentos.



Fotografía 3-4. La fotografía de la izquierda muestra sedimento sobre la superficie del glaciar Cavalca; fotografía de la derecha, toma de puntos de control.



Fotografía 5-6. La fotografía de la izquierda muestra la formación de penitentes sobre la superficie del glaciar Chuecon; fotografía de la derecha, toma de puntos de control.



Fotografía 7-8. La fotografía de la izquierda muestra la crioconita y el impacto que tienen sobre la superficie del glaciar Chuecon; fotografía de la derecha, muestra la laguna de formación y el impacto que tiene sobre el frente glaciar mediante el efecto calving.



Fotografía 9-10. La fotografía de la izquierda muestra la superficie del glaciar Artesonraju; fotografía de la derecha, toma de puntos de control.



Fotografía 11-12. La fotografía de la izquierda muestra la crioconita y el impacto que tienen sobre la superficie del glaciar Artesonraju; fotografía de la derecha, muestra la laguna de formación.

Anexo B. Imágenes satelitales

Tabla 11

Lista de las imágenes Landsat 8 usado para el glaciar Artesonraju

Path	Row	Fecha	Imagen Landsat
8	66	28/01/2018	LC08_L1TP_008066_20180128_20180207_01_T1
8	66	13/02/2018	LC08_L1TP_008066_20180213_20180222_01_T1
8	66	18/04/2018	LC08_L1TP_008066_20180418_20180501_01_T1
8	66	20/05/2018	LC08_L1TP_008066_20180520_20180605_01_T1
8	66	21/06/2018	LC08_L1TP_008066_20180621_20180703_01_T1
8	66	7/07/2018	LC08_L1TP_008066_20180707_20180717_01_T1
8	66	24/08/2018	LC08_L1TP_008066_20180824_20180829_01_T1
8	66	9/09/2018	LC08_L1TP_008066_20180909_20180913_01_T1
8	66	11/10/2018	LC08_L1TP_008066_20181011_20181030_01_T1
8	66	30/12/2018	LC08_L1TP_008066_20181230_20190130_01_T1
8	66	5/04/2019	LC08_L1TP_008066_20190405_20190422_01_T1
8	66	7/05/2019	LC08_L1TP_008066_20190507_20190521_01_T1
8	66	8/06/2019	LC08_L1TP_008066_20190608_20190619_01_T1
8	66	24/06/2019	LC08_L1TP_008066_20190624_20190704_01_T1
8	66	10/07/2019	LC08_L1TP_008066_20190710_20190719_01_T1
8	66	11/08/2019	LC08_L1TP_008066_20190811_20190820_01_T1
8	66	27/08/2019	LC08_L1TP_008066_20190827_20190903_01_T1
8	66	28/09/2019	LC08_L1TP_008066_20190928_20191017_01_T1
8	66	22/03/2020	LC08_L1TP_008066_20200322_20200326_01_T1
8	66	10/06/2020	LC08_L1TP_008066_20200610_20200626_01_T1
8	66	12/07/2020	LC08_L1TP_008066_20200712_20200722_01_T1
8	66	28/07/2020	LC08_L1TP_008066_20200728_20200807_01_T1
8	66	13/08/2020	LC08_L1TP_008066_20200813_20200822_01_T1
8	66	29/08/2020	LC08_L1TP_008066_20200829_20200905_01_T1
8	66	14/09/2020	LC08_L1TP_008066_20200914_20200920_01_T1
8	66	16/10/2020	LC08_L1TP_008066_20201016_20201104_01_T1

Tabla 12*Lista de las imágenes Landsat 8 usado para el glaciar Chuecon*

Path	Row	Fecha	Imagen Landsat
7	68	22/02/2018	LC08_L1TP_007068_20180222_20180308_01_T1
7	68	27/04/2018	LC08_L1TP_007068_20180427_20180502_01_T1
7	68	13/05/2018	LC08_L1TP_007068_20180513_20180517_01_T1
7	68	29/05/2018	LC08_L1TP_007068_20180529_20180605_01_T1
7	68	14/06/2018	LC08_L1TP_007068_20180614_20180703_01_T1
7	68	30/06/2018	LC08_L1TP_007068_20180630_20180716_01_T1
7	68	16/07/2018	LC08_L1TP_007068_20180716_20180730_01_T1
7	68	1/08/2018	LC08_L1TP_007068_20180801_20180814_01_T1
7	68	2/09/2018	LC08_L1TP_007068_20180902_20180912_01_T1
7	68	18/09/2018	LC08_L1TP_007068_20180918_20180928_01_T1
7	68	23/12/2018	LC08_L1TP_007068_20181223_20190129_01_T1
7	68	30/04/2019	LC08_L1TP_007068_20190430_20190508_01_T1
7	68	16/05/2019	LC08_L1TP_007068_20190516_20190521_01_T1
7	68	1/06/2019	LC08_L1TP_007068_20190601_20190605_01_T1
7	68	17/06/2019	LC08_L1TP_007068_20190617_20190620_01_T1
7	68	3/07/2019	LC08_L1TP_007068_20190703_20190718_01_T1
7	68	19/07/2019	LC08_L1TP_007068_20190719_20190731_01_T1
7	68	4/08/2019	LC08_L1TP_007068_20190804_20190820_01_T1
7	68	7/10/2019	LC08_L1TP_007068_20191007_20191018_01_T1
7	68	23/10/2019	LC08_L1TP_007068_20191023_20191030_01_T1
7	68	26/12/2019	LC08_L1TP_007068_20191226_20200110_01_T1
7	68	11/01/2020	LC08_L1TP_007068_20200111_20200127_01_T1
7	68	27/01/2020	LC08_L1TP_007068_20200127_20200210_01_T1
7	68	19/06/2020	LC08_L1TP_007068_20200619_20200625_01_T1
7	68	5/07/2020	LC08_L1TP_007068_20200705_20200708_01_T1
7	68	21/07/2020	LC08_L1TP_007068_20200721_20200807_01_T1
7	68	6/08/2020	LC08_L1TP_007068_20200806_20200821_01_T1

Tabla 13*Lista de las imágenes Landsat 8 usado para el glaciar Cavalca*

Path	Row	Fecha	Imagen Landsat
4	71	16/01/2018	LC08_L1TP_004071_20180116_20180205_01_T1
4	71	17/02/2018	LC08_L1TP_004071_20180217_20180307_01_T1
4	71	24/05/2018	LC08_L1TP_004071_20180524_20180605_01_T1
4	71	25/06/2018	LC08_L1TP_004071_20180625_20180704_01_T1
4	71	28/08/2018	LC08_L1TP_004071_20180828_20180911_01_T1
4	71	13/09/2018	LC08_L1TP_004071_20180913_20180928_01_T1
4	71	29/09/2018	LC08_L1TP_004071_20180929_20181009_01_T1
4	71	16/11/2018	LC08_L1TP_004071_20181116_20191007_01_T1
4	71	20/02/2019	LC08_L1TP_004071_20190220_20190308_01_T1
4	71	11/05/2019	LC08_L1TP_004071_20190511_20190521_01_T1
4	71	27/05/2019	LC08_L1TP_004071_20190527_20190605_01_T1
4	71	12/06/2019	LC08_L1TP_004071_20190612_20190619_01_T1
4	71	14/07/2019	LC08_L1TP_004071_20190714_20190719_01_T1
4	71	30/07/2019	LC08_L1TP_004071_20190730_20190819_01_T1
4	71	15/08/2019	LC08_L1TP_004071_20190815_20190820_01_T1
4	71	31/08/2019	LC08_L1TP_004071_20190831_20190916_01_T1
4	71	5/12/2019	LC08_L1TP_004071_20191205_20191217_01_T1
4	71	7/02/2020	LC08_L1TP_004071_20200207_20200211_01_T1
4	71	10/03/2020	LC08_L1TP_004071_20200310_20200325_01_T1
4	71	11/04/2020	LC08_L1TP_004071_20200411_20200422_01_T1
4	71	29/05/2020	LC08_L1TP_004071_20200529_20200608_01_T1
4	71	14/06/2020	LC08_L1TP_004071_20200614_20200626_01_T1
4	71	30/06/2020	LC08_L1TP_004071_20200630_20200708_01_T1
4	71	16/07/2020	LC08_L1TP_004071_20200716_20200722_01_T1
4	71	1/08/2020	LC08_L1TP_004071_20200801_20200807_01_T1
4	71	5/11/2020	LO08_L1TP_004071_20201105_20201214_01_T1
4	71	21/11/2020	LC08_L1TP_004071_20201121_20210315_01_T1

Tabla 14*Lista de imágenes Sentinel 2A usado en mapeo glaciar*

Fecha	Imagen Sentinel 2	Glaciar
3/08/2020	S2A_MSIL1C_20200803T151711_N0209_R125_T18LUM_20200803T184936	Glaciar Chuecon
6/08/2020	S2A_MSIL1C_20200806T152651_N0209_R025_T17LRL_20200806T190228	Glaciar Artesonraju
20/11/2020	S2B_MSIL1C_20201120T145729_N0209_R039_T18LYH_20201120T183030	Glaciar Cavalca

Anexo C. Datos meteorológicos

Tabla 15

Datos meteorológicos del glaciar Artesonraju

Fecha	Hora	Temperatura (°C)	Humedad Relativa (%)	Radiación Solar Relejada (W/m ²)
28/01/2018	15:00	6.08	41.93	319.9
13/02/2018	15:00	7.53	57.62	319.3
18/04/2018	15:00	4.95	37.52	317.8
20/05/2018	15:00	4.06	81.70	318.3
21/06/2018	15:00	2.96	52.37	317.3
7/07/2018	15:00	2.88	27.44	315.0
24/08/2018	15:00	3.91	56.96	319.3
9/09/2018	15:00	6.29	27.51	320.2
11/10/2018	15:00	4.19	49.23	317.1
30/12/2018	15:00	6.38	66.43	329.2
5/04/2019	15:00	6.07	70.24	336.1
7/05/2019	15:00	4.68	58.03	319.9
8/06/2019	15:00	5.98	36.42	319.2
24/06/2019	15:00	6.43	37.28	317.0
10/07/2019	15:00	3.92	31.90	318.9
11/08/2019	15:00	2.66	63.13	317.5
27/08/2019	15:00	3.33	50.16	318.5
28/09/2019	15:00	5.31	42.95	320.7
22/03/2020	15:00	2.58	66.61	319.2
10/06/2020	15:00	3.25	41.89	319.7
12/07/2020	15:00	3.54	59.24	322.1
28/07/2020	15:00	3.91	32.39	319.8
13/08/2020	15:00	3.81	61.59	321.1
29/08/2020	15:00	4.00	39.65	319.7
14/09/2020	15:00	2.35	63.80	318.6
16/10/2020	15:00	4.47	54.92	323.9

Tabla 16

Datos meteorológicos del glaciar Chuecon

Fecha	Hora	Temperatura (°C)	Humedad Relativa (%)	Radiación Solar Relejada (W/m2)
22/02/2018	15:00	1.64	85.70	320.3
27/04/2018	15:00	2.49	71.12	320.9
13/05/2018	15:00	2.24	60.20	319.0
29/05/2018	15:00	2.08	29.33	311.2
14/06/2018	15:00	3.32	54.27	319.3
30/06/2018	15:00	3.55	30.74	316.8
16/07/2018	15:00	1.15	45.88	319.0
1/08/2018	15:00	-0.78	74.83	309.1
2/09/2018	15:00	4.33	40.97	323.2
18/09/2018	15:00	2.58	49.62	320.2
23/12/2018	15:00	1.77	91.00	318.0
30/04/2019	15:00	2.58	85.60	322.2
16/05/2019	15:00	2.82	56.41	323.2
1/06/2019	15:00	4.58	24.53	320.8
17/06/2019	15:00	3.25	57.72	320.4
3/07/2019	15:00	4.73	27.10	323.2
19/07/2019	15:00	1.55	70.31	318.5
4/08/2019	15:00	3.38	43.58	319.3
7/10/2019	15:00	2.28	40.24	320.4
23/10/2019	15:00	2.05	71.13	319.4
26/12/2019	15:00	5.53	64.61	331.5
11/01/2020	15:00	3.59	57.17	323.6
27/01/2020	15:00	7.06	29.42	334.2
19/06/2020	15:00	4.07	39.35	318.7
5/07/2020	15:00	2.00	36.27	316.4
21/07/2020	15:00	4.38	25.98	322.5
6/08/2020	15:00	4.56	19.39	321.3

Tabla 17

Datos meteorológicos del glaciar Cavalca

Fecha	Hora	Temperatura (°C)	Humedad Relativa (%)
16/01/2018	15:00	-2.7	94
17/02/2018	15:00	0.4	37
24/05/2018	15:00	-1.6	36
25/06/2018	15:00	-4.3	29
28/08/2018	15:00	-3.4	63
13/09/2018	15:00	-0.9	62
29/09/2018	15:00	1.9	31
16/11/2018	15:00	1.7	36
20/12/2018	15:00	-0.4	28
11/05/2019	15:00	-2.2	52
27/05/2019	15:00	-1.8	33
12/06/2019	15:00	-0.9	54
14/07/2019	15:00	-2.3	39
30/07/2019	15:00	-0.1	40
15/08/2019	15:00	-0.7	43
31/08/2019	15:00	-1.5	28
5/12/2019	15:00	-1.4	84
7/02/2020	15:00	1.4	61
10/03/2020	15:00	-3	65
11/04/2020	15:00	-1.8	50
29/05/2020	15:00	-1	44
14/06/2020	15:00	-1.6	60
30/06/2020	15:00	-1.8	25
16/07/2020	15:00	0.2	37
1/08/2020	15:00	0.9	33
5/11/2020	15:00	-4.1	84
21/11/2020	15:00	0.9	35