



UNIVERSIDAD NACIONAL “SANTIAGO ANTÚNEZ DE MAYOLO”

ESCUELA DE POSTGRADO

BALANCE DE MASA DEL GLACIAR PASTORURI MEDIANTE EL MÉTODO GEODÉSICO EMPLEANDO TECNOLOGÍA RPA EN EL PERIODO 2016.

Tesis para optar el grado de Maestro
en Ciencias e Ingeniería

Mención: Ingeniería de Recursos
Hídricos

ALEXZANDER SANTIAGO MARTEL

Asesor: Dr. **MEJÍA ANAYA TEÓFANES**

Co-asesor: Mag. **LOARTE CADENAS EDWIN ANIBAL**

Huaraz - Ancash - Perú

2023

Nº de Registro: **T0877**





UNIVERSIDAD NACIONAL
"SANTIAGO ANTUNEZ DE MAYOLO"
ESCUELA DE POSTGRADO

ACTA DE SUSTENTACION DE TESIS

Los miembros del Jurado de Sustentación de Tesis, que suscriben, reunidos en el Auditorio de la Escuela de Postgrado, de la Universidad Nacional "Santiago Antúnez de Mayolo" para calificar la Tesis presentada por el:

Bachiller: **ALEXZANDER SANTIAGO MARTEL**

Título : **"BALANCE DE MASA DEL GLACIAR PASTORURI MEDIANTE EL MÉTODO GEÓDESICO EMPLEANDO TECNOLOGÍA RPA EN EL PERIODO 2016"**

Después de haber escuchado la sustentación, las respuestas a las preguntas y observaciones finales, lo declaramos:

APROBADA CON MENCIÓN, con el calificativo de Diecisiete (17)

De conformidad al Reglamento General a la Escuela de Postgrado y al Reglamento de Normas y Procedimientos para optar los Grados Académicos de Maestro y Doctor, queda en condición de ser aprobado por el Consejo de la Escuela de Postgrado y recibir el Grado Académico de Maestro en **CIENCIAS E INGENIERÍA** con mención en **INGENIERÍA DE RECURSOS HÍDRICOS**, a otorgarse por el Honorable Consejo Universitario de la UNASAM.

Huaraz, 11 de noviembre del 2022

Dr. José Alejandro Narvaez Soto
PRESIDENTE

Dr. Pedro Alejandro Colonia Cerna
SECRETARIO

Dr. Tito Moner Tinoco Meyhuay
VOCAL

Dr. Teófanos Mejía Anaya
ASESOR

NOMBRE DEL TRABAJO

FA033_43698812_M.pdf

RECUENTO DE PALABRAS

14479 Words

RECUENTO DE PÁGINAS

83 Pages

FECHA DE ENTREGA

Mar 20, 2023 7:03 PM GMT-5

RECUENTO DE CARACTERES

74936 Characters

TAMAÑO DEL ARCHIVO

4.7MB

FECHA DEL INFORME

Mar 20, 2023 7:04 PM GMT-5**● 8% de similitud general**

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

- 8% Base de datos de Internet
- Base de datos de Crossref
- 2% Base de datos de trabajos entregados
- 1% 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 8 palabras)

MIEMBROS DEL JURADO

Doctor Pedro Alejandro Colonia Cerna

Presidente



Doctor José Alejandro Narváez Soto

Secretario



Doctor Tito Moner Tinoco Meyhuay

Vocal



ASESOR

Doctor. MEJÍA ANAYA TEÓFANES



AGRADECIMIENTO

- A mi alma máter la Universidad Nacional Santiago Antúnez de Mayolo, que me orientó hacia la investigación, a la Unidad de Glaciología y Recursos Hídricos (UGRH) donde inició mi pasión hacia los Glaciares y Montañas, al ingeniero Ricardo Villanueva por inculcarme la curiosidad sobre “¿qué pasa sí?” y es donde inicia la investigación con la interrogante “¿qué pasa sí?” experimentamos la tecnología RPA (Aeronave Pilotada Remotamente) en el glaciar Pastoruri.
- Mi agradecimiento eterno a mis padres y hermano por inculcarme el ver más allá, la perseverancia, los valores y respeto.
- Agradezco a todos aquellos que creyeron en mí como persona, a mis asesores por persuadirme a seguir adelante y lograr esta investigación, compartiendo sus conocimientos.
- Esta investigación ha sido financiada por el Proyecto Concytec - Banco Mundial “Mejoramiento y Ampliación de los Servicios del Sistema Nacional de Ciencia Tecnología e Innovación Tecnológica” 8682-PE, a través de su unidad ejecutora ProCiencia. [Contrato N°23-2018-FONDECYT-BM-IADT-MU], subproyecto “Evaluación y estimación de la distribución espacio temporal de permafrost a nivel nacional como potencial de reserva hídrica - PERMAFROST”.



Este trabajo está dedicado a todas las personas que les apasiona la ciencia,
montaña y tecnología, y a aquellos que poseen la curiosidad de conocer más sobre
nuestro recurso hídrico.

A mis Padres Zenaida E. Martel, Eutemio Santiago y hermano E. Jefferson
Santiago por apoyarme el día a día en este camino de ciencia y montaña.



ÍNDICE

	Página
Resumen	xii
Abstract	xiii
INTRODUCCIÓN	1-2
Capítulo I	
PROBLEMA DE INVESTIGACIÓN	3-7
1.1. Planteamiento y formulación del problema	3
1.2. Objetivos	4
1.3. Justificación	4
1.4. Delimitación	6
Capítulo II	
MARCO TEÓRICO	8-31
2.1. Antecedentes de investigación	8
2.2. Bases teóricas	11
2.2.1. Monitoreo de Glaciares	11
2.2.2. Balance de masa	14
2.2.3. Co-registro	23
2.2.4. Estadística espacial	25
2.3. Definición de términos	28
2.4. Hipótesis	30
2.5. Variables	31
Capítulo III	
METODOLOGÍA	32-43
3.1. Tipo y diseño de investigación	32

3.1.1.	Tipo de investigación	32
3.1.2.	Diseño de investigación	32
3.2.	Población y Muestra	32
3.3.	Instrumentos de recolección de datos	33
3.4.	Plan de procesamiento y análisis estadístico de datos	36
3.4.1.	Plan de procesamiento	36
3.4.1.1.	Generación del Modelo Digital de Superficie (DSM)	36
3.4.1.2.	Procesamiento fotogramétrico	36
3.4.1.3.	Corrección del DSM	38
3.4.1.4.	Co-Registro y cambio de elevación	40
3.4.1.4.1.	Co-registro	40
3.4.1.5.	Cambio de elevación	40
3.4.1.6.	Balance de masa	41
3.4.1.7.	Estimación del error	41
3.4.1.7.1.	Análisis estadístico	42
Capítulo IV		
4.1.	RESULTADOS Y DISCUSIÓN	44-60
4.1.1.	Co-registro	44
4.1.2.	Estimación del error en el balance de masa	47
4.1.3.	Balance de masa geodésico	56
	CONCLUSIONES	61-62
	RECOMENDACIONES	63
	REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	64-68
	ANEXOS	69-71

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1 <i>Identificación de variables según matriz de consistencia</i>	31
Tabla 2 <i>Características técnicas del RPA Inspire 1 v2.0 usado en la investigación.</i>	34
Tabla 3 <i>Diferencia estadística del glaciar Pastoruri en el área sin movimiento (σ) correspondiente a la diferencia de altura (dh) en el proceso de co-registro para el año 2016.</i>	45
Tabla 4 <i>Variación vertical y horizontal en la tercera iteración empleando co- registro en el glaciar Pastoruri para la corrección del DSM esclavo.</i>	45
Tabla 5 <i>Predicción de los valores en el área de muestreo (área sin movimiento), en función a 10 puntos de muestreo aleatorio donde todos los puntos de muestreo están dentro del error permitido siendo aceptable.</i>	54
Tabla 6 <i>Variación de área de estudio según los periodos de análisis.</i>	55

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1 <i>Ubicación del área de estudio del glaciar Pastoruri.</i>	7
Figura 2 <i>Esquema de zonificación de un glaciar.</i>	13
Figura 3 <i>Ilustración de la ecuación en relación a (dh, α y Ψ).</i>	24
Figura 4 <i>Representación del semivariograma y los 3 parámetros que lo define: Rango, sill y nugget.</i>	27
Figura 5 <i>Plan de vuelo referencial para el registro de las fotografías empleando tecnología RPA.</i>	35
Figura 6 <i>Esquema del registro fotográfico, considerando los niveles de superposición.</i>	35
Figura 7 <i>Proceso de depuración de la información fotográfica recopilada mediante el RPA.</i>	37
Figura 8 <i>Generación de nube de puntos dispersa del glaciar Pastoruri durante el periodo de estudio: agosto (izquierda) y noviembre (derecha).</i>	37
Figura 9 <i>Productos generados en el procesamiento fotogramétrico: ortomosaico (izquierda) y el modelo digital de superficie (derecho).</i>	38
Figura 10 <i>Posicionamiento de las fotografías aéreas del mes de agosto (izquierda) en función a los puntos de control obtenidos de la imagen del mes de noviembre (derecha), correspondientes al año 2016.</i>	39
Figura 11 <i>En los esquemas a, b y c, se muestra el cambio de elevación del DSM en las 3 iteraciones, con las desviaciones verticales normalizados por la pendiente (eje y) y la orientación del terreno (eje x), donde se aprecia en el esquema c la corrección de la sinuosidad, el cual nos indica que la iteración realizada es el correcto y corrige mejor el DSM.</i>	46
Figura 12 <i>Análisis de la covarianza de la diferencia de altitud.</i>	49
Figura 13 <i>Distribución de la diferencia altitudinal, después del filtrado del valor anómalo.</i>	50

Figura 14 <i>Autocorrelación de la variación altitudinal mediante el semivariograma, empleando el método esférico, el cual nos describe la transformación de la curva, obteniendo el modelo</i> <i>0.095233*Nugget+0.28679*Spherical (98.953).</i>	50
Figura 15 <i>Reconstrucción del terreno empleando geoestadística mediante el método kriging del área sin movimiento colindante al área glaciar de estudio (izquierda) y la distribución de la variación de los puntos en el gráfico de validación de la predicción (derecha).</i>	52
Figura 16 <i>Predicción del error estándar, según puntos de validación.</i>	53
Figura 17 <i>Modelo topográfico de los dos periodos de estudio, correspondiente al mes de noviembre (A) y agosto (B), en imagen (C) se aprecia la variación de altura entre los meses de agosto a noviembre.</i>	57
Figura 18 <i>Análisis de la variación de espesor glaciar en las dos zonas con mayor dinámica ubicado en el frente glaciar en contacto con la laguna peri-glaciar en formación (Zona 1) y el sector noroeste correspondiente al glaciar remanente (Zona 2).</i>	60

ÍNDICE DE ECUACIONES

Ecuación 1. Balance de masa específico de un glaciar.	16
Ecuación 2. Balance geodésico, para la estimación de la pérdida de masa glaciar.	17
Ecuación 3. Estimación del error sistemático en el balance de masa geodésico. .	19
Ecuación 4. Estimación del error aleatorio que es propenso en el balance de masa geodésico.....	20
Ecuación 5. Relación de los parámetros del semivariograma, con la desviación estándar del área sin movimiento.....	21
Ecuación 6. Representación de la incertidumbre, cuando a_1 es mayor que el radio representativo L	21
Ecuación 7. Cálculo de la incertidumbre de la diferencia espacial, si $a_1 < L$	22
Ecuación 8. Balance hídrico de la cuenca, para estimar el aporte glaciar.	23
Ecuación 9. Representación del semivariograma en función a las observaciones.	26
Ecuación 10. Representación de la fórmula de kriging.....	28
Ecuación 11. Cálculo de varianza estructural relativa (SRV).....	52
Ecuación 12. Cálculo para la reconstrucción del terreno en base a la curva de aproximación.....	53
Ecuación 13. Cálculo del área promedio en función al radio representativo.....	55

Resumen

El Perú posee el 70% de los glaciares tropicales del mundo, los cuales poseen un retroceso marcado, generándose pérdida de almacenamiento del recurso hídrico en estado sólido. Muchos de los glaciares no están siendo monitoreados por motivos de inaccesibilidad y condiciones del glaciar, como son la presencia de grietas que comprometen la seguridad de los equipos y personal. También, un factor importante para monitorear un glaciar es que debe presentar las condiciones apropiadas como son las áreas de acumulación y fusión bien definidos, condiciones que no posee el glaciar Pastoruri, motivo por el cual se dejó de monitorear.

El método geodésico suple estas limitaciones del método glaciológico directo mediante las alternativas de monitoreo empleando tecnologías como el RPA para realizar el balance de masa glaciar. Es así que con el trabajo que se desarrolló en el año 2016 en el glaciar Pastoruri mediante DSM obtenido con tecnología RPA se logró obtener para los cuatro meses de estudio (agosto – noviembre) una pérdida de volumen glaciar de -875033.322 m^3 que representa a -761278.990 m^3 de agua, obteniendo un balance negativo que es de $-2619.795 \text{ mm e.a.}$ con un error de ± 0.245 , el cual representa la pérdida de ≈ -2.62 toneladas de masa por metro cuadrado. Es indispensable conocer cuál es el estado del glaciar y qué efectos tendrá en la población debido que es un área importante de flujo turístico por su accesibilidad e historia en cuanto a servir como un corredor de cambio climático.

Palabras claves: RPA (Aeronave Pilotado Remotamente), glaciar, geodésico, MDS (Modelo Digital de Superficie), ELA (Equilibrium Line Altitude).

[OBJ]

Abstract

Peru has 70% of the tropical glaciers in the world, which have a marked retreat, generating loss of storage of water resources in solid state. Many of the glaciers are not being monitored for reasons of inaccessibility and conditions of the glacier, such as the presence of cracks that compromise the safety of equipment and personnel. A, an important factor to monitor a glacier is that it must present the appropriate conditions such as well-defined areas of accumulation and fusion, conditions that the Pastoruri glacier does not have, which is why monitoring was stopped.

The geodetic method supplements these limitations of the direct glaciological method through monitoring alternatives using technologies such as RPA to perform the glacial mass balance. Thus the work that was developed in 2016 in the Pastoruri glacier through DSM obtained using RPA technology obtained for the four months of study (August - November) a loss of glacier volume of -875033.322 m^3 , which represents -761278.990 m^3 of water obtaining a negative balance that is $-2619.795 \text{ mm w.e.}$ with an error of ± 0.245 , which represents the loss of ≈ -2.62 tons of mass per square meter. It is essential to know what the state of the glacier is and what the effects it will have on the population because it is an important area of tourist flow due to its accessibility and history in terms of serving as a climate change corridor.

Key words: RPA (Remotely Piloted Aircraft), Glacier, Geodesic, MDS (Surface Digital Model), ELA (Equilibrium Line Altitude).

INTRODUCCIÓN

Los glaciares están sufriendo grandes cambios a nivel mundial, más aún los glaciares tropicales que son más susceptibles a pequeños cambios en el clima (Francou et al., 2013). En el Perú los glaciares retrocedieron lentamente entre 1950 y 1970, acelerándose en las décadas de 1980 y 1990 (Rivera et al., 2016). Desde los inicios, los estudios glaciológicos fueron desarrollados mediante el método glaciológico directo. En los últimos años se está implementando diferentes metodologías, siendo uno de ellos el geodésico, el cual está generando buenos resultados como nos muestra Soruco et al. (2014) quienes identificaron una asimetría en los datos del monitoreo glaciológico directo que pudo ser debido a la interpolación que se desarrolló para obtener el balance de masa por motivo de la inaccesibilidad, el cual fue corregido por el método geodésico. También los estudios desarrollados por Berthier et al. (2007) y Falaschi et al. (2018) demuestran la gran versatilidad del uso del método geodésico. Este método se vuelve indispensable en las áreas remotas de difícil acceso que no permiten el monitoreo por el método convencional (método glaciológico directo). A la vez, realizar estudios de balance de masa glaciar empleando el método geodésico optimiza los recursos. Además, no se generan impactos a los ecosistemas frágiles como son los glaciares. No obstante, para realizar estudios en áreas glaciares pequeños como el glaciar Pastoruri, el uso de modelo digital de terreno de resolución especial media (15 a 30 metros) sería irrelevante para analizar los cambios a detalle. Por ello se propuso realizar el estudio empleando tecnología RPA (Aeronave Pilotada

Remotamente) como alternativa para el monitoreo de los cuerpos glaciares de áreas reducidas. La tecnología RPA no ha sido usado para el monitoreo glaciológico en el ámbito nacional como internacional. Por ese motivo se plantea emplear la tecnología RPA para la reconstrucción del terreno y la estimación del balance de masa glaciar, empleando la metodología del co-registro propuesto por (Nuth & Kääb, 2011) para corregir el modelo de elevación y realizar el balance de masa.



Capítulo I

PROBLEMA DE INVESTIGACIÓN

1.1. Planteamiento y formulación del problema

En los últimos años, los glaciares tropicales están sufriendo un acelerado retroceso, dando paso a la formación de lagunas de origen glaciar que podrían representar un riesgo para las poblaciones asentadas aguas abajo. Además, con el retroceso de los glaciares se está perdiendo el almacenamiento del recurso hídrico en estado sólido que es la fuente principal para las poblaciones que se benefician de este recurso. En un caso particular, el glaciar Pastoruri es una fuente de ingreso para la población del ámbito de Cátac, relacionado a la afluencia turística. Es así que es necesario realizar el análisis de pérdida del recurso hídrico en este caso mediante el balance de masa, de esta manera dar a conocer el estado actual del glaciar. El balance de masa glaciar se realiza por diversos métodos, siendo el método geodésico el óptimo para el glaciar Pastoruri, debido que los métodos glaciológico directo e hidrológico requieren de implementación de equipos de medición directa. Además, las condiciones del glaciar no permiten la instrumentación por la presencia de grietas marcadas en toda la superficie, representando así un riesgo para el personal. Del mismo modo, el método hidrológico según Francou et al. (1995) menciona que no se considera la sublimación de hielo en el cálculo del balance de masa obtenido por este método lo que es un factor limitante. Así el método geodésico empleando tecnología de Aeronave Pilotada Remotamente (RPAS por sus siglas en

inglés) es óptimo para áreas de difícil acceso e implementación. Es por ello que nace la siguiente interrogante:

¿Cómo determinar el balance de masa del glaciar Pastoruri en el periodo 2016, haciendo el uso del método geodésico y la tecnología RPA?

1.2. Objetivos

1.1.1. Objetivo general

Determinar el balance de masa del glaciar Pastoruri, en el periodo 2016, haciendo uso del método geodésico y la tecnología RPA como alternativa para el monitoreo glaciológico.

1.1.2. Objetivo específico

- Calcular el área de pérdida glaciaria durante el periodo de análisis.
- Obtener el espesor de la masa de hielo fusionado.
- Estimar el volumen de agua líquida perdida en el periodo de estudio.

1.3. Justificación

Los estudios de balance de masa glaciaria poseen el fin de conocer si el glaciar pierde o gana masa (Morales Arnao, 2012). Por tal motivo se emplean métodos diversos para este estudio, siendo el método más común el método directo de terreno (método glaciológico directo) (Kaser et al., 2003), mediante el cual se mide de forma directa los cambios en la masa glaciaria. Este método consiste en la instalación de una red de balizas distribuidas en la zona de fusión del glaciar y, en la parte alta donde se presenta la

acumulación de nieve, se realiza las mediciones mediante pozos de acumulación donde se mide la cantidad de nieve acumulado Francou et al. (2004). También, se tiene el método indirecto de balance de masa hidrológico, el cual establece la comparación a escala anual entre hielo acumulado a consecuencia de las precipitaciones sólidas (medidas/estimadas), la fusión del hielo medido por la regla limnigráfica y la ablación presentada por la evaporación y sublimación.

Las dos metodologías descritas anteriormente requieren de equipamiento y logística para realizar el trabajo del balance de masa. Por esta razón, se presenta la tercera alternativa del balance de masa por el método geodésico (topográfico), el cual permitirá medir las variaciones del área glaciar en base a la comparación de dos modelos digitales de terreno (MDT), mediante el cual se calculará el volumen y área que se pierde durante un año de estudio. El área de estudio correspondiente al glaciar Pastoruri, el cual registró un retroceso acelerado a finales del año 1980 y principios de 1990 (Vuille, et al., 2008). Según el estudio realizado mediante imágenes satelitales del año 2003, el glaciar Pastoruri posee una superficie glaciar reducida que es de 1.13 km^2 (Autoridad Nacional del Agua, 2010). Esta área reducida dificulta el estudio glaciológico por el método geodésico en el cual se usan modelos digitales de terreno de resolución espacial media que es de 30 a 15 metros, los cuales no brindarían informaciones relevantes de los cambios en superficie y volumen. Es por ello que se optó como alternativa para el balance de masa glaciar por el método geodésico emplear la tecnología RPA

(Remotely Piloted Aircraft) por su nivel de resolución espacial alta que va de 0.5 a 1 metro y por su buena precisión espacial. El presente estudio será una innovación tecnológica para el estudio glaciológico en cuerpos glaciares de área reducida y de condiciones topográficas muy dinámicas, que nos permitirá realizar un monitoreo constante y en periodos de tiempo más cortos. También, será el primer estudio del balance de masa glaciar por el método geodésico empleando tecnología RPA en el país, dejando un precedente en los criterios y metodología a emplear, el cual que se puede ampliar a otras áreas glaciares.

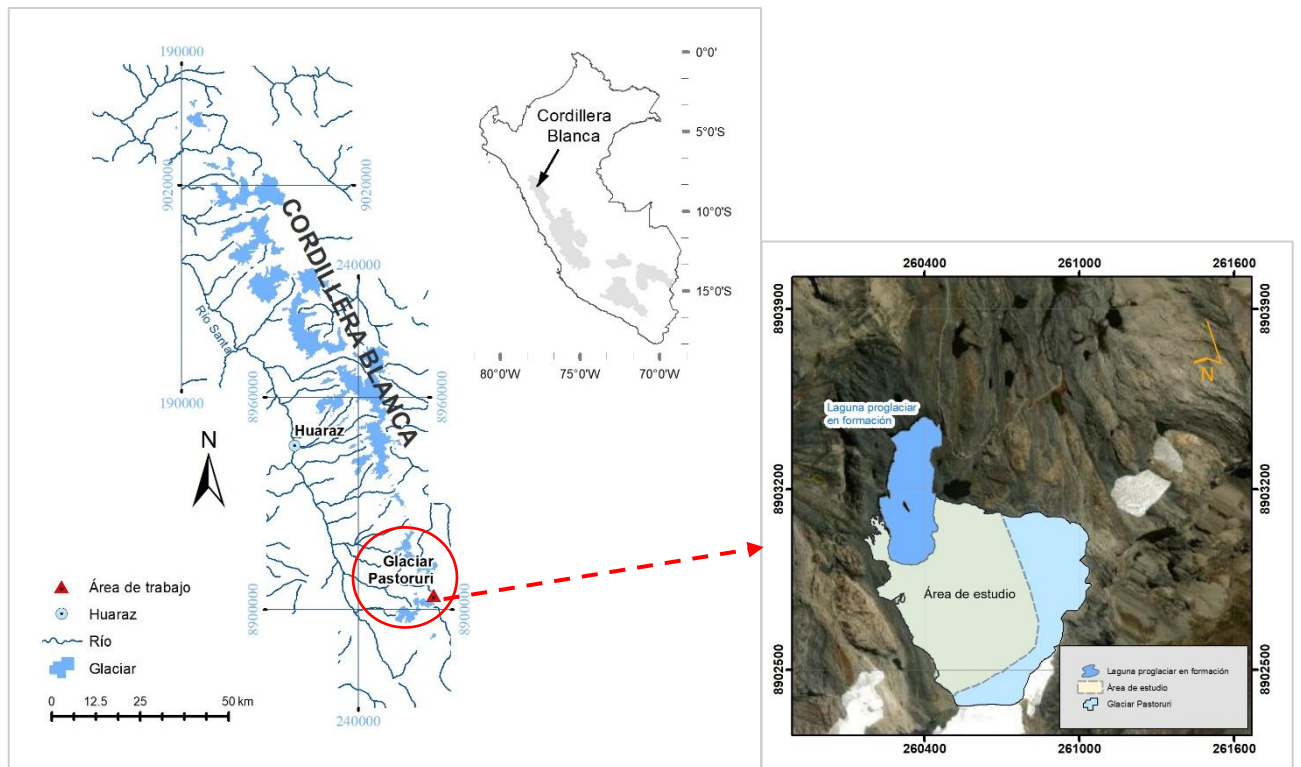
1.4. Delimitación

El estudio se desarrolló en el glaciar Pastoruri, perteneciente a la provincia de Recuay, distrito de Cátac, e hidrológicamente perteneciente a la cuenca del Santa, subcuenca de Pachacoto (**¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.**). El trabajo concerniente al uso de vehículos aéreos no tripulados permite optimizar el desarrollo y adquisición de información espacial con un gran nivel de precisión y resolución espacial, para el cual es necesario contar con un personal de apoyo, vehículo aéreo, piloto de RPA y un vehículo terrestre. Por consiguiente, en otros tipos de métodos se tendría que realizar mayor gasto logístico en cuanto a alimentos, ayudantes de campo, equipos de campo, transporte y entre otros. También, el método indirecto (geodésico) permite abarcar mayor área que un método directo que tiene limitaciones por la accesibilidad y otros. También, el trabajo indirecto implica una menor perturbación de la superficie del área de trabajo que otras

metodologías en el cual se tendrían que instalar equipos y/o materiales para la medición del comportamiento del glaciar.

Figura 1

Ubicación del área de estudio del glaciar Pastoruri.



Capítulo II

MARCO TEÓRICO

2.1. Antecedentes de investigación

2.1.1. Antecedentes Internacionales

- ✓ Soruco et al. (2014), desarrollaron estudios relacionados a trabajos geodésicos en el glaciar Zongo, Bolivia, donde en base a la comparación entre el método fotogramétrico e hidrológico, obtuvo equivalencias similares.
- ✓ Torres et al. (2014), realizaron estudios del glaciar cubierto Pirámide localizado en Chile en base a MDE de fotografías aéreas del año 2000 y curvas de nivel del año 1965, donde se registró un balance de masa estimado de $-0,249 \text{ m a}^{-1} \text{ e.a. } (\pm 40\% \text{ con } 95\% \text{ de confianza})$
- ✓ Falaschi et al. (2018), realizaron estudios geodésicos similares empleando el modelo de elevación digital SRTM y ALOS PRISM para obtener el balance de masa glaciar durante el año 2000 al 2011 de los glaciares de la cuenca del río Atuel (Argentina), donde obtuvieron un adelgazamiento de los glaciares de $0.21 \pm 0.31 \text{ m a}^{-1}$ de forma regionalizada.
- ✓ Zhou et al. (2019), desarrollaron estudios de balance de masa geodésicos en Asia en la montaña Pamir. Este método estuvo basado en imagen estéreo KH-9 e imagen radar SRTM de banda C. Analizaron el cambio durante el periodo de 1975 – 99, estudiando la diferencia entre ambos modelos digitales de elevación, obteniendo

un balance de masa promedio para los diferentes glaciares de -0.03 ± 0.14 m w. e. a^{-1} y -0.05 ± 0.28 m w. e. a^{-1} .

- ✓ Van Tricht et al. (2021), uno de los primeros en emplear la tecnología RPA en los últimos años, para realizar el balance de masa superficial durante el periodo 2017 y 2020 en los glaciares de Suiza. Logrando grandes resultados por las ventajas de la tecnología que brindó gran detalle de análisis por la resolución espacial, obteniendo un balance negativo de -13 m i.e. yr^{-1} .

El método geodésico se está poniendo en práctica de manera internacional como una alternativa para realizar balance de masa glaciar por el método geodésico ya sea puntual o regional.

2.1.2. Antecedentes Nacionales

Seehaus et al. (2019), desarrollaron el análisis geodésico en tres subregiones: subregión R1 (cordilleras Blanca, Huallanca, Huayhuash, la Viuda, Huaytapallana, Central y Chonta), subregión R2 (cordilleras Urubamba, Vilcabamba, Vilcanota, Carabaya y Apolobamba) y en la subregión R3 fueron analizados las áreas glaciares específicos como son Coropuna y Ampato, donde se empleó como base el inventario de glaciares (variación de área 2000 - 2013 - 2016). Se evaluó la variación de área respecto a la altura, mediante el cual realizaron el análisis de balance de masa, obteniendo grandes pérdidas de masa en el país de -169 ± 43 $kg\ m^{-2}\ a^{-1}$ y un -1.4% a^{-1} en el periodo 2000-2013, y en el periodo 2013-2016, una pérdida de 660 ± 178 $kg\ m^{-2}\ a^{-1}$ y -4.3% a^{-1} , el

cual está atribuido a la actividad intensa de El Niño 2015/2016 que influye en las tasas de cambio en el intervalo de tiempo 2013- 2016.

2.1.3. Antecedentes Regionales

En el ámbito regional, el estudio de balance de masa glaciar se desarrolla por el método glaciológico directo, como son los casos de la investigación glaciológica realizado por:

- ✓ Morales Arnao. (2012), en los glaciares de las cordilleras Huallanca y Blanca, específicamente en los glaciares de Chaupijanca y Pastoruri, donde en el glaciar Pastoruri se registró una reducción de la superficie glaciar de 16 592.600 m², midiéndose entre 1.13 a 2.65 m de fusión por año. Así también, se registró un retroceso al 2011 de 21.64 m, con una ablación de -254 418.27 m³, una acumulación de 152 654.80 m³ y un balance de 101 863.44 m³, el cual nos indica que el glaciar está ganando volumen. Este balance es variable en comparación a otros años anteriores al estudio, siendo la ganancia en este año el mayor.
- ✓ Rivera et al. (2017), realizaron importantes estudios de monitoreo glaciológico directo en los glaciares de Yanamarey y Artesonraju, ubicados en la Cordillera Blanca, con un balance acumulado de - 9.7 m e. a. correspondiente a Yanamarey. El glaciar Artesonraju posee un balance acumulado de -6.3 m e. a. Para ambos casos el periodo fue de 2005-2014, que no incluye al año 2011 que no posee dato.

- ✓ Vuille et al. (2008), estuvieron orientados al análisis de la variabilidad del balance de masa glaciar en la Cordillera Blanca. Con relación al clima, observaron que el balance de masa responde a las fluctuaciones del clima a gran escala, donde el ENSO en el evento La Niña causa balance positivo mientras que en El Niño el balance es negativo.

2.2. Bases teóricas

2.2.1. Monitoreo de Glaciares

El monitoreo de los glaciares se remonta a los años de 1894 con la fundación de la Comisión Internacional de Glaciares, el cual tuvo como objetivo desarrollar el monitoreo para generar conocimiento respecto a los procesos del cambio climático, el cual altera los cuerpos glaciares (Rivera et al., 2016), iniciándose los primeros monitoreos en los años 1974 en Suiza. En América Latina, el método que se emplea es el método glaciológico directo donde el glaciar debe poseer las componentes de la zona de acumulación y de ablación, en los cuales se realiza la implementación respectiva.

2.2.1.1. Glaciar

Existen muchas definiciones respecto al termino de glaciar, siendo la propuesta por el Panel Intergubernamental de Cambio Climático (IPCC) que lo define como:

Masa de hielo terrestre que fluye pendiente abajo (por deformación de su estructura interna y por el deslizamiento en

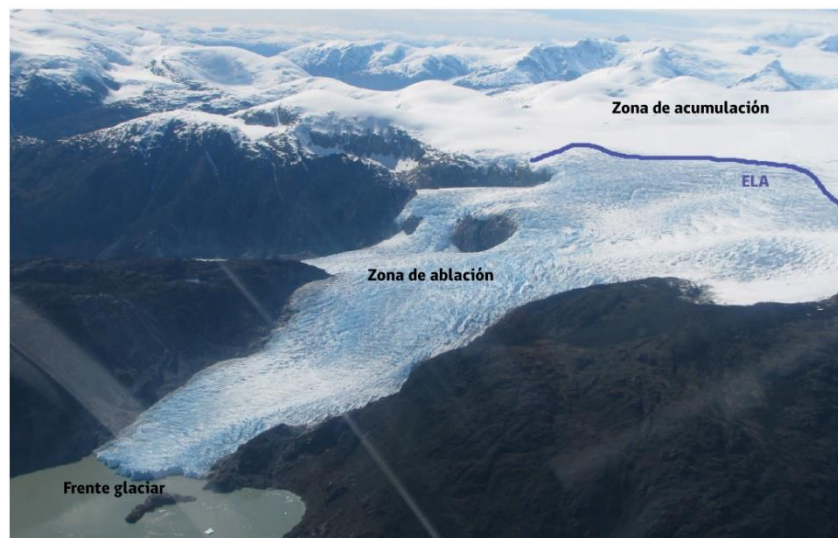
su base), encerrado por los elementos topográficos que lo rodean, como las laderas de un valle o las cumbres adyacentes; la topografía del lecho de roca es el factor que ejerce mayor influencia en la dinámica de un glaciar y en la pendiente de su superficie. Un glaciar subsiste merced a la acumulación de nieve a gran altura, que se compensa con la fusión del hielo a baja altura (IPCC, 2001, p. 988).

Por otro lado, el proyecto GLIMS (Global Land Ice Measurements from Space) descrito en el manual desarrollado por Raup & Singh Khalsa (2010), propone la definición como: Un glaciar está formado por un cuerpo de hielo y nieve que se observa al final de la temporada de deshielo, o, en el caso de los glaciares tropicales, después del derretimiento de la nieve transitoria. Esto incluye, como mínimo, todos los afluentes y alimentadores conectados que contribuyen hielo en el glaciar principal, además de todo el hielo cubierto de escombros (Raup & Singh Khalsa, 2010, p.4).

En ambos casos, hace mención que los glaciares son cuerpos permanentes que se mantienen posterior al proceso de deshielo (temporada donde no se presenta precipitación nival) y los cuales presentan dinámica (avance y retroceso de las masas de hielo), los cuales son alimentados en temporada de precipitación (nieve).

Figura 2

Esquema de zonificación de un glaciar.



Nota. Fuente (Rivera et al., 2016)

2.2.1.2.Zona de acumulación

Es aquella donde se acumula la nieve y hielo obteniendo información sobre la cantidad de precipitación sólida en un año hidrológico.

La principal forma de acumulación de masa en cualquier glaciar es la precipitación en forma de nieve. En algunas regiones ésta puede ser de unos pocos centímetros por año, como por ejemplo en Antártica Oriental, conocido como EAIS (East Antarctic Ice sheet), la zona más árida del planeta. En los Andes tropicales, la actividad convectiva amazónica genera una importante acumulación en el lado oriental de los Andes (Rivera et al., 2016, p. 62).

2.2.1.3.Zona de ablación

La ablación ocurre fundamentalmente por el derretimiento de la nieve o hielo superficial seguido de escorrentía, debido a la

transferencia de energía desde la atmósfera mediante los procesos de radiación y flujos turbulentos en el aire adyacente a la superficie. Otras formas de ablación son la deflación y la sublimación. Esta última constituye el proceso de transformación directa del hielo a vapor de agua. Ocurre en cualquier temperatura, pero puede ser el mecanismo principal de ablación en glaciares en ambientes muy fríos, secos y con vientos fuertes (Rivera et al., 2016, p. 39).

2.2.1.4. Línea de equilibrio (ELA)

Es la altitud donde el balance alcanza el valor de 0 mm de equivalente de agua. Separa la zona de acumulación (donde acumulación > ablación) de la zona de ablación (donde acumulación < ablación). La altura de la línea de equilibrio del glaciar varía anualmente según el balance de masa, parámetro con el cual posee una relación lineal. (Francou et al., 2004, p.10).

2.2.2. Balance de masa

Es definido como el cambio de masa de un glaciar, o parte de ella, durante un periodo determinado de estudio (Rivera et al., 2016). Según Francou et al. (2004), es la suma entre la acumulación y ablación en un determinado tiempo, donde la acumulación representa la ganancia de masa (positivo) y la ablación la pérdida de masa (negativo). En el presente estudio, se realizó el balance de masa de una parte del glaciar Pastoruri durante dos meses de estudio en el año 2016.

2.2.2.1. Métodos de medición de balance de masa

2.2.2.1.1. Método Glaciológico Directo

El método glaciológico directo es aquel que se desarrolla con medición *in situ*, el cual consiste en medición en diferentes áreas del glaciar. Las medidas son desarrolladas mediante la lectura de las variaciones de las balizas. Con estas diferencias ponderadas por la densidad del hielo o nieve se obtiene el balance de masa puntual. Los valores de densidad del hielo varían entre 0.82 a 0.92 g cm⁻³ (Francou & Pouyaud, 2004). Es necesario conocer la acumulación en el área glaciar. Para ello se requiere conocer la densidad de la nieve que se mide mediante posos o calicatas que se excavan hasta una superficie de referencia. La densidad se mide a partir de núcleos obtenidos con un taladro. Debido a la mayor confiabilidad, se utilizan pozos de nieve (Kaser et al., 2003).

El método glaciológico directo es considerado como el método que proporciona la información más detallada sobre la variación espacial de las magnitudes del balance de masa. Sin embargo, aunque el método glaciológico puede lograr la mayor precisión y proporciona al investigador una idea de las condiciones del campo, se basa en mediciones de campo repetidas, que deben llevarse a cabo en condiciones bastante desafiantes. La tasa de adquisición de datos es lenta y los gastos de logística y mano de obra son elevados.

2.2.2.1.2. Método Geodésico

Se determina a partir de la medición del cambio de volumen que puede ser estimado mediante la diferencia de elevación durante dos periodos de análisis de la misma superficie glaciar. Conociendo la densidad de la superficie en diferentes partes del glaciar, el volumen del glaciar puede convertirse en el cambio de masa (*Métodos de observación de glaciares en los Andes Tropicales. Mediciones de terreno y procesamiento de datos*, 2004). El método geodésico puede ser aplicado usando un mapa topográfico, un modelo de elevación digital obtenido de fotografías aéreas, imágenes satelitales (par estéreo) y escáner laser.

Este método es útil para estimar el balance de masa en las áreas poco factibles debido al riesgo de acceder a las zonas por las condiciones topográficas y agrietamientos del mismo.

El balance de masa específico es obtenido empleando el método glaciológico tradicional (Cuffey & Paterson, 2010) (Ecuación 1):

$$\beta_n \text{ glaciológico} = \int_{S_c} b_n dS + \int_{S_a} b_n dS$$

Ecuación 1. Balance de masa específico de un glaciar.

Donde:

S = Superficie del glaciar en m²

S_c = Superficie de la zona de acumulación del glaciar en m²

S_a = Superficie de la zona de ablación del glaciar en m²

2.2.2.1.2.1. Cuantificación del balance de masa mediante el método geodésico

La diferencia entre dos DSM entre dos periodos da consigo la diferencia de elevación por cada pixel durante el periodo de estudio. Estos cambios de elevación se transforman en cambio de volumen obteniendo como resulta la ganancia o pérdida de volumen. Este balance de masa acumulado se calcula mediante la Ecuación 2 propuesta por Zemp et al. (2013)

$$B_{geod}(Mes1-mes2) = \frac{\rho \times r^2 \times \sum_{i=1}^n \Delta h_n}{S}$$

Ecuación 2. Balance geodésico, para la estimación de la pérdida de masa glaciar.

Donde:

ρ = Densidad promedio de cambio de volumen.

r = Tamaño de pixel.

Δh_n = Cambio en la superficie de elevación por cada pixel.

n = Número de pixeles que cubren el glaciar en estudio

S = Área promedio de los glaciares durante el periodo de estudio (mes de agosto – mes de noviembre)

2.2.2.1.2.2. Incertidumbre en el balance de masa geodésico

El balance de masa por el método geodésico es propenso a incertidumbres relacionadas al supuesto de la densidad, las

fechas de estudio (acumulación, ablación), lo cual debe tener en consideración lo siguiente:

En un glaciar la densidad no es constante en el tiempo. Esta situación nos indica a usar el valor de conversión de densidad de hielo glaciar de (0.87 g cm^{-3}) . Es probable que se sobreestime por motivo que en la zona de ablación es glaciar neto y en la zona de acumulación es nieve donde se puede ganar o perder. En el caso del glaciar Pastoruri no se tendría el inconveniente de acumulación o zona de acumulación debido que el glaciar en general solo presenta fusión (zona de ablación) donde se empleará como único valor la densidad de hielo promedia que es de 0.87 g cm^{-3} , que es el promedio entre los valores de 0.82 a 0.92 propuesto por Francou et al. (2004)

En el proceso de balance de masa por el método geodésico se posee incertidumbre en cuanto al error sistemático (ϵ) y aleatorio (σ).

2.2.2.1.2.3. Error sistemático

Son errores relacionado a la incertidumbre combinada del DEM (Digital Elevation Model). Estos errores suelen ser resultados de la observación, georreferenciación, proyección, co-registro y densidad de muestreo. Estos errores sistemáticos adicionales en los cambios de volumen se

pueden dar en las zonas de referencia cambiante que son por la fluctuación frontal de la masa de hielo y la migración de la divisoria de hielo, como en regiones glaciares no cubiertas por el estudio. Tal error está representado por la Ecuación 3 según Zemp et al. (2013):

$$\overline{\varepsilon_{geod.total.a}} = \frac{\varepsilon_{geod.total.PoR}}{N} = \frac{\varepsilon_{geod.DEM.PoR}}{N}$$

Ecuación 3. Estimación del error sistemático en el balance de masa geodésico.

Para poder minimizar el error, se utiliza el enfoque estadístico para evaluar los errores del DEM, considerando las áreas estables que se ubican fuera del área glaciar. Este enfoque considera todas las fuentes de error (Zemp et al., 2013; Kääb et al., 2018), reduciendo así mediante el método de co-registro el error sistemático a cero.

2.2.2.1.2.4. Error aleatorio

El error medio anual aleatorio es estimado por la Ecuación 4, dentro del cual está integrada la incertidumbre relacionada después del co-registro (σ_{coreg}) y la autocorrección espacial de la diferencia de elevación ($\sigma_{autocorr}$) representados como raíz de la suma de cuadrados, dividido entre el número de años y/o periodo de estudio.

$$\overline{\sigma_{geod.total.a}} = \frac{\sigma_{geod.total.PoR}}{N} = \frac{\sqrt{\sigma_{geod.DEM.PoR}^2}}{N} = \frac{\sqrt{\sigma_{coreg}^2 + \sigma_{autocorr}^2}}{N}$$

Ecuación 4. Estimación del error aleatorio que es propenso en el balance de masa geodésico.

Existe una incertidumbre relacionada con la precisión combinada de los datos obtenidos con el sistema geodésico. Para el enfoque estadístico que se está considerando, que es la desviación estándar de la diferencia de elevación del terreno estable por cada pixel, es al mismo tiempo la incertidumbre de la diferencia de los modelos digitales de terreno para cada pixel. También, se posee la incertidumbre relacionada con la autocorrelación espacial que está enfocado con el análisis del semivariograma, descrito por Rolstad et al. (2009). Se define según los tres pasos siguientes (Zemp et al., 2013).

1. Generar de la diferencia de elevación en la zona colindante al glaciar que comprende la zona sin movimiento.
2. Eliminar la tendencia de la cuadrícula, si es necesario, utilizando un modelo polinomial para eliminar el sesgo. Se sugiere el utilizado por Nuth & Kääb (2011)
3. Estimar la autocorrelación espacial, que evaluará estadísticamente el área de análisis (colindante al

glaciar, roca base) para obtener los parámetros del semivariograma de nugget C_0 , el umbral parcial C_1 y el rango al ajustando del modelo de semivariograma esférico al semivariograma derivado empíricamente. Se posee una referencia que la desviación estándar del error de elevación derivado del área sin movimiento $\sigma_{\Delta z}$ posee una relación con los parámetros del semivariograma Ecuación 5.

$$\sigma_{\Delta z}^2 = c_0 + c_1$$

Ecuación 5. Relación de los parámetros del semivariograma, con la desviación estándar del área sin movimiento.

4. Si el rango de correlación a_1 es mayor que el radio representativo L ($a_1 > L$) del área promediada $S = \pi L^2$, entonces se calculará la incertidumbre de la diferencia de elevación promediada espacialmente σ_s mediante la Ecuación 6 de Rolstad et al. (2009)

$$\sigma_s^2 = C_0 \frac{\Delta h^2}{L^2} + C_1 \left(1 - \frac{L}{a_1} + \frac{1}{5} \left(\frac{L}{a_1} \right)^3 \right) \quad a_1 > L$$

Ecuación 6. Representación de la incertidumbre, cuando a_1 es mayor que el radio representativo L .

Donde:

C_0 = Representa la varianza total

C_1 = Representa para distancias mayores que el rango:

$$C = C_0 + C_1$$

L = Radio representativo del área promedia

Δh = Tamaño de pixel

5. Si el rango de correlación es menor que el radio representativo del área promedia ($a_1 < L$), que puede ser el caso de determinar el balance de masa geodésico en áreas extensas, se emplea la siguiente Ecuación 7.

$$\sigma_s^2 = C_0 \frac{\Delta h^2}{L^2} + \frac{1}{5} C_1 \frac{a_1^2}{L^2}$$

Ecuación 7. Cálculo de la incertidumbre de la diferencia espacial, si $a_1 < L$

2.2.2.1.3. Método Hidrológico

Este método es aplicado en una cuenca hidrográfica que posee cuerpo glaciar, el cual integra la información registrada del balance de masa glaciológico con datos de esorrentía que son obtenidos del cauce del río de origen glaciar e información meteorológica (balance energético), donde se considera la información de la ablación (derretimiento, sublimación y evaporación) (Rivera et al., 2016). El objetivo es estimar un balance hídrico (Ecuación 8) por cuenca hidrográfica y determinar el aporte glaciar al caudal registrado en el punto de aforo, que debe estar localizado lo más

próximo al glaciar por motivos que cuanto más alejado se encuentra el punto de aforo la contribución neta del glaciar disminuye, debido que se presentan nuevos aportantes como son la fusión de nieve temporal, el flujo subterráneo, otras masas glaciares, etc.

$$B = P - Q - E - Sb - sub$$

Ecuación 8. Balance hídrico de la cuenca, para estimar el aporte glaciar.

Donde:

P= Precipitación de la cuenca.

Q= Escorrentía en el punto de aforo.

E= Evaporación.

Sb= Sublimación.

Sub= Infiltración no detectada en el punto de aforo.

El balance final se debe diferenciar para la zona con glaciar y la no-glaciar.

2.2.3. Co-registro

Es la situación cuando dos modelos digitales de terreno o superficie, de la misma área de interés, no poseen una alineación perfecta en horizontal como en vertical. La relación de desplazamiento está relacionada con la pendiente y orientación del terreno. Es así que cualquier desplazamiento en el plano horizontal y vertical existente entre dos Modelos de Elevación Digital (DEM) utilizados para calcular

un balance de masa geodésico puede resultar en sesgos o desvíos en las diferencias de elevación entre los mismos en función de la orientación y la pendiente (Nuth & Kääb, 2011). El proceso de co-registro está basado en la relación de la diferencia de elevación (dh) respecto a la pendiente del terreno (α) y la orientación (Ψ), el cual es representado mediante la siguiente formula:

$$\frac{dh}{\tan \alpha} = a * \cos(b - \Psi) + c$$

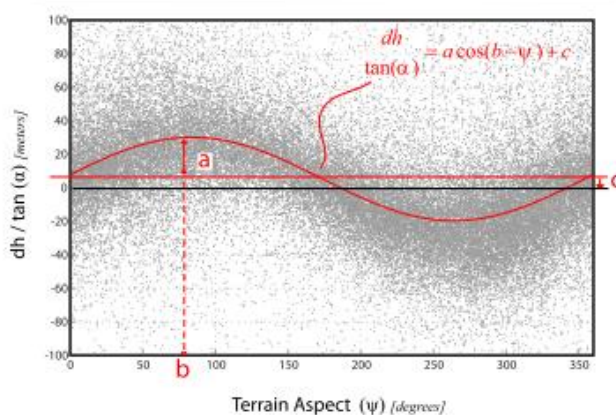
Donde:

$$c = \frac{\overline{d_h}}{\tan \overline{\alpha}}$$

“a” es la magnitud de desplazamiento, “b” es la dirección del vector de desplazamiento y “c” es el sesgo de elevación media dividido por la tangente de la pendiente media de la muestra (Figura 3 *Ilustración de la ecuación en relación a (dh , α y Ψ).*).

Figura 3

Ilustración de la ecuación en relación a (dh , α y Ψ).



Nota. Fuente (Nuth & Kääb, 2011, p. 5).

La información de entrada (dh , α y Ψ) proviene del área que no sufre variaciones en los dos periodos de análisis (fuera del glaciar), el cual posee información variable de la pendiente y orientación. Se debe evitar áreas que no posean pendientes y orientaciones diversas.

2.2.4. Estadística espacial

Es la cuantificación de aspectos relacionados a la distribución espacial de datos, el cual toma en consideración el patrón espacial de los objetos, los valores observados en diferentes localizaciones y la variación sistemática del fenómeno en las distintas localizaciones (Buzai & Galbán, 2021). Siendo así en la presente investigación se tiene la diferencia entre las muestras de elevación, al cual se ajusta mejor el análisis espacial empleando el semivariograma.

2.2.4.1. Semivariograma

Para trabajar con datos de geodesia, se hace uso de los modelos de semivariograma que no son lineales. Este proceso está basado en la teoría de variables regionalizados, que nos brinda la solución para modelar la variabilidad espacial bajo el enfoque geoestadístico, el primer procedimiento para analizar la variabilidad espacial es realizar la construcción del semivariograma empírico Ecuación 9 a partir de los datos de terreno. La función está denotada por $\gamma(s_i - s_j)$, que está en función de la diferencia entre las coordenadas ($s_i - s_j$).

$$\gamma(s_i - s_j) = \gamma(h) = \frac{1}{2} \{Var[Y(s_i) - Y(s_j)]\}$$

Ecuación 9. Representación del semivariograma en función a las observaciones.

Donde:

h= Distancia espacial entre las observaciones $Y(s_i)$ y $Y(s_j)$

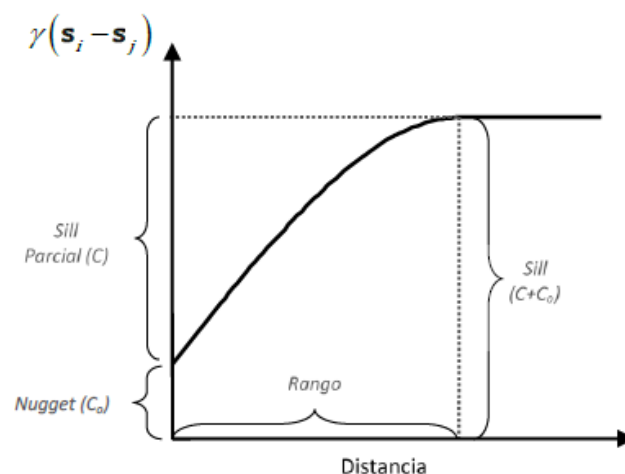
En general, el semivariograma es la mitad de la varianza de las diferencias entre las observaciones separadas en espacio por una distancia p o lag h.

Córdoba (2015) menciona que los parámetros de la función semivariograma son: la varianza nugget o efecto pepita (C_0), la varianza estructural (C) o “partial sill” y el rango (R). es la ordenada al origen del semivariograma. Este parámetro representa la suma de errores aleatorios o no espaciales o de errores asociados con la variabilidad espacial a escalas más finas que la usada para realizar las mediciones. Un alto valor de C_0 indica que la mayoría de la variación ocurre en distancias más cortas que la mínima distancia que separa dos observaciones en la grilla de estudio. La asíntota es también llamada umbral del semivariograma. La varianza umbral o “sill” se obtiene sumando las varianzas antes mencionadas ($C_0 + C$) y es la varianza de observaciones independientes. El rango es el lag o distancia en el cual la asíntota es alcanzada. Observaciones $Y(s_i)$ y $Y(s_j)$ para las cuales su inter-distancia

es mayor al rango se consideran no correlacionadas (Figura 4 *Representación del semivariograma y los 3 parámetros que lo define: Rango, sill y nugget*). Cuando el semivariograma alcanza la meseta asintóticamente (semivariograma exponencial), se define un rango práctico (R_p). Este parámetro representa la distancia en el cual la semivarianza alcanza el 95% de la varianza umbral o total. Puede ocurrir que el semivariograma no alcance la meseta. Esto frecuentemente se produce cuando el proceso tiene tendencias en la media o cuando el lag más grande para el cual el semivariograma puede ser estimado es menor que (problema de tamaño de grilla) (Córdoba, 2015, p. 8 al 9)

Figura 4

Representación del semivariograma y los 3 parámetros que lo define: Rango, sill y nugget.



Nota. Fuente: (Córdoba, 2015, p. 8)

2.2.4.2. Interpolación kriging

Kriging es un método de inferencia espacial que nos permite estimar valores de un lugar no muestreado, el cual se basa de información de una muestra que se le asigna. Kriging es el mejor estimador lineal no sesgado con una varianza mínima (Buzai & Montes Galbán, 2021) debido a que la media aritmética de la muestra interpolada empleando este método en un área de estudio es cero y su varianza mínima.

La fórmula del kriging está basada en la siguiente Ecuación 10:

$$Z^*(u) = \sum_{\alpha=1}^{n(u)} \lambda_{\alpha}(u)[Z(u_{\alpha}) - m(u_{\alpha})] + m(u)$$

Ecuación 10. Representación de la fórmula de kriging

Donde:

$Z^*(u)$ es el valor estimado para cada u utilizado, $n(u)$ son las muestras, λ_{α} es el peso de la ponderación que cada muestra $Z(u_{\alpha})$ considera, $m(u_{\alpha})$ y $m(u)$ son los valores esperados (media aritmética de las muestras de elevación).

2.3. Definición de términos

Glaciar: Acumulación de hielo y nieve de origen atmosférico ubicada en las cabeceras de cuencas que se mueve sobre el suelo por efecto de la gravedad, cuya superficie tiende a disminuir por efectos de la fusión de su

masa (World Meteorological Organization & United Nations Educational, 2012, p. 647).

RPA: Aeronave pilotado remotamente también conocida como DRONE. (Ureña Logroño, 2012, p. 2). Existen diversos equipos desde ala fija a multi rotor, que son controlados por control remoto, empleados principalmente para la agricultura, ingeniería, investigación, etc.

Fotogrametría: Es la ciencia de realizar mediciones e interpretaciones confiables por medio de fotografías, para de esa manera obtener características métricas y geométricas del objeto fotografiado (Braulio Vite, 2005, p. 3).

Estadística espacial: Es la rama de la estadística que analiza los datos espaciales georreferenciados, que nos permiten describir los fenómenos en el espacio para así identificar patrones, evaluar tendencias y tomar decisiones (Buzai & Montes Galbán, 2021, p. 39).

Modelo de elevación digital (DEM): Representación digital de la topografía de la tierra. Permite que la altura sea adicionada a una imagen. Ofrece imágenes con efecto tridimensional (INAIGEM, 2017, p. 121)

Modelo digital de superficie (DSM): Es la representación de la superficie terrestre, considerando las características del terreno como edificaciones, arboles, etc.

Baliza: Es una barra de metal o madera de dos metros de largo, que puede ser unida a otras semejantes mediante acoples para lograr obtener una mayor

longitud. Es enterrada en las áreas perforadas del glaciar para evaluar la dinámica del cuerpo glaciar.

2.4. Hipótesis

Hi: El uso del método geodésico y la tecnología RPA permite determinar el balance de masa para el glaciar Pastoruri en el periodo 2016.

Ho: El uso del método geodésico y la tecnología RPA no permite determinar el balance de masa para el glaciar Pastoruri en el periodo 2016.

2.5. Variables

Tabla 1

Identificación de variables según matriz de consistencia

Problema de Investigación	Objetivo de Investigación	Variables	Definición conceptual	Dimensiones	Unidad	Hipótesis de Investigación
Interrogante General	Objetivo General	Variable Independiente	Definición, variable independiente	Dimensión variable Independiente	Unidad variable independiente	
¿Cómo determinar el balance de masa del glaciar Pastoruri en el periodo 2016, haciendo el uso del método geodésico y la tecnología RPA?	Determinar el balance de masa del glaciar Pastoruri, en el periodo 2016, haciendo uso del método geodésico y la tecnología RPA, como alternativa para el monitoreo glaciológico.	Balace de masa glaciar	Cálculo periódico y cuantitativo de las pérdidas y ganancias de masa (hielo y nieve)	Metros equivalentes de agua	m e. a.	Hi= El uso del método geodésico y la tecnología RPA permite determinar el balance de masa para el glaciar Pastoruri en el periodo 2016.
Interrogante Específico	Objetivo Específico	Variable Dependiente	Definición, Variables dependientes	Dimensión variable dependiente	Unidad variable dependiente	
¿Cuánta área perdió el glaciar Pastoruri durante el periodo de estudio?	Calcular el área de pérdida glaciar durante el periodo de análisis.	Pérdida de área glaciar	Superficie ocupada por la masa de hielo el cual fue perdida por el retroceso glaciar.	Área	m ²	Ha= El uso del método geodésico y la tecnología RPA no permite determinar el balance de masa para el glaciar Pastoruri en el periodo 2016.
¿Cuál es el espesor de hielo fusionado en el periodo de estudio?	Obtener el espesor de la masa de hielo fusionado.	Espesor de hielo	Profundidad del hielo que es medible.	Metro	m	
¿Cuánto de volumen glaciar se fusionó en el periodo de estudio?	Estimar el volumen de agua líquida perdida en el periodo de estudio.	Pérdida de volumen glaciar	Es la pérdida de agua por el proceso de fusión del glaciar.	Volumen	m ³	

Capítulo III

METODOLOGÍA

3.1. Tipo y diseño de investigación

3.1.1. Tipo de investigación

Según Hernández Sampieri et al. (2010), la investigación es del tipo no experimental de nivel evolutivo con el propósito de analizar los cambios en el tiempo, considerando los tipos de diseño de análisis de evolución.

3.1.2. Diseño de investigación

Es una investigación no experimental y longitudinal o evolutiva.

No es experimental porque las variables no son manipulables.

Longitudinal o evolutiva debido que el interés de la investigación es analizar los cambios del glaciar en el tiempo de los meses de agosto a noviembre con la finalidad de describir la variable y analizar su incidencia en el periodo de análisis.

3.2. Población y Muestra

La muestra está basada en muestreo no probabilístico debido que es un estudio piloto donde se está explorando la metodología, donde prima el uso del juicio para seleccionar la unidad de análisis y no el azar, siendo así la unidad de análisis para la presente investigación el glaciar Pastoruri ubicado en la Cordillera Blanca, localizada en el Parque Nacional Huascarán - zona núcleo, que comprende un área de 1.13 km² según la

Autoridad Nacional del Agua (2010). Políticamente, se localiza en la provincia de Recuay en el área de la comunidad campesina de Cátac.

3.3. Instrumentos de recolección de datos

La técnica que se usó para el registro de los datos es la observación directa, mediante el cual se registró de información de ortofotografías aéreas del glaciar Pastoruri sin la manipulación de las variables. Dichas fotografías sirvieron para la generación de modelos de elevación de superficie y ortofotografías que fueron insumos principales para la generación del balance de masa glaciar.

El instrumento de recolección de información fue una aeronave pilotada a distancia (RPA) de la marca DJI modelo Inspire 1 V2.0, el cual viene con una cámara de 12 megapíxeles montada sobre un estabilizador de movimiento con las características descritas en la

Tabla 2

Características técnicas del RPA Inspire 1 v2.0 usado en la investigación.

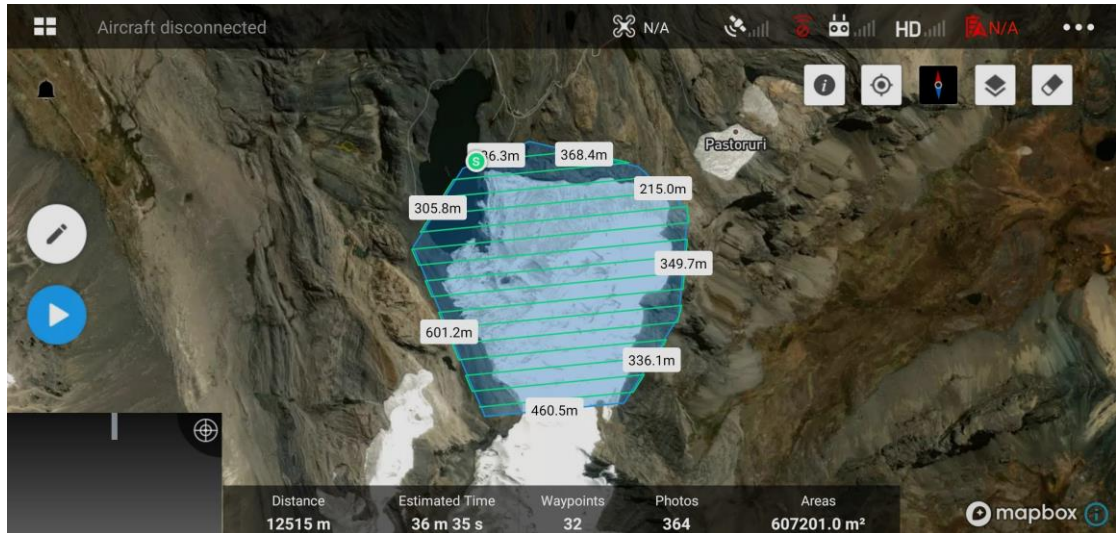
. Se realizó el registro fotográfico de la superficie de forma vertical a una velocidad constante de 6 m/s y una altura de vuelo de 80 metros, con el objetivo de recabar el mayor número de fotografías necesarias del área y con una superposición de la información fotográfica mayor de 60% tanto en sentido lateral como longitudinal, para lo cual se siguió un plan de vuelo (ver Figura 5
Plan de vuelo referencial para el registro de las fotografías empleando tecnología RPA. y ¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.).

Tabla 2*Características técnicas del RPA Inspire 1 v2.0 usado en la investigación.*

Aeronave Inspire 1 v.2		Cámara X3		Estabilizador (gimbal) Zenmuse X3	
Tamaño:	438x451x301 mm	Sensor:	CMOS de 1/2,3»	Corriente operativa:	750 mA en Station / 900 mA en Motion
Peso (con batería y hélices):	2.935 g	Píxeles efectivos:	12,4 M	Rango controlable:	Pitch de -90° a 30° / Pan de ±320°
Velocidad máxima en ascenso:	5 m/s	Objetivo:	FOV de 94° de campo de visión / 20 mm equivalente a 35 mm / f 2.8 enfoque a ∞	Rango mecánico:	Pitch de -125° a 45°
Velocidad máxima en descenso:	4 m/s	Rango de ISO para vídeo:	de 100 a 3200	Máxima velocidad controlable:	Pitch de 120°/s / Pan de 180°/s
Velocidad máxima:	79 km/h	Rango de ISO para foto:	de 100 a 1600	Precisión del control angular:	±0.03°
Velocidad angular máxima:	300°/s en pitch y 150°/s en yaw	Obturador electrónico:	8 – 1/8000 s		
Altura máxima de servicio sobre el nivel del mar:	4 500 m	Tamaño de imagen máximo:	4000×3000		
Resistencia máxima al viento:	10 m/s	Modos de grabación de vídeo:	4K, FHD y HD / de 24 a 60 fps		
Tiempo de vuelo máximo:	hasta 18 minutos por batería	Tasa de bits de almacenamiento de vídeo:	hasta 60 Mbps		
Rango de temperatura de funcionamiento:	de -10° a 40° C	Modos de fotografía:	disparo único / disparo en ráfaga de 3, 5 y 7 fotogramas		
Precisión horizontal en vuelo estacionario con posicionamiento por GPS:	0,5 m	Formatos admitidos:	FAT32, exFAT / JPEG, DNG / MP4, MOV (MPEG-4 AVC, H.264)		
Precisión vertical en vuelo estacionario con posicionamiento por GPS:	2,5 m	Temperatura de trabajo:	de 0° a 40° C		

Figura 5

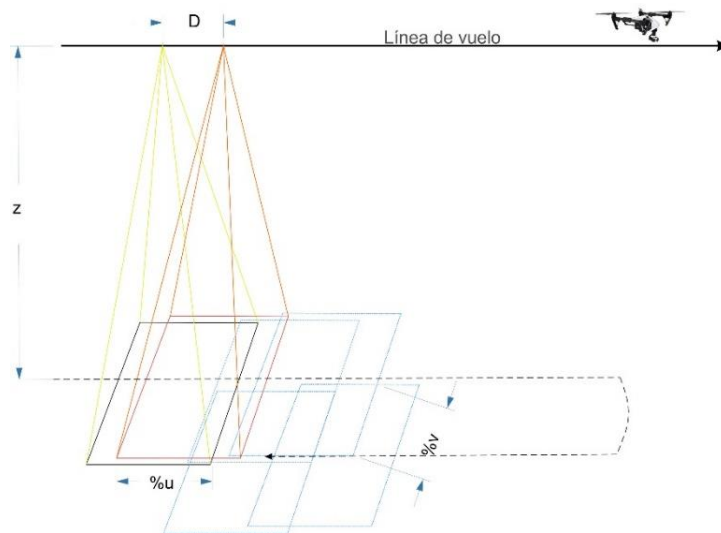
Plan de vuelo referencial para el registro de las fotografías empleando tecnología RPA.



Nota. Elaboración propia

Figura 6

Esquema del registro fotográfico, considerando los niveles de superposición.



Nota. Elaboración propia.

Donde:

Z: Altura de vuelo respecto a la superficie.

D: Distancia entre puntos de registro fotográfico.

%u: Porcentaje de superposición longitudinal.

%v: Porcentaje de superposición lateral.

3.4. Plan de procesamiento y análisis estadístico de datos

3.4.1. Plan de procesamiento

3.4.1.1. Generación del Modelo Digital de Superficie (DSM)

El proceso de la obtención de la información del modelo digital de superficie se desarrolló siguiendo los criterios de la reconstrucción fotogramétrica como se describe a continuación.

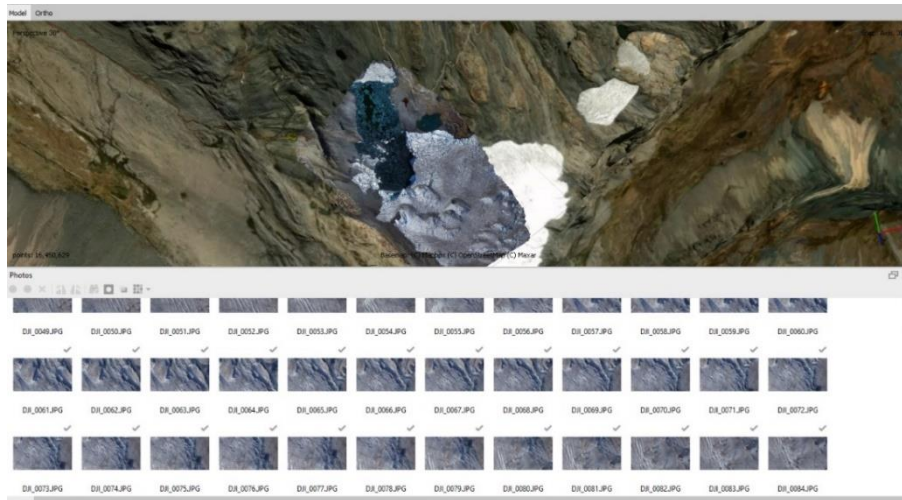
3.4.1.2. Procesamiento fotogramétrico

Etapas 1: Se realizó la depuración de la información obtenida que consiste en discriminar las fotografías sobre expuestas (brillos excesivos que no se pueden corregir) por la reflectancia de cuerpos blancos que son intensificadas por los rayos solares (Figura 7 *Proceso de depuración de la información fotográfica recopilada mediante el RPA*

).

Figura 7

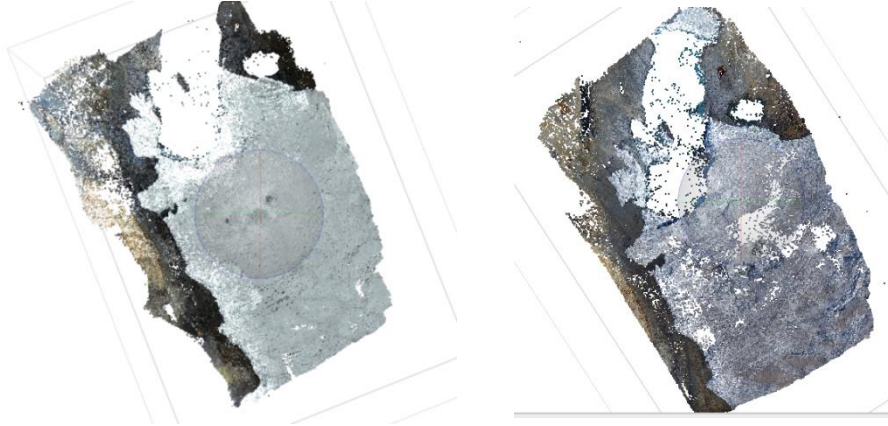
Proceso de depuración de la información fotográfica recopilada mediante el RPA



Eta**pa 2:** Se realiza el procesamiento de las imágenes aéreas empleando software fotogramétrico (Agisoft Photoscan), donde se consideró la alineación de las fotografías, la generación de nube de puntos y la generación de la malla para la obtención del DSM y ortofotografía a resolución espacial de 0.5 metros (**¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.**).

Figura 8

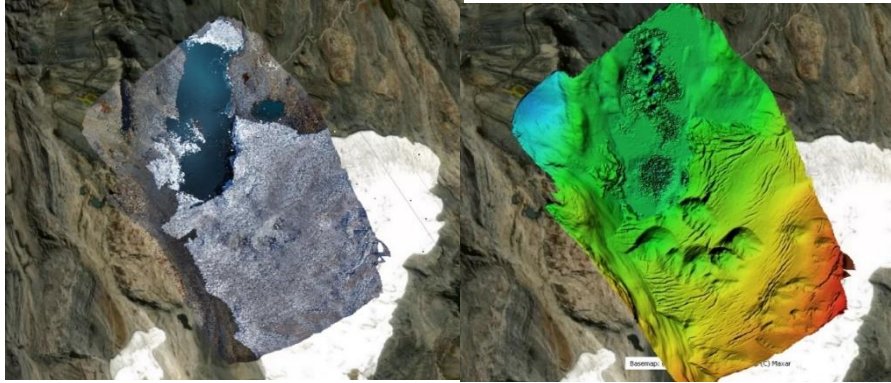
Generación de nube de puntos dispersa del glaciar Pastoruri durante el periodo de estudio: agosto (izquierda) y noviembre (derecha).



Etapa 3: Se generó el modelo digital de superficie (DSM) en función a la nube de puntos y la malla generada en la etapa 2. Además, en esta etapa se construyó el ortomosaico con la ayuda del DSM construido a partir de la nube de puntos densa. Los productos de DSM y ortomosaico se exportaron en formato TIFF, para luego ser sometido en el proceso de obtención del balance de masa (**Error! No se encuentra el origen de la referencia.**).

Figura 9

Productos generados en el procesamiento fotogramétrico: ortomosaico (izquierda) y el modelo digital de superficie (derecho).



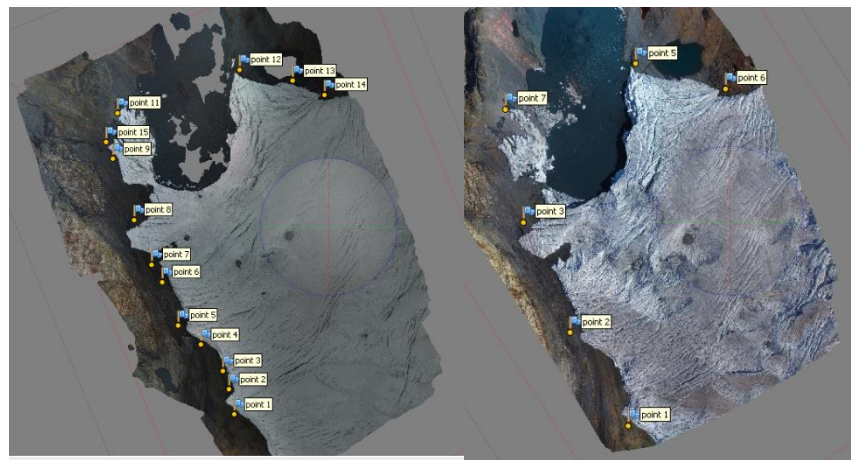
3.4.1.3. Corrección del DSM

Con la información procesada anteriormente (procesamiento fotogramétrico), se realizó una segunda corrección para mejorar el nivel de posicionamiento de la información “mes 2” respecto a la información del “mes 1”, con el objetivo de poseer menor desplazamiento y permitir que el co-registro se realice con el menor número de iteración. Se realizó la georreferenciación de la información ráster (DSM mes 2) empleando un software de sistema de información geográfica (ArcMap) mediante la distribución de puntos de control (**¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.**). Una vez que se creó los vínculos suficientes (puntos de centro), se transformó las coordenadas en base a un polinomio basado en los puntos de control y un algoritmo de adecuación por mínimos cuadrados. En el presente estudio, por el número de puntos de control usados que son más

de 10, se usó la transformación polinómica de tercer orden (esri, 2021).

Figura 10

Posicionamiento de las fotografías aéreas del mes de agosto (izquierda) en función a los puntos de control obtenidos de la imagen del mes de noviembre (derecha), correspondientes al año 2016.



3.4.1.4. Co-Registro y cambio de elevación

3.4.1.4.1. Co-registro

Para eliminar el desajuste plani-altimétrico entre los dos DSM (dos meses de análisis: mes 1 y mes 2 de 2016), se usó el proceso de co-registro que consistió en un proceso iterativo donde el DSM_s (DSM esclavo) (DSM del primer mes). Se ajustó en planimetría y altimetría respecto del DSM master (DSM del segundo mes) hasta alcanzar un mínimo en el valor de desviación estándar en las diferencias de elevación entre los MDEs sobre terreno estable (sin hielo). Debe considerarse, sin embargo, que la superficie de los glaciares está mejor

representada que el terreno estable en los DSMs y los errores sobre la misma son menores (Bolch et al., 2008).

El co-registro desarrollado corresponde al utilizado por Nuth & Käab (2011) donde los datos de entrada son la diferencia de elevación (dh) entre el DSM_M (DSM master) y el DSM_S (DSM esclavo), pendiente y orientación. Para el proceso se consideró la excepción de las pendientes $\leq 13^\circ$ debido que las pendientes planas generan error en el co-registro.

3.4.1.5. Cambio de elevación

Una vez realizado y optimizado el co-registro entre ambas grillas, se calcularon los cambios de elevación que consiste en realizar la diferencia entre el DSM_S y DSM_M .

3.4.1.6. Balance de masa

La cuantificación del balance de masa para el área de estudio fue desarrollada mediante la Ecuación 2, que consiste en la diferencia de los dos DSM correspondiente al periodo de estudio. Este cambio de elevación es transformado a cambio de volumen que puede ser ganancia o pérdida. Para esta conversión es necesario conocer la densidad promedio ρ , tamaño de píxel r , cambio de superficie Δh_n y el promedio del área de estudio S , los cuales figuran en la Ecuación 2 correspondiente al subapartado

2.2.2.1.2.1. (Cuantificación del balance de masa mediante el método geodésico)

3.4.1.7. Estimación del error

Un estudio cual fuera la índole acarrea incertidumbres de diversas fuentes, los cuales influyen en la precisión del estudio. El presente estudio no es ajeno a fuentes de error. Los estudios de balance de masa por el método geodésico poseen la incertidumbre relacionada a la densidad de nieve (zona de acumulación y ablación) que está vinculado con las fechas de registro de información, porque el glaciar no posee una única densidad, tiene distintas densidades según la zona de estudio. Para el caso del área de estudio que corresponde al glaciar Pastoruri, este error de incertidumbre de densidad queda absuelto, debido que el glaciar únicamente presenta en su totalidad fusión. Por ende, la densidad a considerar será (0.87 g cm^{-3}). Por otro lado, también se presentan errores en el proceso de obtención de información cartográfica, los cuales son los errores sistemáticos y aleatorio. Dentro del error sistemático (ϵ) comprenden los errores que se genera al obtener el MDS (Modelo Digital de Superficie) en la fotogrametría y el posicionamiento (georreferenciación) del DSM (ver **¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.**). Estos errores se minimizan, utilizando el enfoque estadístico del co-registro que considera todas las fuentes de error, reduciéndolo al

error sistemático a cero (Zemp et al., 2013; Kääb et al., 2018). Quedando así el error aleatorio (σ) que es la incertidumbre proveniente después del co-registro en función a la desviación estándar de la variación de elevación en la zona estable, para el cual es usado la Ecuación 4 descrito en el subapartado 2.2.2.1.2.4 (error aleatorio).

3.4.1.7.1. Análisis estadístico

El análisis estadístico que se consideró en el presente estudio estuvo enfocado a la geoestadística. Para trabajar con datos de geodesia, se hace uso de los modelos de semivariograma que no son lineales, a comparación con los modelos lineales en el cual la estimación empleando mínimos cuadrados nos brindan la solución óptima al problema.

El semivariograma está basado en la teoría de variables regionalizados que nos brindan la solución para modelar la variabilidad espacial. Bajo el enfoque geoestadístico, el primer procedimiento para analizar la variabilidad espacial es realizar la construcción del semivariograma empírico a partir de los datos de terreno. Considerando el criterio del semivariograma descrito en subapartado 2.2.4.1, se realizó el cálculo de la incertidumbre del balance de masa geodésico, para el cual se usó la geoestadística para estimar la desviación estándar de los datos obtenidos mediante el semivariograma. El modelo de varianza

esférica utilizado es un modelo isotrópico acotado. Esto significa que asume, a escalas suficientemente grandes, que la región es estadísticamente homogénea o estacionaria. [OB]



Capítulo IV

4.1.RESULTADOS Y DISCUSIÓN

4.1.1. Co-registro

El proceso consistió en homogenizar el desplazamiento x,y,z entre dos modelos de elevación digital, propuesto por Nuth & Kääb (2011), para corregir el desplazamiento se realiza las iteraciones, el cual está en función de la orientación y la pendiente que se consideran $< 6^\circ$, que brinda mejor ajuste debido que el proceso iterativo genera errores en pendientes planas. Para el presente estudio, por la resolución espacial de trabajo, se obtuvo menor error en el filtrado de la pendiente que corresponde $\leq 13^\circ$. El cual, está basado en el procedimiento de Berthier et al. (2007) para eliminar el desajuste plani-altimétrico entre los dos DSM correspondientes a los meses de agosto y noviembre con una resolución espacial de 0.5 metros. En el proceso iterativo 3, se evidencia la variación horizontal y vertical de ≈ 0 , donde nos muestra una perfecta corrección del DSM (esclavo) respecto a la información base, el cual nos indica que el proceso de co-registro 3 nos brindó la corrección del DSM esclavo con $\Delta X, \Delta Y, \Delta Z = 0.016$ (Tabla 4

Variación vertical y horizontal en la tercera iteración empleando co-registro en el glaciar Pastoruri para la corrección del DSM esclavo.

) y una desviación estándar de 0.675 y una diferencia de altura de -0.04 metros (ver

Tabla 3).



Tabla 3

Diferencia estadística del glaciar Pastoruri en el área sin movimiento (σ) correspondiente a la diferencia de altura ($\overline{d_h}$) en el proceso de co-registro para el año 2016.

Estudio	Original (σ)	<u>Corr. 1 – Co - registro</u>				<u>Corr. 2 – Co - registro</u>				<u>Corr. 3 – Co - registro</u>			
		a	b	$\overline{d_h}$	σ	a	b	$\overline{d_h}$	σ	a	b	$\overline{d_h}$	σ
Agos - Nov	0.800	0.83	-70.52	-2.67	0.739	0.61	-133.67	-0.25	0.673	0.00	32.00	-0.04	0.675

El primer co-registro fue desarrollado entre el DSM base y el DSM esclavo (datos de origen) con el cual se realizó la primera iteración obteniendo así la variación ΔX , ΔY , ΔZ , Con estos valores se corrige el DSM esclavo. Este proceso se realizó hasta lograr ΔX , ΔY , ΔZ cero o cercano a cero, con un $RMS < 3$ pixeles

Tabla 4

Variación vertical y horizontal en la tercera iteración empleando co-registro en el glaciar Pastoruri para la corrección del DSM esclavo.

Estudio	<u>Corr. 1 – Co - registro</u>				<u>Corr. 2 – Co - registro</u>				<u>Corr. 3 – Co - registro</u>			
	ΔX	ΔY	ΔZ	RMS	ΔX	ΔY	ΔZ	RMS	ΔX	ΔY	ΔZ	RMS
Agos - Nov	-0.781	0.276	-0.991	1.45	-0.443	-0.423	-0.090	1.21	0.002	0.003	-0.016	1.20

En la Tabla 4
Variación vertical y horizontal en la tercera iteración empleando co-registro en el glaciar Pastoruri para la corrección del DSM esclavo.

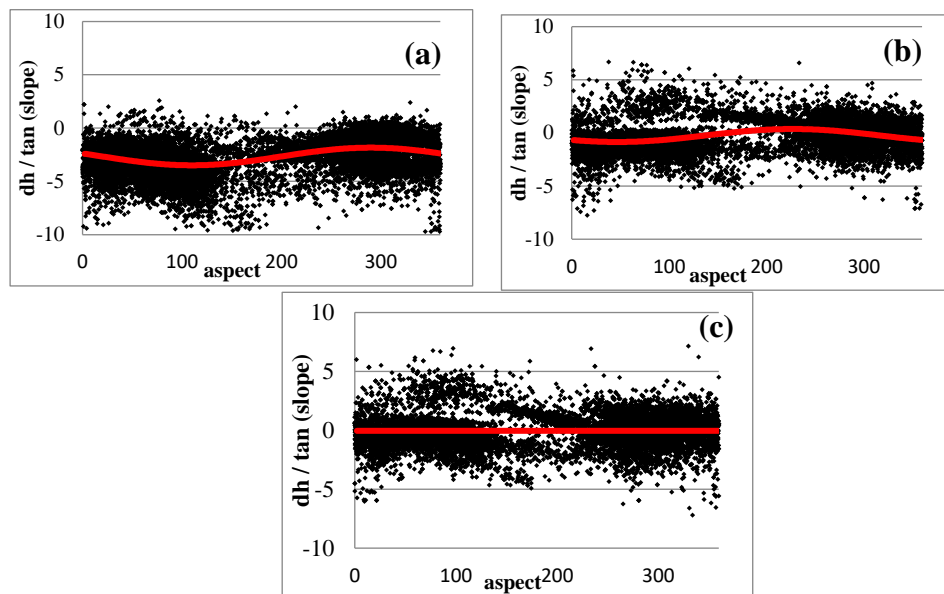
, se logró corregir el DSM esclavo en el co-registro 3, corrigiendo el desplazamiento ΔX , ΔY , ΔZ . Como los valores que se obtuvieron en el

desplazamiento vertical y horizontal son mínimos y la gráfica de variación entre la pendiente y la orientación que son los parámetros para corregir el DSM son casi perfectos, se decidió no continuar con la iteración para la corrección del DSM, quedando así el DSM corregido con la información de la iteración 3.

La Tabla 4 nos muestra que con la iteración 3 se logró la variación horizontal y vertical casi perfecto y un $RMS= 1.20$, que está por debajo de tres píxeles. En este caso no es necesario realizar más correcciones del DSM con mayores procesos iterativos, quedando corregido la información (DSM esclavo).

Figura 11

En los esquemas a, b y c, se muestra el cambio de elevación del DSM en las 3 iteraciones, con las desviaciones verticales normalizados por la pendiente (eje y) y la orientación del terreno (eje x), donde se aprecia en el esquema c la corrección de la sinuosidad, el cual nos indica que la iteración realizada es el correcto y corrige mejor el DSM.



La Figura 11
 En los esquemas a, b y c, se muestra el cambio de elevación del DSM en las 3 iteraciones, con las desviaciones verticales normalizados por la pendiente (eje y) y la orientación del terreno (eje x), donde se aprecia en el esquema c la corrección de la sinusoidad, el cual nos indica que la iteración realizada es el correcto y corrige mejor el DSM.

nos muestra el análisis de dispersión de puntos en base al análisis de dh/\tan vs la orientación, que es usado en los procesos de corrección del DSM, donde se busca que la sinusoidad de la curva sea lo más próximo a una línea recta, y de esta manera dar la evidencia de que el proceso iterativo debe detenerse. Nuth & Kääh (2011) mencionan, que si en los procesos iterativos se logra un desplazamiento menor a 0.5 metros se acepta la corrección del DSM. En el presente estudio se logró una desviación estándar (σ) de 0.675 en la iteración tres y, en base a la corrección del DSM con la iteración mencionada, se obtuvo el desplazamiento de la magnitud (a) y dirección (b) (ver **¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.**), con el cual se obtuvo el desplazamiento Δx , Δy , $\Delta z \approx 0$ que es < 0.5 (ver Tabla 4

Variación vertical y horizontal en la tercera iteración empleando co-registro en el glaciar Pastoruri para la corrección del DSM esclavo.

), indicando así que la iteración y corrección del DSM es óptima.

En este proceso los DSMs están listos para realizar el proceso de obtención de la diferencia de elevación y estimar la pérdida de volumen glaciar en los meses de estudio de agosto a noviembre, pero por otro lado se poseen, errores en el balance. Estos errores se calcularon en el siguiente subapartado.

4.1.2. Estimación del error en el balance de masa

Los errores en las investigaciones son de diversas fuentes, ya sea computacional y/o humano. En el presente estudio nos centramos en los errores que acarrea el estudio de balance de masa por el método geodésico, los cuales son los errores sistemáticos y aleatorios. Además, se presentan los errores provenientes por la densidad de nieve, como se explica en el tema de errores. Esta incertidumbre se reduce debido que en el área de estudio no se presenta una zona de acumulación. Por ende, se asume la densidad única que es del glaciar (0.87 g cm^{-3}) dejando solo los errores sistemáticos y aleatorios.

4.1.2.1. Error sistemático (ϵ)

Es el error proveniente de la adquisición de la información y el posicionamiento, con el enfoque estadístico del co-registro el cual posee el enfoque de la corrección en vertical y horizontal, reduciendo el error sistemático a cero (Zemp et al., 2013, Kääb et

al., 2018) (ver Estimación del error en los subapartados 3.4.1.7 y 2.2.2.1.2.318).

$$\varepsilon = 0$$

4.1.2.2. Error aleatorio

Como se describe en el subapartado 2.2.2.1.2.4, este error está integrado por la incertidumbre después del co-registro (σ_{coreg}) y la autocorrelación de la diferencia de elevación ($\sigma_{autocorr}$), siendo así los siguientes datos obtenidos:

$$\sigma_{coreg} = 0.675$$

$$\sigma_{coreg}^2 = 0.456$$

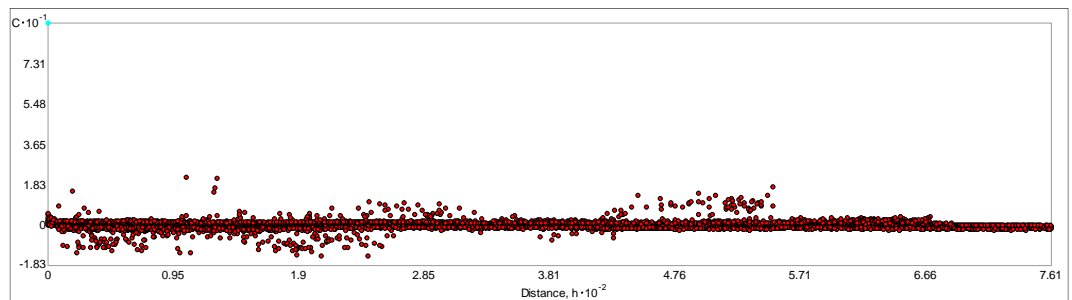
4.1.2.3. Autocorrelación $\sigma_{autocorr}$

Se evaluó estadísticamente el área de análisis (zona sin movimiento), donde se obtiene los parámetros del semivariograma. Para el proceso se empleó la geoestadística, que sigue los principios matemáticos descritos en el subapartado 2.2.2.1.2.4. (error aleatorio), obteniendo los siguientes resultados.

Como primer paso se analizó los datos de diferencia de altitud, según la covarianza que nos indica el grado de incertidumbre de las variables aleatorias, realizando así el filtrado de la información que nos generan valores elevado. En el proceso del co-registro se realizó previamente el filtrado de las pendientes $\leq 13^\circ$.

Figura 12

Análisis de la covarianza de la diferencia de altitud.



Este análisis se realizó de tres áreas de muestreo que están dispersos en el área de análisis. En la Figura 12 *Análisis de la covarianza de la diferencia de altitud.*

se aprecia un valor anómalo al cual se realiza la restricción para este análisis por ser un valor único. Una vez realizado el filtrado de la

información anómalo, se obtiene la distribución de la diferencia altitudinal (Figura 13) *Distribución de la diferencia altitudinal, después del filtrado del valor anómalo.*

) para el análisis del semivariograma.

Figura 13

Distribución de la diferencia altitudinal, después del filtrado del valor anómalo.

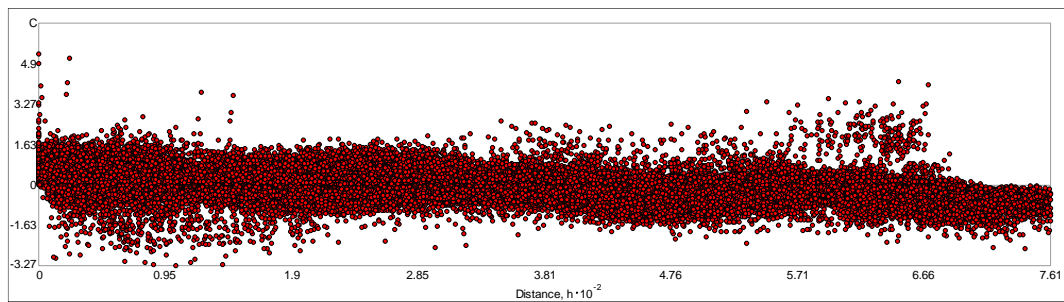
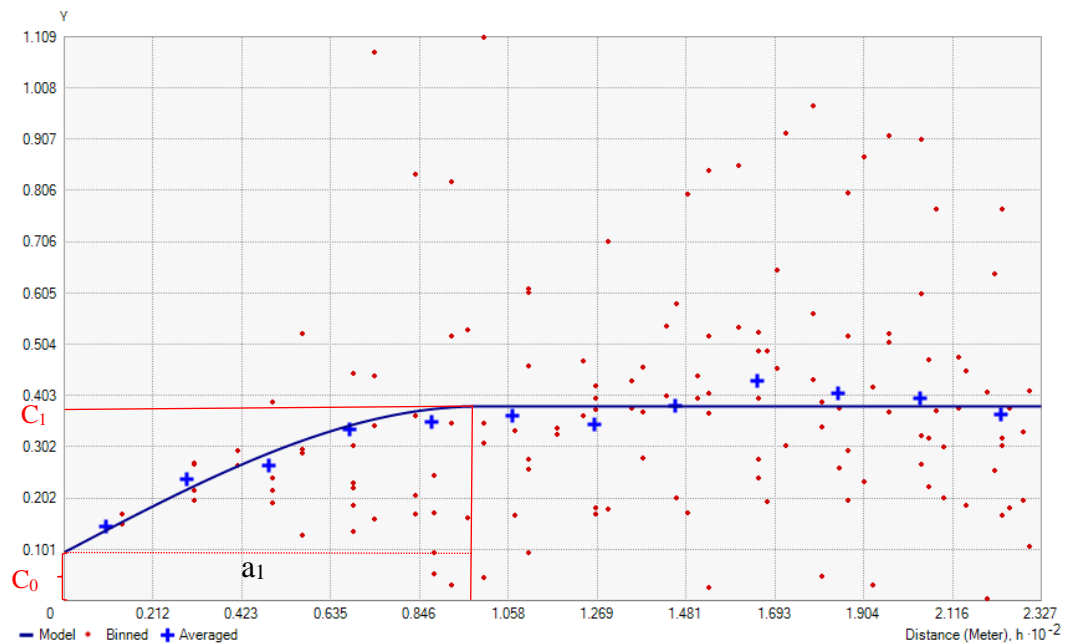


Figura 14

Autocorrelación de la variación altitudinal mediante el semivariograma, empleando el método esférico, el cual nos describe la transformación de la



curva, obteniendo el modelo $0.095233*Nugget+0.28679*Spherical$ (98.953).

En la

Figura 14

Autocorrelación de la variación altitudinal mediante el semivariograma, empleando el método esférico, el cual nos describe la transformación de la curva, se aprecia el semivariograma empleando el método esférico, donde se obtiene los valores de nugget ($C_0= 0.091$), el sill parcial ($C = 0.373$) y el rango ($a_1=0.973$).

Como se aprecia en la

Figura 14

Autocorrelación de la variación altitudinal mediante el semivariograma, empleando el método esférico, el cual nos describe la transformación de la curva la inter-distancia $(c+c_0) < a_1$. En consiguiente, se posee una correlación de datos, donde el semivariograma alcanza la meseta. La semivarianza alcanza el 80.39% de varianza umbral, el cual fue evaluado mediante la varianza estructural relativa (SRV) descrita en la Ecuación 11. Donde Córdoba (2015) nos menciona que si el valor es $\geq 75\%$ la predicción geoestadística es alta. Así también, Torres et al. (2014) en el estudio que desarrollaron obtuvieron una confianza del 95%. No obstante, la presente investigación posee una alta predicción aceptable.

Este resultado nos indica que los valores promedios medidos se ajustan al modelo con gran aproximación, mostrando que el modelo

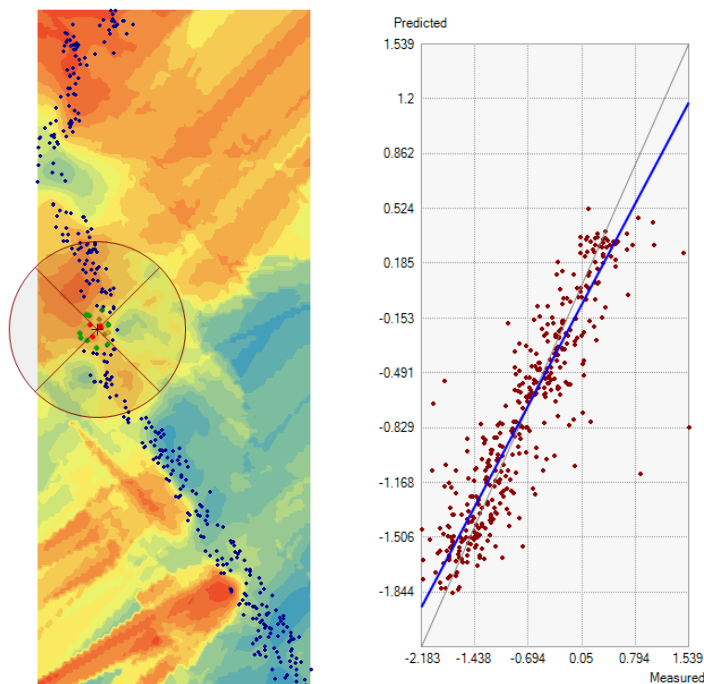
se asemeja con gran precisión a la información obtenida con el co-registro. Luego de la generación de la curva de variación, con la ecuación descrita por el modelo, se obtuvo la reconstrucción del terreno mediante la interpolación kriging, el cual nos brindó una aproximación de la superficie del terreno que es validado mediante la geoestadística y el conocimiento in situ del área de estudio.

$$RSV = \left(\frac{c}{c + c_0} \right) \times 100\%$$

Ecuación 11. Cálculo de varianza estructural relativa (SRV).

Figura 15

Reconstrucción del terreno empleando geoestadística mediante el método kriging del área sin movimiento colindante al área glaciar de



estudio (izquierda) y la distribución de la variación de los puntos en el gráfico de validación de la predicción (derecha).

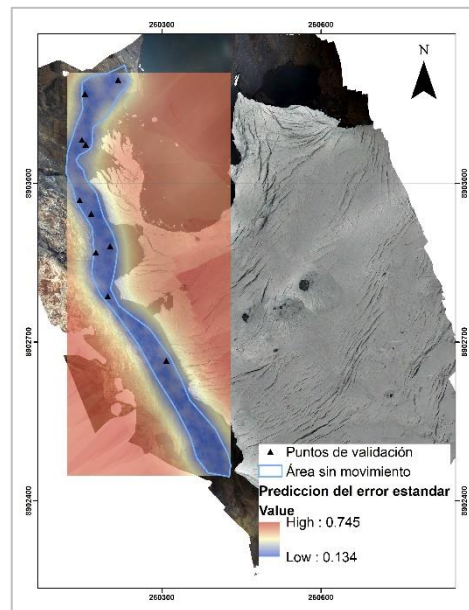
Como se aprecia en la Figura 15 *Reconstrucción del terreno empleando geoestadística mediante el método kriging del área sin movimiento colindante al área glaciar de estudio (izquierda) y la distribución de la variación de los puntos en el gráfico de validación de la predicción izquierda*, las distribuciones de los puntos corresponde al área sin movimiento, en base al cual se realizó la reconstrucción del terreno mediante kriging, empleando el semivariograma por el método esférico, que realizó la mejor representación del terreno. A la vez, a la derecha, se visualiza el gráfico de validación de la información que se obtuvo. La línea azul representa los datos estimados por el modelo que debe tender a superponerse con la línea gris. En este caso se posee una leve variación, pero aceptando así el modelo que posee una buena aproximación (Ecuación 12).

$$0.837029703380125 * x + -0.110255964226406$$

Ecuación 12. Cálculo para la reconstrucción del terreno en base a la curva de aproximación.

Figura 16

Predicción del error estándar, según puntos de validación.



En la Figura 16, se estimó la autocorrelación espacial mediante la evaluación estadística del área de muestreo, obteniendo los parámetros del semivariograma de nugget c_0 , el umbral parcial c y el rango de ajuste del modelo del semivariograma esférico a_1 . La desviación estándar del error de elevación del área sin movimiento (área de muestreo) está relacionado según los parámetros del semivariograma (Rolstad et al., 2009), representado en la Ecuación 5. Se usó esta ecuación debida que el muestreo de los datos de predicción nos brinda gran confiabilidad con errores que son aceptables (Tabla 5).

Tabla 5

Predicción de los valores en el área de muestreo (área sin movimiento), en

función a 10 puntos de muestreo aleatorio donde todos los puntos de muestreo están dentro del error permitido siendo aceptable.

Puntos (validación)	Δh (co-registro 3)	Included	Δh (Predicción Kriging)	Error	StdError	Stdd_Error	NormValue
1	-0.448	Yes	-0.177	0.271	0.357	0.758	1.645
2	0.625	Yes	0.323	-0.301	0.352	-0.857	-1.036
3	-0.449	Yes	-0.480	-0.031	0.375	-0.082	-0.126
4	-0.074	Yes	-0.323	-0.249	0.359	-0.693	-0.674
5	-0.434	Yes	-0.485	-0.051	0.378	-0.136	-0.385
6	-0.367	Yes	-0.261	0.105	0.355	0.297	0.674
7	-0.640	Yes	-0.483	0.156	0.373	0.419	1.036
8	-0.223	Yes	-0.214	0.009	0.389	0.023	0.126
9	-0.262	Yes	-0.583	-0.320	0.347	-0.924	-1.645
10	-1.492	Yes	-1.407	0.085	0.393	0.217	0.385

Según los datos de puntos de muestreo aleatorio (**¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.**). Para este proceso se usó el paquete de análisis geoestadístico de sistema de información geográfica, obteniendo los siguientes resultados.

$$c_0 = 0.091$$

$$c = 0.373$$

$$a_1 = 0.973$$

Reemplazando en la Ecuación 5.

$$\sigma_{\Delta z}^2 = c = c_0 + c = 0.464$$

Para el cálculo del error por la autocorrelación, tenemos que determinar bajo qué criterio si $a_1 < L$ o $a_1 > L$, para el cual calculamos el valor de L de la Ecuación 13.

$$S = \pi L^2$$

Ecuación 13. Cálculo del área promedio en función al radio representativo.

$$S = \text{área promedio (área glaciar agosto + área glaciar noviembre)}$$

(Tabla 6)

L = radio representativo

$$L = 0.304 \text{ km}^2$$

Tabla 6

Variación de área de estudio según los periodos de análisis.

Mes	Área m ²	Área km ²
Noviembre	286 524.770	0.287
Agosto	294 649.749	0.295

Se obtiene, así el valor del error por la autocorrelación ($a_1 > L$), según el semivariograma. Aplicando geoestadística, con la Ecuación 6 descrita en el subcapítulo 2.2.2.1.2.4 de error aleatorio, se obtiene el valor $\sigma_{autocorr}^2$, que es de 0.505.

Una vez obtenida el valor de $\sigma_{autocorr}^2$, que es 0.505, y el valor de σ_{coreg}^2 , que es 0.456, valor obtenido después del co-registro, será remplazado en la formula general para obtener el error geodésico total Ecuación 4.

$$\overline{\sigma_{geod.total.a}} = \frac{\sigma_{geod.total.PoR}}{N} = \frac{\sqrt{\sigma_{geod.DEM.PoR}^2}}{N} = \frac{\sqrt{\sigma_{coreg}^2 + \sigma_{autocorr}^2}}{N}$$

$$\overline{\sigma_{geod.total.a}} = 0.245$$

4.1.3. Balance de masa geodésico

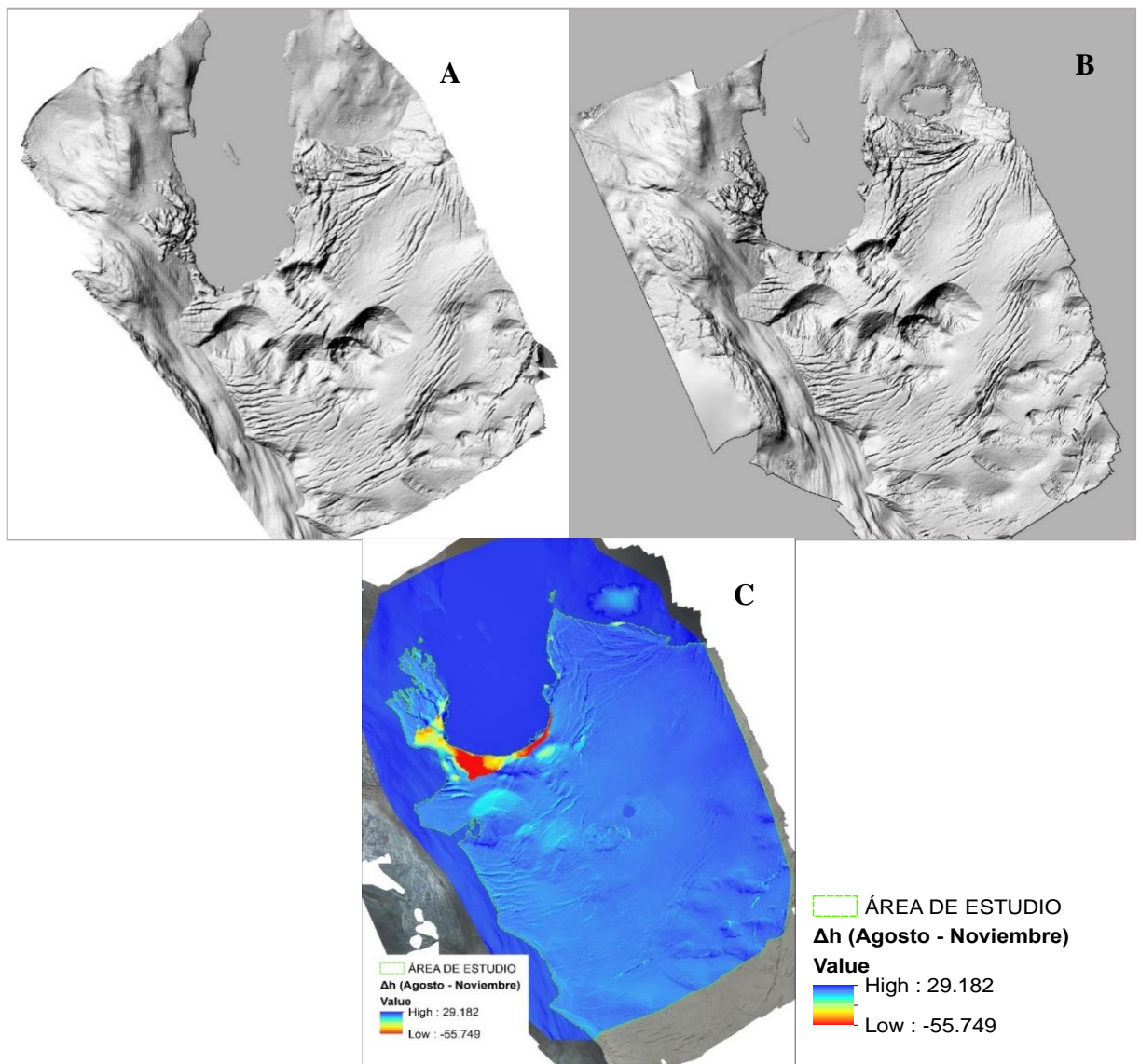
El balance de masa consiste en cuantificar cuanto del recurso hídrico gana (acumulación) o pierde (fusión) el glaciar, durante un año hidrológico o periodo de estudio. Para el presente estudio se optó realizar la estimación para dos meses de análisis en el cual se comprueba el método geodésico empleando tecnología RPA, como una herramienta para estimar el balance glaciar. Para lo cual es indispensable corregir el DSM o DEM del periodo de estudio el cual se realizó mediante el co-registro y realizar el cálculo de perdida de espesor glaciar.

4.1.3.1. Espesor Glaciar (Agosto – Noviembre)

Después de realizado el co-registro y eliminado los errores de sistemáticos con el co-registro, se obtuvo la pérdida de espesores de hielo, mediante la diferencia entre el DSM_M y el DSM_s.

Figura 17

Modelo topográfico de los dos periodos de estudio, correspondiente al mes de noviembre (A) y agosto (B), en imagen (C) se aprecia la variación de altura entre los meses de agosto a noviembre.



Como se aprecia en la Figura 17C, el frontal del glaciar es donde se posee mayor variación de espesor en el periodo de análisis que llega hasta -55 metros. En esta área, la laguna está en contacto directo con la masa glaciar, lo que favorece la generación de desprendimientos constantes por la diferencia de temperatura que aporta la laguna hacia el glaciar.

Por otro lado, en este estudio se aprecia también, la ganancia de masa que es principalmente por el movimiento de la masa glaciar. Estos valores se aprecian en el frente glaciar (Figura 17C) y en la formación de las grietas (Figura 17A y Figura 17B), los cuales son desplazados por la misma dinámica del glaciar.

4.1.3.2. Generación del Blance de masa Glaciar

El balance de masa se desarrolla en base a la Ecuación 2, el cual depende de la densidad de la superficie (ρ), tamaño de pixel (r), Δh variación de superficie por pixel y área promedio (S):

$$B_{geod}_{(Mes1-mes2)} = \frac{\rho \times r^2 \times \sum_{i=1}^n \Delta h_n}{S}$$

$$\rho = 0.87 \text{ gr cm}^{-3}$$

$$r^2 = 0.25 \text{ m}^2$$

$$S = 290587.260 \text{ m}^2 \approx 0.291 \text{ km}^2$$

$$\sum_{i=1}^n \Delta h_n = -3500133.289 \text{ m}$$

$$\Delta V = r^2 \times \sum_{i=1}^n \Delta h_n$$

$$\Delta V = (0.25 \text{ m}^2) \times (-3500133.289 \text{ m}) = -875033.322 \text{ m}^3$$

$$\text{m}^3 \text{ agua} = \Delta V \times \rho = -761278.990 \text{ m}^3$$

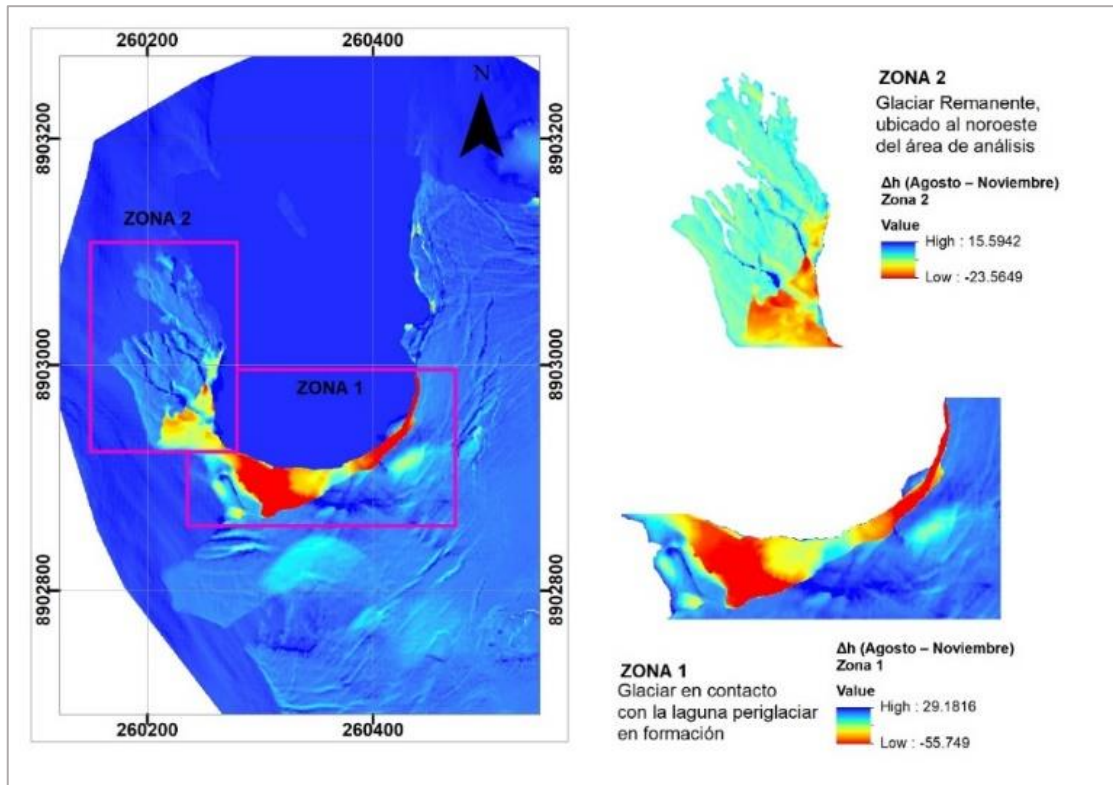
$$B_{geod}_{(AGOSTO-NOVIEMBRE)} = \frac{\rho \times \Delta v}{S} \approx -2.620 \pm 0.245 \text{ m e. a}$$

En el periodo de agosto a noviembre de 2016, se generó gran pérdida de volumen glaciar fusionado que fue de -875033.322 m^3 , el cual en equivalente en agua es de -2.620 m e.a. , que representa -2.62 toneladas de masa por metro cuadrado, como se aprecia en Figura 17 *Modelo topográfico de los dos periodos de estudio, correspondiente al mes de noviembre (A) y agosto (B), en imagen (C) se aprecia la variación de altura entre los meses de agosto a noviembre.*

C y Figura 18, la mayor variación de espesor (-55.749 metros) se aprecia donde el glaciar posee contacto directo con la laguna en formación. Además, el área que comprende el remanente del glaciar desconectado de la masa principal (Zona 2) es también el que posee mayor dinámica y pérdida de espesor glaciar considerable de -23.565 metros.

Figura 18

Análisis de la variación de espesor glaciar en las dos zonas con mayor dinámica ubicado en el frente glaciar en contacto con la laguna peri-glaciar en formación (Zona 1) y el sector noroeste correspondiente al glaciar remanente (Zona 2).



CONCLUSIONES

Según el estudio realizado en el glaciar Pastoruri sobre el balance de masa glaciar para el periodo 2016, haciendo uso del método geodésico y la tecnología RPA, se obtuvo que el glaciar en mención perdió un total de $-2.620 m e. a.$, con un margen de error de ± 0.245 , valor que nos indica que el área glaciar posee mayor pérdida glaciar que ganancia por acumulación de nieve. Se demostró que la metodología empleada es óptima para estudios glaciológicos concerniente al balance de masa y puede ser plasmado en otras áreas glaciares del país donde se puede realizar el registro de la información con tecnología RPA y/o mediante modelos digitales de terreno. Se puede realizar el balance de masa para obtener el diagnóstico del estado situacional de los cuerpos glaciares en la misma manera que Thibert et al. (2008) hicieron en los Alpes franceses con el empleo de un modelo digital de terreno de mayor resolución espacial.

En el periodo de estudio, el glaciar Pastoruri perdió una superficie glaciar de $8124.979 m^2$. La mayor pérdida glaciar se observó en la parte frontal que está en contacto directo con la laguna de formación. Los bloques que no poseen contacto con el bloque principal se encuentran al lado noroeste. Además, en estos sectores se presenta la mayor dinámica de pérdida de espesor de hielo fusionado que es de -23.565 metros. También, en el frente glaciar se presenta la mayor pérdida de espesor glaciar que es de -54.749 metros debido a los desprendimientos de bloques de hielo de este sector a consecuencia del contacto con la laguna en formación.

El área de estudio que comprende el 70% del glaciar Pastoruri, en el periodo de estudio de cuatro meses, perdió un volumen glaciar de -875033.322 m^3 , que representa -761278.990 m^3 de agua. Se logró este nivel de detalle de análisis debido a la resolución espacial que nos brindó la tecnología RPA para obtener el modelo digital de superficie (DSM) para los periodos de estudio. En esta manera, se puede realizar seguimientos específicos a diversos cuerpos y/o ecosistemas, obteniendo gran detalle. Es el caso del monitoreo glaciológico que a comparación de información satelital óptica que dependiente de las condiciones atmosféricas (nubes) para visualizar la superficie, la tecnología RPA es la mejor opción. Así que en el presente estudio se logró obtener resultados óptimos en el monitoreo glaciológico durante el periodo de estudio agosto a noviembre de 2016.



RECOMENDACIONES

Para futuras investigaciones donde se realice el balance de masa glaciar por el método geodésico, ya sea empleando tecnología RPA o mediante modelos digitales de terreno de acceso libre, se recomienda realizar el estudio de densidad de nieve en la zona de acumulación, debido que los glaciares en los Andes tropicales son variables en densidad según el periodo de estudio y ubicación de estos cuerpos glaciares.

Así como existen diversos métodos para el balance de masa glaciar para estimar la pérdida de volumen glaciar, es recomendable emplear el método geodésico en glaciares pequeños, por motivos que se logran resultados de buena calidad, se optimizan los recursos y, lo más importante, el efecto en el ambiente glaciar es mínimo porque no se generan impactos en el ecosistema a lo largo del tiempo, a diferencia de otros métodos que el impacto en los glaciares es mayor debido a la instrumentación requerida para realizar el monitoreo.

El presente estudio puede ser replicado en otras áreas glaciares, teniendo las consideraciones del proceso metodológico propuesto en la presente investigación como alternativa para el monitoreo glaciológico.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Autoridad Nacional del Agua. (2010). *Inventario de glaciares Cordillera Blanca*. Recuperado de <https://repositorio.ana.gob.pe/handle/20.500.12543/490>.
- Berthier, E., Arnaud, Y., Kumar, R., Ahmad, S., Wagnon, P., & Chevallier, P. (2007). Remote sensing estimates of glacier mass balances in the Himachal Pradesh (Western Himalaya, India). *Remote Sensing of Environment*, 108(3), 327–338. doi: 10.1016/j.rse.2006.11.017
- Bolch, T., Buchroithner, M., Pieczonka, T., & Kunert, A. (2008). *Planimetric and volumetric glacier changes in the Khumbu Himalaya, Nepal, since 1962 using Corona, Landsat TM and ASTER data*. 4(187), 1–13. doi: 10.3189/002214308786570782
- Braulio Vite, C. I. (2005). *Principios básicos de la fotogrametría actual* (Tesis de pregrado). Instituto Politécnico Nacional, México, D. F.
- Buzai, G., & Montes Galbán, E. (2021). *Estadística Espacial: Fundamentos y aplicación con Sistema de Información Geográfica*. Buenos Aires - Argentina: Bruno Vitetta.
- Córdoba, M. (2015). *Geoestadística*. Recuperado de <https://www.researchgate.net/publication/287995990>
- Cuffey, K., & Paterson, W. S. B. (2010). *The Physics of Glaciers*. United States of America. Editorial Elsevier.
- esri. (2021). *Principios básicos de georreferenciación de un dataset ráster*. Buenos Aires Argentina: ArcGIS Desktop. Recuperado de <https://desktop.arcgis.com/es/arcmap/latest/manage-data/raster-and-images/fundamentals-for-georeferencing-a-raster-dataset.htm>
- Falaschi, D., Lenzano, M. G., Tadono, T., Vich, A. I., & Lenzano, E. (2018). Balance de masa geodésico 2000-2011 de los glaciares de la cuenca del río Atuel , andes centrales de Mendoza (Argentina) 2000-2011 geodetic mass

- balance of the glaciers in the Atuel catchment , central andes of Mendoza (Argentina). *Geoacta* 42(2), 2, 7–22.
- Francou, B., & Pouyaud, B. (2004). Métodos de observación de glaciares en los Andes Tropicales. Mediciones de terreno y procesamiento de datos. *Great Ice, IRD, I*(May). doi: 10.13140/RG.2.1.4220.8164
- Métodos de observación de glaciares en los Andes Tropicales. Mediciones de terreno y procesamiento de datos, 1 *Great Ice, IRD* 238 (2004). doi:10.13140/RG.2.1.4220.8164
- Francou, B., Rabatel, A., Soruco, A., Sicart, J. E., Silvestre, E., Ginot, P., Cáceres, B., Condom, T., Villacís, M., Ceballos, J. L., Lehmann, B., Anthelme, F., Dangles, O., Favier, V., Maisincho, L., Jomelli, V., Vuille, M., Lejeune, Y., Ramallo, C., & Mendoza, J. (2013). Glaciares de los Andes Tropicales: Víctimas del Cambio Climático. Francia: *Comunidad Andina*.
- Francou, B., Ribstein, P., Saravia, R., & Tiriau, E. (1995). Monthly balance and water discharge of an inter-tropical glacier: Zongo Glacier, Cordillera Real, Bolivia, 16°S. *Journal of Glaciology*, 41(137), 61–67. doi: 10.1017/S0022143000017767
- Hernández Sampieri, R., Fernández Collado, C., & Baptista Lucio, P. (2010). *Metodología de la investigación*. México: Editorial McGRAW-HILL / INTERAMERICANA EDITORES, S.A. DE C.V.
- INAIGEM. (2017). *Manual metodológico para el Inventario Nacional de Glaciares*. Huaraz, Perú: Instituto Nacional de Investigación en Glaciares y Ecosistemas de Montaña.
- IPCC. (2001). *Climate Change 2001: Impacts, Adaptation and Vulnerability. Intergovernmental Panel on Climate Change*. Recuperado de <http://www.cambridge.org>
- Kääb, A., Leinss, S., Gilbert, A., Bühler, Y., Gascoïn, S., Evans, S. G., Bartelt, P., Berthier, E., Brun, F., Chao, W. A., Farinotti, D., Gimbert, F., Guo, W.,

- Huggel, C., Kargel, J. S., Leonard, G. J., Tian, L., Treichler, D., & Yao, T. (2018). Massive collapse of two glaciers in western Tibet in 2016 after surge-like instability. *Nature Geoscience*, *11*(2), 114–120. doi: 10.1038/s41561-017-0039-7
- Kaser, G., Fountain, A., & Jansson, P. (2003). A manual for monitoring the mass balance of mountain glaciers. Francia, París: UNESCO.
- Morales Arnao, B. (2012). Cambios climáticos globales investigaciones glaciológicas en la cordillera Huallanca y la cordillera Blanca glaciares de Chaupijanca y Pastoruri. Lima, Perú: *Museo de las montañas Andinas*.
- Nuth, C., & Kääb, A. (2011). Co-registration and bias corrections of satellite elevation data sets for quantifying glacier thickness change. *The Cryosphere*, *5*, 271 - 290, *5*(1), 271–290. doi: 10.5194/tc-5-271-2011
- Raup, B., & Singh Khalsa, S. J. (2010). GLIMS Analysis Tutorial. *National Snow and Ice Data Center*. Recuperado de <https://www.glims.org>
- Rivera, A., Bown, F., Napoleoni, F., Muñoz, C., & Vuille, M. (2016). *Balance de masa glaciar*. Recuperado de <http://www.glaciologia.cl>
- Rolstad, C., Haug, T., & Denby, B. (2009). Spatially integrated geodetic glacier mass balance and its uncertainty based on geostatistical analysis: Application to the western Svartisen ice cap, Norway. *Journal of Glaciology*, *55*(192), 666–680. doi: 10.3189/002214309789470950
- Seehaus, T., Malz, P., Sommer, C., Lippl, S., Cochachin, A., & Braun, M. (2019). Changes of the tropical glaciers throughout Peru between 2000 and 2016 – mass balance and area fluctuations. *The Cryosphere*, *13*(10), 2537–2556. doi: 10.5194/tc-13-2537-2019
- Soruco, Á., Vincent, C., Francou, B., & Rabatel, A. (2014). Comparación de métodos para estimar el balance de masa del glaciar de Zongo , Bolivia (16° S , 68° O) Comparison of methods to estimate the glacier mass balance of Zongo glacier , Bolivia (S 16 ° , W 68 °). *GEOACTA*, *39*(1), 154–164.

- Thibert, E., Blanc, R., Vincent, C., & Eckert, N. (2008). Glaciological and volumetric mass-balance measurements: Error analysis over 51 years for Glacier de Sarennes, French Alps. *Journal of Glaciology*, 54(186), 522–532. doi: 10.3189/002214308785837093
- Torres, H. J., Brenning, A., & Garcia, J.-L. (2014). Balance de masa del glaciar cubierto del Pirámide (Chile Central, 33°S) entre 1965 y 2000 aplicando métodos geodésicos. *Rev. Geogr. Espacios*, 3(5), 11–25.
- Ureña Logroño, M. (2012). Aeronave pilotada a distancia (RPA). *Sistema Regional de cooperación para la vigilancia de la seguridad operacional*. Lima, Perú. Recuperado de <https://www.icao.int/Pages/default.aspx>
- Van Tricht, L., Huybrechts, P., Van Breedam, J., Vanhulle, A., Van Oost, K., & Zekollari, H. (2021). Estimating surface mass balance patterns from unoccupied aerial vehicle measurements in the ablation area of the Morteratsch-Pers glacier complex (Switzerland). *Cryosphere*, 15(9), 4445–4464. doi: 10.5194/tc-15-4445-2021
- Vuille, M., Francou, B., Wagnon, P., Juen, I., Kaser, G., Mark, B. G., & Bradley, R. S. (2008). Climate change and tropical Andean glaciers: Past, present and future. *Earth-Science Reviews*, 89, 79–96. doi: 10.1016/j.earscirev.2008.04.002
- Vuille, M., Kaser, G., & Juen, I. (2008). Glacier mass balance variability in the Cordillera Blanca, Peru and its relationship with climate and the large-scale circulation. *Global and Planetary Change*, 62(1–2), 14–28. doi: 10.1016/j.gloplacha.2007.11.003
- World Meteorological Organization, & United Nations Educational, S. and C. O. (2012). International Glossary of Hydrology. In *WMO - N° 385*. Recuperado de <https://unesdoc.unesco.org/ark:/48223/pf0000221862>
- Zemp, M., Thibert, E., Huss, M., Stumm, D., Rolstad Denby, C., Nuth, C., Nussbaumer, S. U., Moholdt, G., Mercer, A., Mayer, C., Joerg, P. C.,

Jansson, P., Hynek, B., Fischer, A., Escher-Vetter, H., Elvehøy, H., & Andreassen, L. M. (2013). Reanalysing glacier mass balance measurement series. *The Cryosphere*, 7, 1227–1245. doi: 10.5194/tc-7-1227-2013

Zhou, Y., Li, Z., Li, J. I. A., Zhao, R., & Ding, X. (2019). Geodetic glacier mass balance (1975-1999) in the central Pamir using the SRTM DEM and KH-9 imagery. *Journal of Glaciology*, 65(250), 309–320. doi: 10.1017/jog.2019.8



ANEXOS

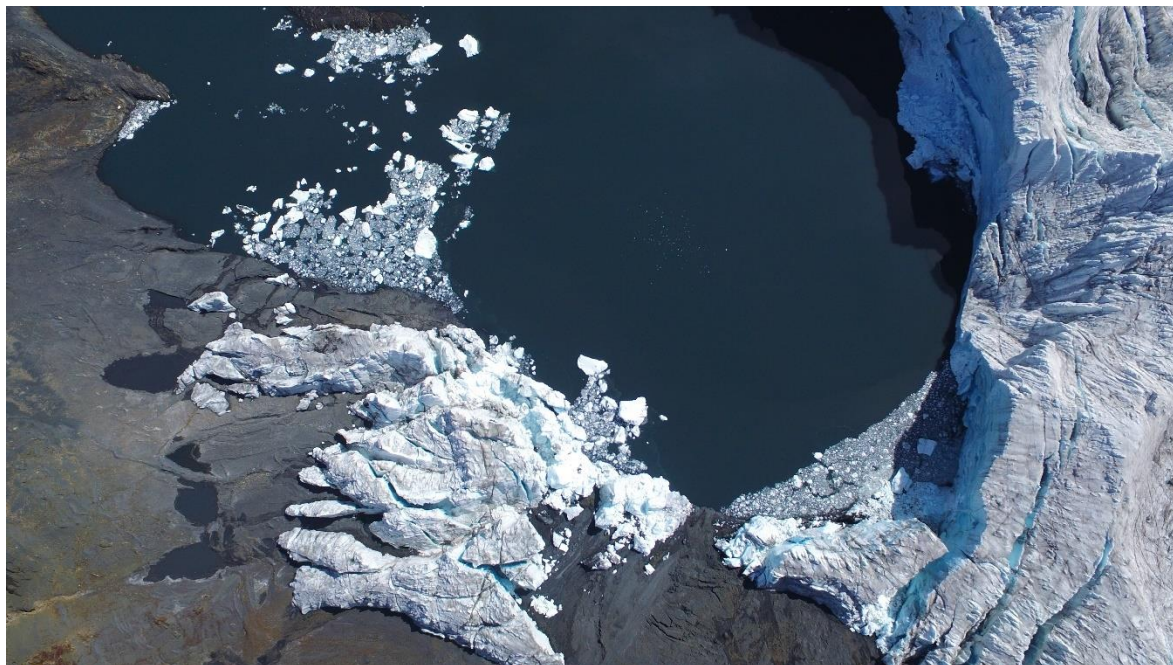
1. Registro de puntos de control mediante GPS submétrico, para el ajuste de la



información fotogramétrica.



2. Vista aérea agosto 2016 del glaciar Pastoruri en contacto con la laguna en formación
3. Vista aérea noviembre 2016 del glaciar Pastoruri en contacto con la laguna en formación.



4. Flujo de optimización de procesos para el balance de masa geodésico

