

UNIVERSIDAD DE INGENIERÍA Y TECNOLOGÍA

CARRERA DE INGENIERÍA AMBIENTAL



**GENERACIÓN DE UN MAPA DE PREDICCIÓN ESPACIAL DE
RETROCESO GLACIAR A PARTIR DE MAPAS DE
VULNERABILIDAD EN LA CORDILLERA CENTRAL, PERÚ**

TESIS

Para optar el título profesional de Ingeniero Ambiental

AUTORES:

Alonso Arias Gomez Sanchez (ORCID: 0000-0001-7685-7738)

Nicolás Gabriel Núñez Jorge (ORCID: 0000-0002-8063-9239)

ASESORES:

Patrick Alain Venail Zorro (ORCID: 0000-0003-1126-280)

Pedro Christopher Rau Lavado (ORCID: 0000-0002-1004-6729)

Lima – Perú

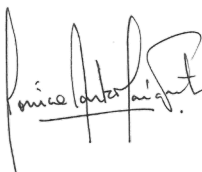
2024

DECLARACIÓN JURADA

Yo, Mónica Cecilia Santa María Fuster identificada con DNI No 18226712 en mi condición de autoridad responsable de validar la autenticidad de los trabajos de investigación y tesis de la UNIVERSIDAD DE INGENIERIA Y TECNOLOGIA, DECLARO BAJO JURAMENTO:

Que la tesis denominada “GENERACIÓN DE UN MAPA DE PREDICCIÓN ESPACIAL DE RETROCESO GLACIAR A PARTIR DE MAPAS DE VULNERABILIDAD EN LA CORDILLERA CENTRAL, PERÚ” ha sido elaborada por el señor Alonso Arias Gomez Sanchez y el señor Nicolás Gabriel Núñez Jorge, con la asesoría de Patrick Alain Venail Zorro, identificado con carnet de extranjería N°002609583 y Pedro Christopher Rau Lavado identificado con DNI N°41900881 y que presentan para obtener el título profesional de Ingeniero ambiental, ha sido sometida a los mecanismos de control y sanciones anti plagio previstos en la normativa interna de la universidad, encontrándose un porcentaje de similitud de 0%.

En fe de lo cual firmo la presente.



Dra. Mónica Santa María Fuster
Directora de Investigación

En Barranco, el 04 de julio del 2024

Dedicatoria:

A mis padres, Diana y Humberto, porque sin su esfuerzo y apoyo no tendría la gran oportunidad de ser un profesional en ingeniería. Y a mi hermano Joaquín, quien está recorriendo sus primeros pasos en la universidad.

- Nicolás N.

A mis hermanos, mis padres, Thom, Gabo, Ale y por supuesto a mí mismo.

- Alonso A.

Agradecimientos:

A toda mi familia, por su confianza y aliento a lo largo de todo este proceso. En especial a mi papá por motivarme a seguir sus pasos en la ingeniería ambiental. A mis profesores y asesores Patrick y Pedro, quienes fueron la guía para este trabajo, y nos motivan a nunca dejar de investigar y hacer ciencia.

- Nicolas N.

A mis hermanos y a mis padres por haber sido testigos de mi esfuerzo y mis logros a lo largo de toda mi carrera universitaria. A mis dos perritos, Gabo y Thom, mis compañeros de madrugadas. A Ale quien supo ser el más grande apoyo. Y a Patrick y Pedro por dedicar su tiempo en enseñarnos la forma de realizar un trabajo de alto nivel.

- Alonso A.

TABLA DE CONTENIDO

RESUMEN	10
ABSTRACT	11
INTRODUCCIÓN.....	12
Presentación del tema de investigación	12
Descripción de la situación problemática.....	12
Formulación del Problema.....	15
Objetivos de investigación	15
Justificación	16
CAPÍTULO I	18
REVISIÓN CRÍTICA DE LA LITERATURA.....	18
1.1. Metodologías para discernimiento de cobertura del suelo	18
1.1.1. Cobertura de nieve.....	21
1.2. Evolución temporal de cobertura glaciar en glaciares tropicales del Perú	24
1.3. Metodologías para la estimación del retroceso glaciar futuro	25
CAPÍTULO II.....	28
MARCO TEÓRICO	28
2.1. Glaciares tropicales.....	28
2.2.1. Índices espectrales para discriminación de nieve	34
2.2.2. Corrección de imágenes satelitales.....	35
2.3. Modelo de índice de frecuencias (probabilistic-based frequency ratio model).....	36
2.4. Modelo de entropía de Shannon	38
CAPÍTULO III	40

MARCO REFERENCIAL	40
3.1. Situación actual de los glaciares tropicales en Perú	40
3.2. Estrategias de adaptación frente al retroceso glaciar.....	41
CAPÍTULO IV	43
MARCO METODOLÓGICO	43
4.1. Caracterización de la investigación	43
4.2. Área de estudio	43
4.3. Estructura del marco metodológico.....	45
4.3.1. Recopilación y preprocesamiento de datos	46
4.3.2. Determinación de la cobertura glaciar.....	49
4.3.3. Creación de mapa de vulnerabilidad glaciar.....	51
4.3.4. Estimación de escenarios futuros	57
CAPÍTULO V	58
RESULTADOS	58
5.1. Cuantificación de cobertura glaciar.....	58
5.2. Ponderación de criterios	64
5.3. Mapas de vulnerabilidad.....	72
5.4. Validación de mapas de vulnerabilidad.....	74
5.5. Escenarios futuros	75
CAPÍTULO VI	78
DISCUSIÓN.....	78
6.1. Mapas de vulnerabilidad y mapas de predicción espacial de derretimiento glaciar.....	78
6.2. Procesamiento de imágenes satelitales y estimación mediante índices.....	84
6.3. Aplicación del método de entropía de Shannon y ratios de frecuencia FR.....	89

6.4. Riesgos y Oportunidades frente al retroceso glaciar	90
CAPÍTULO VII.....	93
CONCLUSIONES / RECOMENDACIONES.....	93
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	96
ANEXOS	111

ÍNDICE DE TABLAS

	Pág.
Tabla 4.1. Detalle de imágenes Landsat TM5 y OLI 8	48
Tabla 4.2. Clasificación ICEN	48
Tabla 4.3. Clasificación SOI	48
Tabla 5.1. Umbrales utilizados para la clasificación de cubierta glaciar	60
Tabla 5.2. Resultados de metodología para discriminar coberturas supraglaciares	61
Tabla 5.3. Umbrales y áreas glaciares para el período 1990-2021	62
Tabla 5.4. Ponderación final de criterios	66
Tabla 5.5. Cálculo de FR y ponderación de criterios para la ZFG Sur	67
Tabla 5.6. Cálculo de FR y ponderación de criterios para la ZFG Norte	69
Tabla 5.7. Ponderación temperatura superficial para la ZFG Sur	71
Tabla 5.8. Ponderación temperatura superficial para la ZFG Norte	71
Tabla 5.9. Validación de la versión 1 del mapa de vulnerabilidad	74
Tabla 5.10. Validación de la versión 2 del mapa de vulnerabilidad	74
Tabla 5.11. Estimación del área de cobertura glaciar futura en la Cordillera Central. ZFG Norte y ZFG Sur	75
Tabla 6.1. Áreas derretidas y nuevas con respecto al año 1990 para la ZFG Sur	79

ÍNDICE DE FIGURAS

	Pág.
Figura 2.1. Los trópicos y sus delimitaciones desde un punto de vista glaciológico	28
Figura 2.2. Espectro electromagnético	32
Figura 2.3. Cálculo del <i>FR</i> para el criterio “slope”	38
Figura 4.1. Área de estudio	44
Figura 4.2. Flujo de trabajo metodológico	45
Figura 5.1. NDSI del glaciar Acopallca, Cullec y Ticlla en la ZFG Sur	59
Figura 5.2. Histograma del mapa NDSI de 1990 del glaciar Acopallca, Cullec y Ticlla en la ZFG Sur	59
Figura 5.3. Áreas de las diferentes coberturas supraglaciares para los años en cuestión	60
Figura 5.4. Histograma de la imagen NDSII-2 de agosto 1990	62
Figura 5.5. Áreas glaciares de la Cordillera Central para el período 1990-2021 calculadas mediante el método de NDSI	63
Figura 5.6. Mapas paramétricos. A) Mapas de elevaciones; B) Mapas de orientación; C) Mapas de Aspecto; D) Mapas de pendiente	64
Figura 5.6. Mapas paramétricos. E) Mapas de dirección de flujo; F) Mapas de precipitación anual; G) Mapas de Temperatura Anual; H) Mapas de temperatura superficial (continuación).	65
Figura 5.7. Mapas de vulnerabilidad. a) Versión 1; b) Versión 2	73
Figura 5.8. Mapa de predicción de derretimiento glaciar futuro. ZFG Norte en La Cordillera Central.	76
Figura 5.9. Mapa de predicción de derretimiento glaciar futuro. ZFG Sur en La Cordillera Central.	76
Figura 6.1. Comparación de áreas derretidas reales y simuladas en la ZFG Sur.	82
Figura 6.2. Elevación a la que se encuentra el área derretida del periodo	

2051-2056. ZFG Norte	84
Figura 6.3. Elevación a la que se encuentra el área derretida del periodo 2051-2056. ZFG Sur	84
Figura 6.4. Centros poblados aledaños a la ZFG Norte	92

RESUMEN

El aumento de la temperatura media mundial en las últimas décadas ha provocado un retroceso acelerado de los glaciares tropicales. La población peruana asentada en los Andes vive en dependencia de los servicios hídricos proporcionados por las montañas y los glaciares. El presente estudio tiene como objetivo generar un mapa de proyección del deshielo de glaciares en la Cordillera Central peruana basado en mapas de vulnerabilidad en el periodo 1990-2021. Se seleccionaron siete imágenes satelitales para determinar el cambio en la cobertura de los glaciares en base a índices normalizados. Posteriormente, siete mapas paramétricos consistentes en características del terreno y del clima fueron asimilados a un análisis de vulnerabilidad basado en el Índice de Frecuencia (FR) y en el modelo del Índice de Entropía de Shannon, permitiendo identificar las áreas más susceptibles al retroceso glaciar. Los resultados muestran que los criterios más importantes para las zonas de estudio de los glaciares meridionales y septentrionales son: temperatura atmosférica, temperatura superficial, elevación, precipitaciones, aspecto, orientación, pendiente y dirección del flujo. Los resultados de la validación mostraron que el conjunto de parámetros del mapa de vulnerabilidad es el más preciso en cuanto a la proyección de las zonas de deshielo y se utilizó para elaborar un mapa de proyección espacial para el periodo 2021-2055. A partir de 2021, se alcanza una pérdida de glaciares del orden del 84% al 98% en la década de 2050.

PALABRAS CLAVE:

Retroceso glaciar; vulnerabilidad; Índice de Frecuencias (FR); Entropía de Shannon; predicción espacial.

ABSTRACT

“DEVELOPMENT OF A SPATIAL PREDICTION MAP OF GLACIAL RETREAT BASED ON VULNERABILITY MAPS IN THE CENTRAL CORDILLERA, PERU”

Increase in average global temperature over the last decades has caused an accelerated retreat of tropical glaciers. Peruvian population settled in the Andes live in dependence on the water services provided by mountains and glaciers. The present study aims to generate a glacier melt projection map in the Peruvian Central Cordillera based on vulnerability maps over the 1990-2021 period. Seven satellite images were selected to determine the change in glacier coverage based on normalized indexes. Subsequently, seven parametric maps consisting of terrain and climate characteristics were assimilated into a vulnerability analysis based on the Frequency Index (FR) and the Shannon Entropy Index model, allowing to identify most susceptible areas to glacial retreat. The results show that the most important criteria for the southern and northern glacial study areas are: atmospheric temperature, surface temperature, elevation, precipitation, aspect, orientation, slope and flow direction. The validation results showed the set of parameters from the vulnerability map which is the most accurate in terms of projecting melting areas and was used to produce a spatial projection map for the 2021-2055 period. Since 2021, a glacier loss in the range of 84% to 98% is reached by 2050s.

KEYWORDS: Glacial retreat; Vulnerability; Frequency Index (FR); Shannon Entropy; Spatial prediction.

INTRODUCCIÓN

Presentación del tema de investigación

El presente estudio pretende caracterizar espacialmente, mediante el tratamiento de imágenes satelitales y el uso del concepto de entropía de Shannon (“Entropy Method” o EM por sus siglas en inglés) y el ratio de frecuencia (“Frequency Ratio” o FR por sus siglas en inglés), el cambio en la superficie glaciar de la zona de focalización glaciar de la Cordillera Central en Perú. Se espera representar esta caracterización con un mapa de vulnerabilidad y, a partir de este mapa, elaborar un modelo de predicción de retroceso glaciar para los años 2021 en adelante.

Descripción de la situación problemática

Se conoce como Cordillera de Los Andes Tropicales a la cadena montañosa ubicada en la Zona Intertropical entre 11° N y 23° S. Esta región, vasta en términos de diversidad biológica y cultural, atraviesa seis países del continente sudamericano y se extiende por aproximadamente 1.5 millones de kilómetros cuadrados [1], [2]. Más del 99% de todos los glaciares tropicales del mundo se encuentran en esta cordillera y se distribuyen entre Perú (~71%), Bolivia (~20%), Ecuador (~4%) y Colombia-Venezuela (~4%) [3]. Los glaciares tropicales son importantes reservas temporales de agua que se recargan durante las estaciones húmedas y, la escorrentía de agua de deshielo compensa la disminución o ausencia de la lluvia durante las estaciones secas [4]. En el Perú, una forma de clasificar la Cordillera de los Andes es por la orientación cardinal de las cordilleras glaciares. Pueden contarse hasta 18 cordilleras glaciares agrupadas en tres grandes grupos: la Cordillera Norte, la Cordillera Centro y la Cordillera Sur del Perú [1]. Las tres cordilleras representan el 20% de la superficie peruana total.

En junio de 2022 se han cumplido tres décadas de la Conferencia de las Naciones Unidas sobre el Medio Ambiente y el Desarrollo, la primera “Cumbre de la Tierra” celebrada en Río de Janeiro. En esta, 172 gobiernos del mundo acordaron, entre otras cosas y ante la creciente evidencia de que las acciones humanas estaban desmantelando los ecosistemas del

planeta a un ritmo alarmante, que “*la paz, el desarrollo y la protección del medio ambiente son interdependientes e inseparables*” [5]. Hoy, a espera del Sexto Informe de Evaluación del IPCC, es consenso que los sistemas naturales han sufrido un aumento de temperatura de entre 0.8 °C a 1.3 °C debido a la influencia humana. De hecho, la temperatura media global sobre los continentes en el periodo 2011-2020 fue 1.59 °C mayor que en el periodo 1850-1900 (niveles preindustriales) y 0.99 °C (para el período 2001-2020) mayor que el cambio de temperatura media global equivalente. En este contexto se prevé (con un muy alto nivel de confianza estadística) que todos los glaciares polares y de montaña sigan derritiéndose durante décadas o siglos [6].

Si bien los glaciares en su conjunto actúan como excelentes indicadores del cambio climático, aún persiste ambigüedad respecto a cómo es que se desarrolla esta respuesta. La mayoría de los glaciares a nivel global coinciden en una tendencia de decrecimiento, pero esta recesión (en extensión, superficie y volumen) no es lineal y muestra grandes fluctuaciones a lo largo del tiempo. Además, la relación existente entre las fluctuaciones glaciares y los parámetros regionales climáticos pueden ser muy diferentes de una zona montañosa a otra [7]. El avance y retroceso glaciar como respuesta al clima es un proceso complejo, en el cual múltiples variables climáticas determinan la acumulación de nieve y ablación (pérdida de masa).

A pesar de que el comportamiento de los glaciares frente al cambio climático es variable, la pérdida de su masa glaciar a nivel global, y especialmente en la Cordillera de los Andes, se encuentra ampliamente estudiada y existe cierto consenso al respecto [1]-[4]. Desde la década de 1970 se viene demostrando un proceso de retroceso glaciar que ocurre de forma acelerada a un ritmo que no tiene precedentes, al menos desde el periodo de máxima extensión durante la Pequeña Edad de Hielo [8]. A inicios de la década pasada, algunos estudios concordaron en que la temperatura había aumentado alrededor de 0.7 °C entre 1939 y 2006 en la Cordillera de los Andes Tropicales [9], [10]. En el caso del Perú, según Seehaus et al., entre el año 2000 y 2016 se perdió un 29% de los glaciares tropicales [11]. Bajo estos escenarios, es preciso decir que el aumento de temperatura global ha provocado un rápido y acelerado retroceso de los glaciares en toda esta región. En lo que respecta a los glaciares

tropicales, estos son especialmente sensibles al cambio climático y por ende su comportamiento y respuesta a la variabilidad climática es diferenciada [12]. A diferencia de en las latitudes más altas, en la región tropical los procesos de acumulación (aumento de masa glaciar) y ablación (pérdida de masa glaciar) suceden simultáneamente, las mayores precipitaciones suceden en los meses de mayor aporte radiativo por lo que no se conforma un manto nevoso que bloquee la fusión y el glaciar se encuentra más propicio a procesos de derretimiento [13].

Las poblaciones asentadas en los Andes viven en dependencia de los ecosistemas montañosos y de los servicios hídricos (fuentes de agua dulce, fuentes de irrigación agrícola, regulación de caudales, etc.) y energéticos que estos proveen. En este sentido, la recesión glaciar tiene un impacto significativo en el ecosistema y las comunidades aguas abajo [14]. Si bien el retroceso glaciar tiene como resultado directo una mayor descarga de agua de deshielo y, por tanto, un aumento del suministro de agua a los cauces, también da lugar a la formación de nuevas lagunas y zonas de inundación que suponen un peligro para las comunidades de la periferia. Además, el abastecimiento de agua producto de la escorrentía glaciar solo es positivo hasta cierto punto por dos razones. La primera es que más allá del umbral crítico el aporte glaciar es poco significativo para los cauces. Y la segunda es que una vez consumido el aporte hídrico del glaciar el déficit generado es aún mayor que el inicial. Esto representa una gran problemática respecto a la disponibilidad hídrica para el desarrollo de actividades económicas tal como las prácticas agrícolas, ganaderas, hidroeléctricas, minería, entre otros.

Debido a la importancia de los glaciares para el equilibrio de los ecosistemas de montaña y la gestión hídrica de la cuenca entera, es necesario caracterizar espacialmente la pérdida de cobertura glaciar y procurar predecir, de la manera más precisa posible, un derretimiento futuro. Es por eso que el presente estudio tiene como propósito brindar un aporte al entendimiento de la dinámica glaciar frente al cambio climático y también que los resultados de esta investigación puedan servir de herramienta para los tomadores de decisiones encargados de la gestión pública de los ecosistemas de montaña, tanto en el diseño de propuestas de evaluación, control y mitigación de los impactos ambientales que aquí

tienen lugar, como en planes regionales o privados para la conservación de estos ecosistemas o para su aprovechamiento sostenible.

Formulación del Problema

La Cordillera de los Andes Tropicales en el Perú alberga una gran cantidad de glaciares tropicales que están experimentando un acelerado retroceso debido al cambio climático. Esta situación tiene repercusiones significativas en la disponibilidad hídrica y el desarrollo socioeconómico de las comunidades locales. Es esencial comprender la dinámica de estos glaciares y sus cambios a lo largo del tiempo en el contexto peruano para desarrollar políticas y medidas de adaptación y mitigación frente a los impactos del cambio climático en la región. Aunque se han realizado estudios sobre el retroceso glaciar y sus causas, se carece de investigaciones que evalúen las implicaciones futuras y formulen herramientas para proyectar el estado futuro de los glaciares. Esta falta de análisis impide identificar las comunidades más vulnerables y dificulta el diseño de estrategias específicas de conservación de los ecosistemas de montaña.

Objetivos de investigación

General: Generar mapas de predicción de derretimiento glaciar para el período 2021 al 2055 en la Cordillera Central peruana a partir de mapas de vulnerabilidad obtenidos en base al derretimiento correspondiente al período 1990 a 2021.

Específicos:

- Procesar las imágenes satelitales de cobertura glaciar de la cordillera central disponibles entre los años 1990 y 2021 tomando en cuenta consideraciones como cobertura de nubes, estacionalidad, influencia del Fenómeno de El Niño o La Niña, etc.
- Estimar el retroceso glaciar en la cordillera central en el periodo 1990 - 2021 mediante índices espectrales.
- Aplicar el método de entropía y ratios de frecuencia al contexto de andes peruanos para desarrollar mapas de vulnerabilidad glaciar basados en el año 1990.

- Validar los mapas de vulnerabilidad según el cambio de cobertura glaciar de los años 1999, 2003, 2005, 2013 y 2021.
- Desarrollar mapas de predicción espacial de retroceso glaciar futuro, hasta el año 2055.

Justificación

En los últimos años, varios autores han llevado a cabo investigaciones para analizar la dinámica de los glaciares en el marco del cambio climático global. Entre estas metodologías, destaca el uso de índices espectrales para discernir la cobertura glaciar. Este tipo de estudios ha sido ampliamente desarrollado debido a la facilidad con la que su metodología puede adaptarse a diversos glaciares, permitiendo un seguimiento efectivo de los cambios a lo largo del tiempo. Sin embargo, dentro del ámbito de investigación sobre la dinámica glaciar, es crucial reconocer las limitaciones de los estudios basados únicamente en la estimación del retroceso glaciar para un periodo determinado. Esta documentación del cambio observable de los glaciares, aunque valiosa para demostrar la rápida disminución y desaparición de muchos glaciares, carece de la exploración de las implicaciones a largo plazo para la gestión de recursos y la adaptación al cambio climático. En este sentido, estos estudios representan un primer paso en la comprensión de la dinámica glaciar, pero es necesario avanzar hacia un enfoque más holístico que considere las implicaciones futuras del retroceso acelerado de los glaciares, incluyendo su impacto en las comunidades aledañas, la disponibilidad de recursos hídricos y otras dimensiones relevantes para la gestión ambiental.

En el Perú a la fecha, no existen trabajos que empleen un enfoque predictivo para evaluar el retroceso que experimentan los glaciares de nuestro territorio. Sin embargo, en los últimos años el país ha visto una expansión y mayor fomento de la investigación científica en el ámbito de los glaciares que inició con la creación del Instituto Nacional de Investigación en Glaciares y Ecosistemas de Montaña en el 2014. Este organismo ha sido el encargado de elaborar el Inventario Nacional de Glaciares [1] y el Informe de la Situación de los Glaciares y Ecosistemas de Montaña [15] ambos documentos importantes para la divulgación de la situación y peligros de los glaciares peruanos, y las estrategias que se vienen desarrollando para su conservación.

Los resultados de esta investigación serán fundamentales para identificar los sectores glaciares más vulnerables al proceso de retroceso en la Cordillera Central, así como para proyectar visualmente el cambio en la cobertura glacial a lo largo del tiempo. Estos hallazgos proporcionarán valiosa información para los responsables de la gestión pública de los ecosistemas de montaña. Permitirán el diseño de propuestas efectivas de evaluación, control y mitigación de los impactos ambientales en la región, así como la elaboración de planes regionales o privados destinados a la conservación y el uso sostenible de estos ecosistemas.

CAPÍTULO I

REVISIÓN CRÍTICA DE LA LITERATURA

1.1. Metodologías para discernimiento de cobertura del suelo

Uno de los primeros libros sobre sensoramiento remoto, y más específicamente sobre procesamiento digital con un enfoque cuantitativo, es el de Swain & Davies [16] publicado en 1978. Este libro pionero se divide en seis capítulos que, de manera didáctica, introducen el concepto de teledetección y definiciones relacionadas como la radiación, sistemas de adquisición de datos, instrumentos, entre otros. Además, explica lo que serían las bases de la clasificación automática para detectar características de una imagen satelital. También se discuten métodos de procesamiento de imágenes y se describen las interacciones fundamentales a nivel de materia-energía que determinan las características espectrales de la vegetación, el suelo, la nieve y el agua. Finalmente se proponen casos prácticos de aplicación directa.

Chuvieco [17], en 1995, fue uno de los primeros en publicar un documento técnico-histórico en lengua castellana en relación con la teledetección. Este manual, en palabras del autor, expone con rigor y de forma práctica la técnica de interpretación y tratamiento de imágenes espaciales, y surge como una necesidad ante la falta de documentos en español dedicados a la introducción a la teledetección capaces de ser impartidos en espacios académicos. El documento se divide en ocho capítulos y va desde una contextualización histórica y legal, pasando por los principios físicos de la Teledetección, los sistemas espaciales que existían en esa época y la metodología para la interpretación, análisis y tratamiento de imágenes satelitales, hasta la relación entre la teledetección y los Sistemas de Información Geográfica (SIG). Si bien muchas de las técnicas que se describen en este manual han quedado obsoletas, o en todo caso automatizadas por herramientas como los SIG, es importante su revisión para entender el grado de aplicación y el origen de muchos conceptos usados hoy en día. Por otra parte, resalta la importancia que se le atribuye al programa Landsat, la cual es reafirmada frecuentemente en todos los trabajos sobre

teledetección aquí revisados. Finalmente, si bien se mencionan los Sistemas de Información Geográfica en este trabajo, este punto no se explora a profundidad. Aquí hay que recordar que los primeros SIG se empezaron a desarrollar en la década del '60 y utilizar de manera extendida a partir de 1980 [18].

En la revisión histórica de Cracknell [19] sobre el desarrollo del sensoramiento remoto, el autor describe el año 1978 como clave en el desarrollo tecnológico de las técnicas de la teledetección. A partir de esta afirmación, divide el artículo en tres partes: Teledetección antes de 1978, El año 1978, y La Teledetección a partir de 1978. Cracknell menciona que dicho año se tomó como punto de inflexión debido a que se lanzaron tres nuevos satélites al espacio que revolucionaron el campo del sensoramiento remoto (TIROS-N con el *Advanced Very High Resolution Radiometer* - AVHRR, el satélite SEASAT, el NIMBUS-7 con el *Coastal Zone Colour Scanner* – CZCS y el tercer satélite del programa Landsat). Es importante recordar que antes de 1978, la observación remota se basaba principalmente en la fotografía aérea y la fotogrametría utilizando equipos mecánicos o analógicos. De hecho, las primeras fotografías aéreas de la historia las tomó Gaspar Felix de Tournachon en 1858 utilizando un globo aerostático en una villa cerca de París y no fue hasta 1961 que se tomaran las primeras fotografías espaciales durante una de las misiones del Mercury. Fue por esa época también que se empezaron a usar satélites meteorológicos y que apareció el programa Landsat en 1972. Los avances a partir de 1978 fueron creciendo de manera significativa en cuanto al mejoramiento tecnológico, lo que dio paso al desarrollo de nuevos sensores y técnicas de procesamiento de datos, factores que a su vez hicieron posible la cada vez más amplia disponibilidad de datos, la obtención de imágenes de alta resolución y la capacidad de aplicar datos geospaciales a un número cada vez más amplio de disciplinas (clima, manejo de recursos naturales, agricultura, planificación urbana, etc.). En esta revisión histórica se ponen ejemplos y casos prácticos de estudios, conferencias, aplicaciones y situaciones en las que los diversos sensores, satélites o investigaciones especializadas han sido cruciales para entender a la teledetección como se hace hoy en día.

Después, existe una amplia variedad de libros que ahondan en el sensoramiento remoto de manera similar entre ellos, desde temas generales como principios en teledetección

hasta tópicos específicos como aplicaciones particulares. En este estudio se identificaron tres libros relevantes por el contenido y por su aplicación educativa en algunas de las universidades más importantes a nivel global, pero que también tienen un carácter introductorio en el tema del sensoramiento remoto. Sabins & Ellis [20] presentan un conjunto de fundamentos sólidos para el uso científico de la teledetección enfatizando en los principios físicos y enfocando la tecnología del sensoramiento remoto en distintas aplicaciones, también proporcionan casos prácticos y fomentan el debate sobre las repercusiones científicas, sociales y medio ambientales de la teledetección en la actualidad. Lillesand et al. [21], por su parte, también abarca fundamentos de los sistemas y métodos de análisis de imágenes satelitales pero con un estilo más moderno y un enfoque especial en tecnología digital y no tanto analógica. Es un documento técnico capaz de ser usado por una amplia gama de disciplinas ya que revisa de forma exhaustiva y útil temas como la observación aérea y satelital, la física detrás de las fuentes de energía, los principios de radiación, la adquisición de datos, los conceptos de imagen digital, los sistemas de teledetección, los Sistemas de Información Geográfica y sus aplicaciones de una forma bastante matemática y neutral. Por último, Zil & Elachi [22] además de revisar también muchos de los tópicos mencionados en los libros líneas arriba, profundiza en los fundamentos sobre la radiación no solo relacionada al sensoramiento de ondas de longitud corta si no también aquellos productos de sensores multispectrales. Además, dedica considerables esfuerzos en explicar las aplicaciones de la teledetección en geología, agricultura y medio ambiente. Sobre estos tres trabajos, si bien la estructura como el contenido son parecidos, las variaciones, por su parte, se encuentran en detalles como el nivel de complejidad física de los fundamentos, el alcance de los capítulos relacionados a las explicaciones y la explicación de las metodologías para el tratamiento de imágenes.

La carrera de la observación terrestre y la teledetección como recurso para obtener información de objetos sobre la superficie terrestre desde el espacio ha evolucionado hasta convertirse en un método indispensable y excepcionalmente elaborado. El continuo avance de la tecnología de observación remota; es decir, las mejoras en la resolución espacial, la captura de datos en tiempo real y la integración con otras tecnologías, permite ahondar en

temas de investigación científica, la toma de decisiones y finalmente la comprensión de nuestro planeta.

1.1.1. Cobertura de nieve

La teledetección satelital ha proporcionado un método eficaz para recopilar información global y profundizar en investigación de tópicos como la topografía planetaria, los perfiles atmosféricos de temperatura, el rastreo de vapor de agua, dióxido de carbono y otros gases traza, las composiciones minerales y químicas de la superficie y la atmósfera, y las propiedades de la criósfera, como la nieve, el hielo en los polos, los glaciares y las lagunas de deshielo.

Uno de los primeros trabajos (probablemente el más reconocido) que invirtió esfuerzos por encontrar un método para la determinación de superficie glaciar mediante imágenes satelitales fue el de Wiscombe & Warren [23]. El artículo plantea una vía para calcular el albedo de la nieve para cualquier longitud de onda en el espectro solar. Una de las conclusiones del estudio es que el rango donde los paisajes glaciares presentan mejores resultados es en la región visible y la región del infrarrojo cercano (es decir, entre 0.4 a 0.7 μm y entre 0.7 a 1.4 μm). Sin embargo, el modelo utilizado, basado en la teoría de Mie y la aproximación de δ -Eddington, es capaz de calcular albedos para la nieve sin impurezas a través de todo el rango de absorción solar de hielo (longitud de onda entre 0.3 y 0.5 μm) sea cual sea el ángulo de incidencia. Aquí es importante mencionar que la limitante primaria del modelo es el coeficiente de absorción de hielo utilizado, ya que el rango espectral del albedo de la nieve coincide en sus máximos y mínimos con el rango de este coeficiente de absorción. El trabajo de Klein & Isacks [24], por su parte, fue uno de los primeros en utilizar un análisis de mezcla espectral mediante imágenes Landsat, sirviéndose parcialmente del trabajo de Wiscombe & Warren [23], entre otros, para identificar zonas de ablación y acumulación en dos lugares tropicales: Glaciar Zongo en Bolivia y el Glaciar Quelccaya en Perú. El análisis de mezcla espectral consiste en modelar matemáticamente la reflectancia de un píxel como una suma lineal de las reflectancias de pequeños componentes dentro del mismo píxel. La conclusión principal de este estudio fue que proceder con análisis de mezcla espectral en lugar de análisis de imagen de una sola banda resulta considerablemente mejor para

discriminar las zonas de acumulación y ablación, al menos en glaciares tropicales, y también que modelar las reflectancias como sumas lineales es más apropiado para cartografiar nieve de montaña comparado con un modelamiento de sumas no lineales. Al respecto, Liang [25] se apoya en estos trabajos y profundiza muchísimo más en el modelamiento de la reflectancia de la nieve. Propone que el albedo directo de la nieve está estrechamente relacionado con el tamaño del grano de hielo y el ángulo del cenit solar y concluye que la mayor reflectancia, tomando en cuenta estos factores, se encuentra entre 0.4 y 1.3 μm .

La nieve y la superficie glaciar en general son medios físicos bastante complejos en relación con la radiancia y el espectro de reflectancia del albedo. Kokhanovsky & Zege [26] publicaron un trabajo que, para efectos de este estudio, es sumamente relevante porque explican la física detrás del proceso de teledetección de nieve y además proponen un enfoque diferente (más realista, en palabras de los autores). Este consiste en que, a diferencia de la mayoría de los enfoques convencionales, que calculan la reflectancia de la nieve con códigos de transferencia radiativa, este ofrece el uso de una ecuación analítica asintótica exponencial para la reflectancia de la nieve. Es importante evaluar este método para el desarrollo de cualquier tipo de estudio que identifique coberturas glaciares antes de presentar resultados definitivos. En este sentido, Keshri [27] propone dividir la cobertura glaciar o “supraglaciar” en nieve, hielo, hielo mezclado con detritos y detritos. Para esto utiliza imágenes del satélite ASTER, aplica en conjunto tres índices normalizados (*Normalized Difference Snow Index – NDSI*, *Normalized Difference Glacier Index – NDGI* y el *Normalized Difference Snow Ice Index – NDSII*) y utiliza histogramas para distinguir las coberturas (umbralización estadística). Probablemente el punto débil de este artículo sea la validación. Esta se hace a través de una matriz lógica booleana que compara las coberturas identificadas con los índices mencionados (nieve, hielo, IMD y escombros) con la propia imagen ASTER utilizada como input inicial, esto al no tener disponibles imágenes satelitales de mayor calidad. De todas formas, el estudio es sumamente importante como punto de referencia o de partida para la utilización efectiva de varios índices espectrales y de la umbralización estadística. En la actualidad existen varios trabajos a nivel de glaciares tropicales que utilizan teledetección para analizar la dinámica glaciar. Veettil & Kamp [28], de hecho, ofrecen una excelente revisión que describe el estudio de glaciares tropicales mediante teledetección a lo largo del

tiempo desde los años 50. Aquí se exponen las dificultades de usar sensores remotos en la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT, por sus siglas en inglés) principalmente por la presencia de nubes densas, las sombras propias de la topografía del lugar y la alta capacidad de respuesta de los glaciares ante los patrones climáticos de esta zona. Entre los trabajos identificados para esta sección, es importante mencionar que la mayoría de los estudios utilizan imágenes Landsat y ASTER. Otros emplean con éxito teledetección por microondas y sensores LiDAR. Finalmente, otro estudio importante para el presente trabajo es el de Herrera-Ossandón [29], quien si bien tiene como objetivo principal estimar las Alturas de las Líneas de Equilibrio (ELAs) y su evolución espacio-temporal en los sistemas glaciares de San Gabriel y La Engorda en Chile, una contribución relevante propuesta en parte de su metodología es la utilización de otra cobertura supraglaciaria denominada “neviza”, definida como aquella que separa la nieve del hielo. Este concepto es una profundización de la metodología propuesta por Keshri [27] aplicada a una región glaciaria cercana a la ZCIT que consiste en aplicar dos veces consecutivas el *Normalized Difference Snow Ice Index – NDSII* ya que en el producto de la primera aplicación (aquella que separa la Nieve de la Neviza+Hielo) se identifica a través del histograma que podían separarse la nieve del hielo, y que dicha separación (o pico en el histograma) se denomina neviza. Además, es importante también mencionar que aquí se aplicó un índice para diferenciar sombras de los detritos y se validó a través de clasificación supervisada. El autor concluye, con respecto a la utilización de los índices, que estos resultan ser un método confiable y preciso para cuantificar áreas glaciares y estimar ELAs. Finalmente, acerca de este trabajo es importante mencionar que, más allá de la elección de los años en particular para el estudio (1989, 1999, 2007, 2013, 2014 y 2015) uno de los criterios utilizados para la elección de las imágenes satelitales, que también es considerado relevante para el presente trabajo, es que se elijan años que “no presenten anomalías pluviométricas asociadas a fenómenos ENSO fase El Niño”. La relación de este evento climático con la dinámica glaciaria se abordará con mayor detalle en el Capítulo II.

1.2. Evolución temporal de cobertura glaciar en glaciares tropicales del Perú

Gran parte de los estudios listados en este trabajo evalúan glaciares que se encuentran en territorio peruano y sirven como un eje de referencia contemporáneo para la realización de este estudio. Salzmán et al. [30], por ejemplo, analiza los glaciares de la Cordillera Vilcanota y las tendencias climáticas utilizando imágenes satelitales y NDSI. Un hallazgo que llama la atención es que se encontró tres etapas bien marcadas de cambio de cobertura. La primera antes de 1985 en donde si bien hubo reducción (4 km^2), esta fue poco significativa y en zonas marginales del área glaciar. La segunda entre 1985 y 1996 (100 km^2) fue la de mayor intensidad. Y la tercera de 1996 hasta 2006 (47 km^2). Un aspecto determinante para que este estudio tenga un carácter de análisis integral es que, al mismo tiempo y para el mismo período, se evaluaron parámetros climáticos como la temperatura máxima mensual, la temperatura promedio mensual, precipitación estacional y humedad específica. Veetil et al. [31] también analiza los cambios en la superficie glaciar del Coropuna, ubicado en la Cordillera Vilcanota, utilizando imágenes Landsat, modelos de elevación digital y NDSI. El estudio concluye que hubo una reducción del 26.2% entre 1986 y 2014, lo que tiene coherencia con lo encontrado por Salzmán et al. [30] (33.1% entre 1985 y 2006). En este estudio se utilizan umbrales específicos para cada escena en el rango de 0.45 y 0.55. Lopez-Moreno et al. [32] y Zubieta & Lagos [33], por su parte, llevaron a cabo un análisis más amplio. Ambos estudios se enfocaron en evaluar la Cordillera glaciar Huaytapallana ubicada en la Cordillera Central utilizando imágenes Landsat y NDSI. Lopez-Moreno et al. [32] analizaron 19 imágenes para el período 1984-2011 y Zubieta & Lagos [33] 10 imágenes para el período 1976-2006. Ambos estudios concluyen en una cifra de pérdida glaciar similar (56% y 59%, respectivamente). En lo que respecta a un análisis de pérdida de cobertura glaciar a una escala más reducida, Alva & Ramos [34] buscaron en su trabajo estimar la desglaciación de los nevados Collquepucre, Llongote, Pariacaca y Ticcla que forman parte de la cuenca del río Cañete. Mediante el uso de imágenes satelitales se evaluó la dinámica de los glaciares para el período 1990 al 2015. Los nevados evaluados presentaron una pérdida del 30% en su área respecto al año cero (1990) la cual corresponde a una pérdida de área glaciar de 21.16 km^2 . En esta línea, en la Cordillera Vilcabamba que pertenece al grupo de

la Cordillera Central, Soto et al. [35] analiza el retroceso del glaciar Ampay utilizando imágenes Landsat para el período 1991-2017, en conjunto con alguna información meteorológica. El estudio concluye que en promedio hubo un retroceso del 48.9% del área glaciar. Finalmente, uno de los trabajos que abarca mayor extensión de análisis glaciar en el Perú es el de Sehauss et al. [11]. Este trabajo es relevante por haber llevado a cabo un análisis exhaustivo de los cambios en el área de los glaciares y el balance de masa en todas las Cordilleras peruanas del 2000 al 2016. Mediante el uso de técnicas de sensoramiento remoto se confirmó una clara recesión en los glaciares de todas las regiones del Perú, la cual supuso una reducción de la superficie glaciar promedio del 29%, representada por un decrecimiento en la superficie glaciar entre los años 2000 (1916.6 km²) y el año 2016 (1368.1 km²). Adicionalmente, en lo que respecta al balance de masa, para el mismo periodo de evaluación se estimó una pérdida de masa glaciar de 7.62 Gt. A nivel nacional, el documento oficial sobre glaciares más actual que se tiene a nivel institucional es el de INAIGEM [1]. En 2018 se presentó un Inventario Nacional de Glaciares a partir de información satelital disponible para el período 1962-2016 que concluyó en una pérdida de más del 50% de superficie glaciar peruana (i.e., más de 1200 km²). Anteriormente, en el año 2014, el ANA [36] publicó la segunda actualización de su inventario de glaciares considerando las sugerencias del proyecto Global Land Ice Measurements from Space (GLIMS). También, el Consejo Nacional del Ambiente - CONAM en 2001 [37] había desarrollado un inventario de glaciares a nivel nacional después del publicado por Hidrandina S.A. [38], que en 1989 termina el primer inventario de glaciares peruano con el apoyo de la Universidad de Zurich, Electroperú, INGEOMIN y el INGEMMET.

1.3. Metodologías para la estimación del retroceso glaciar futuro

Tradicionalmente los estudios sobre cambios en la superficie de los glaciares se centran en la evaluación de variables hidrológicas y meteorológicas y/o imágenes de satélite (Baraer et al. 2015; Salzmann et al. 2013, Veettil et al. 2016; Seehaus et al. 2019 [39], [30], [31]). Estos estudios permiten cuantificar la pérdida de glaciares para el periodo evaluado. Además, bajo una perspectiva de cambio climático, correlacionan la tendencia de pérdida de glaciares con la influencia de factores climáticos.

Zhang et al. [40] desarrollaron un modelo basado en el índice de temperatura para predecir la pérdida de masa glaciar en las montañas de Altai bajo diferentes escenarios climáticos (RCP4.5 y RCP8.5), lo que representa un tipo de investigación con un enfoque diferente a las descritas antes. Descubrieron que, en un escenario de emisiones elevadas, la pérdida de glaciares es más pronunciada, con una desaparición estimada del 53% de los glaciares para 2100 en comparación con 2005. Por otro lado, Hongkai et al. [41] también desarrollaron un modelo para predecir los cambios del glaciar Dongkemadi en respuesta a futuros escenarios climáticos. Sin embargo, su modelo integró datos de temperatura y precipitación de ocho modelos climáticos del proyecto CMIP6 bajo dos escenarios de emisiones (RCP2.5 y RCP8.5) para evaluar los cambios en el espesor, área, volumen y flujo del hielo del glaciar para el periodo comprendido entre 2030 y 2100. A diferencia del trabajo de Zhang et al., este estudio no sólo cuantificó la pérdida de superficie de los glaciares hasta 2100, sino que también proporcionó una representación visual detallada del retroceso de los glaciares a lo largo del tiempo. Para los ocho modelos climáticos se elaboraron gráficos georreferenciados que permiten comprender mejor qué regiones del glaciar Dongkemadi están desapareciendo.

Yalcin [42], por su parte, aborda el estudio del retroceso de los glaciares desde una perspectiva de su topografía y geometría. Se utiliza un análisis estadístico bivariado para determinar las zonas de un glaciar que son más susceptibles de derretirse basándose en información pasada y en criterios establecidos. Esta metodología es una adaptación de Vlcko et al. [43] que mezcla conceptos relacionados a la entropía de Shannon y al índice de frecuencias que originalmente es usada para evaluar la estabilidad de laderas a escala regional (o la magnitud de vulnerabilidad de una zona del terreno a deslizamientos, desprendimientos). Usualmente, la adaptación de esta metodología se utiliza para identificar zonas susceptibles a deslizamientos, desprendimientos o aludes como en Bednarik et al., Deepak et al. y Constantin et al. [44-46]. No obstante, aplicada a la evaluación de la dinámica glaciar, permitió a Yalcin estimar una desaparición total de los glaciares de la montaña Agri para 2065. Además, se identificó las zonas más próximas a desaparecer, siendo para 2025 los

cuerpos glaciares parciales separados de la masa glaciario principal; en 2035 la parte sur, suroeste y este del glaciario; y para 2045 el sector oeste y noroeste de la montaña.

CAPÍTULO II

MARCO TEÓRICO

2.1. Glaciares tropicales

Los glaciares tropicales comprenden aquellos glaciares que se sitúan en la intersección de tres zonas: los trópicos astronómicos, la región entre los Trópicos de Cáncer y Capricornio; la zona de oscilación de la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT) y las áreas donde la amplitud diurna de la temperatura del aire excede su amplitud anual (ver figura 2.1) [47]. Teniendo en cuenta estas delimitaciones espaciales, los glaciares tropicales alrededor del mundo se sitúan en Irian Jaya (Nueva Guinea, Indonesia), en el Monte Kenia, en el Monte Kilimanjaro, en las cadenas de montañas Rwenzori del este africano y en los Andes Sudamericanos entre Venezuela y Bolivia, donde se encuentran la mayor parte de glaciares tropicales. En términos de área superficial, cerca del 99% de todos los glaciares tropicales se encuentran en los Andes de Sudamérica, con una predominancia en Perú (~70%) y Bolivia (~20%) [14], [48].

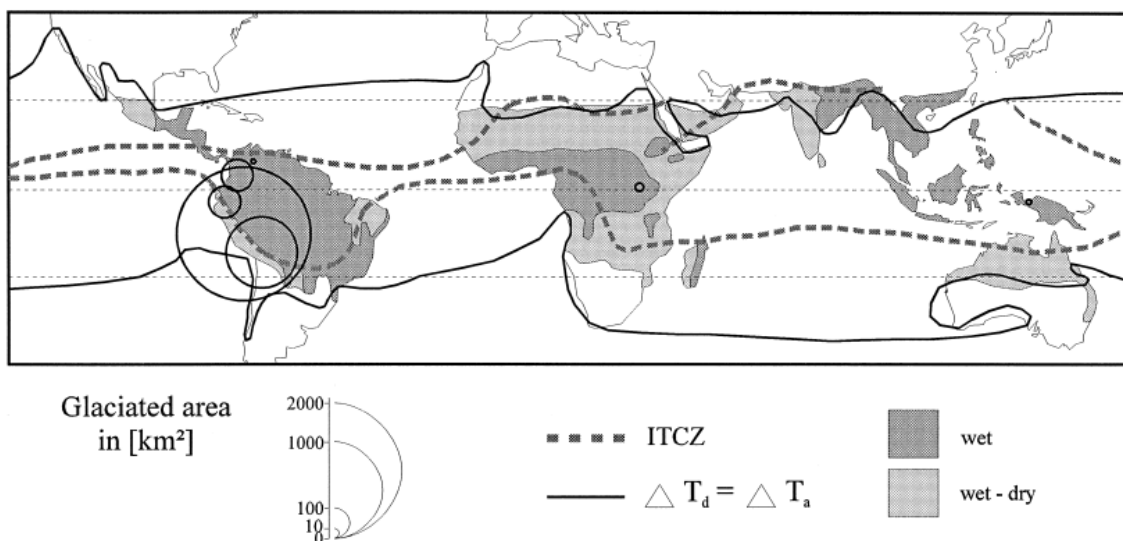


Figura 2.1. Los trópicos y sus delimitaciones desde un punto de vista glaciológico. [47]

En cuanto a su comportamiento, los glaciares tropicales obedecen la misma física fundamental que otros glaciares, pero su entorno climático es diferente a aquellos extra-

tropicales. Una diferencia importante recae en su estacionalidad. El ciclo anual del clima tropical se encuentra influenciado por la presencia de humedad que controla la humedad relativa, nubosidad y precipitaciones.

La dinámica de los glaciares es dominada principalmente por la interacción de los mecanismos físicos que ocasionan que un glaciar se mueva (gravedad) y las fuerzas que resisten este movimiento (fricción, por ejemplo). El movimiento de un glaciar se desencadena debido a que el excedente de masa de hielo que se acumula a lo largo de los años en la parte superior de un glaciar (área de acumulación) debe compensarse mediante un flujo de salida de masa de hielo hacia la región inferior del glaciar (área de ablación), donde la pérdida de hielo ocasionada por los procesos de fusión y rompimiento debe ser reabastecida por un flujo positivo de masa [49].

El balance de masa de un glaciar consiste en el resultado neto de las ganancias y pérdidas de masa, o el cambio de masa de un glaciar o parte del mismo durante un periodo de tiempo determinado. Las ganancias o acumulación de masa se producen fundamentalmente por precipitación en forma de nieve sobre la superficie del glaciar, mientras que los mecanismos principales de pérdida de masa son la fusión y el desprendimiento de icebergs (calving) en los glaciares en el mar [50].

Desde el punto de vista de balance de masa, un glaciar se divide en dos zonas: zona de acumulación, localizada en la parte alta del glaciar, donde a lo largo del año las ganancias de masa son superiores a las pérdidas, y la zona de ablación, situada en la parte baja donde sucede la situación contraria [50].

Los procesos de acumulación y ablación en los glaciares usualmente son gobernados por la estacionalidad, y con ello el balance de masa sufre un ciclo anual de decrecimiento (balance de masa positivo) y disminución (balance de masa negativo) [51]. En las latitudes medias y altas existen dos estaciones de balance de masa visiblemente distintas: una temporada de acumulación en invierno y otra temporada de ablación en verano. Por otra parte, la situación respecto a las latitudes bajas, donde se encuentran los glaciares tropicales, es extremadamente distinta al encontrarnos con una temporada de ablación que ocurre a lo

largo de todo el año y una máxima acumulación que acontece generalmente simultáneamente con la máxima ablación [52].

La marcada diferencia entre los procesos de acumulación y ablación entre los glaciares tropicales respecto a los demás recae en la diferencia entre las condiciones climáticas a las que están sometidos. En las latitudes más altas, una estación invernal fría que dura de seis a siete meses, sin fusión, donde la mayoría de las precipitaciones son sólidas (lo que propicia la formación de un manto nevoso) es precedida por una estación estival donde la temperatura controla la ablación y durante la cual las precipitaciones son generalmente líquidas a baja altitud. En los trópicos, por su parte, las precipitaciones en forma de nevadas ocurren durante el paso de la zona de convergencia intertropical cuando el aporte radiante es máximo en la cúspide de la atmósfera. Entonces, ambos procesos de formación y desaparición de hielo son más o menos simultáneos y están conectados [48].

Adicionalmente, estas diferencias entre las dinámicas del balance de masa glaciar entre los glaciares tropicales (bajas latitudes) y los que se encuentran en latitudes medias y altas, propician que sean diferentes factores los que controlan y ejercen mayor relevancia de un glaciar a otro. En el caso de glaciares en latitudes medias y altas, se ha demostrado que los cambios en el balance de masa son principalmente el reflejo de cambios en la temperatura, siendo esta la que domina las variaciones estacionales en la acumulación y ablación [53], [54]. Por su parte, en el caso de los glaciares tropicales, el derretimiento del día a día tiende a correlacionarse pobremente con la temperatura [55], y la fuente dominante de energía para derretimiento se encuentra usualmente asociada con la radiación de onda corta absorbida, con la humedad o la cobertura de nubes desempeñando un rol secundario [53].

En el Perú existen dos épocas bien marcadas: precipitaciones y época seca. La acumulación ocurre en la época de precipitaciones. La ablación ocurre durante todo el año, aunque es mayor durante las precipitaciones debido a condiciones de humedad y temperatura. Estos procesos de ablación son menores en época seca, ya que aquí la demanda de agua es menor y el aporte de los glaciares en respuesta a la oferta hídrica disminuye [1], [56]. Los glaciares peruanos, como se expuso en capítulos anteriores, son excepcionalmente sensibles

a cambios en el clima. Por esta razón, ante eventos climáticos que son producto de anomalías en patrones de temperatura global y de circulación oceánica regional, los glaciares peruanos pueden verse influenciados por un evento como El Niño o La Niña [57], [58].

Los glaciares constituyen un elemento fundamental en los ciclos hidrológicos globales y regionales por sus aportes en los flujos hídricos superficiales y sobre los recursos hídricos [59]. En una escala global, la pérdida de masa glaciar tiene importantes consecuencias sobre el incremento del nivel del mar. Zemp et al. estimaron una contribución de 27 +/- 22 mm por parte del derretimiento de los glaciares sobre el incremento global del nivel del mar en el periodo de 1961 al 2016 [60]. Por su parte, a una escala regional y local, los glaciares constituyen aportantes significativos sobre los caudales estacionales de los ríos, al ejercer el rol de reservorios congelados que suplen los bajos caudales durante la época seca [61].

En general, se acepta que las contribuciones de los glaciares a los flujos de agua superficial, bajo un escenario de cambio climático, deben seguir una trayectoria marcada. Esta comienza con la ocurrencia de un acentuado aumento inicial de la escorrentía superficial debido al incremento de la contribución glaciar por fusión hasta que se alcanza un punto de inflexión o “pico hídrico”, luego del cual se genera un descenso en la escorrentía superficial a medida que los glaciares van retrocediendo hasta que este desaparece por completo o se alcanza un nuevo equilibrio glacio-climático [59]. Huss & Hock estimaron que la escorrentía superficial de origen glaciar alcanzaría un “pico hídrico” durante el periodo 2017 - 2100 en más de la mitad de las 56 grandes cuencas glaciares investigadas en el mundo, y que en el resto de las cuencas los niveles máximos de escorrentía ya fueron alcanzados antes del año 2017 [62].

Ahora, sobre la vulnerabilidad glaciar, esta puede definirse como el grado de susceptibilidad o incapacidad de un sistema glaciar para responder a los efectos adversos del cambio climático, incluida la variabilidad climática y fenómenos extremos. En otras palabras, es una función del carácter, la magnitud y la tasa de variación climática a la que está expuesto un sistema, su sensibilidad y su capacidad de adaptación [63]. En el presente estudio, el

sistema es la zona de focalización glaciario (ZFG) de la Cordillera Central de los Andes

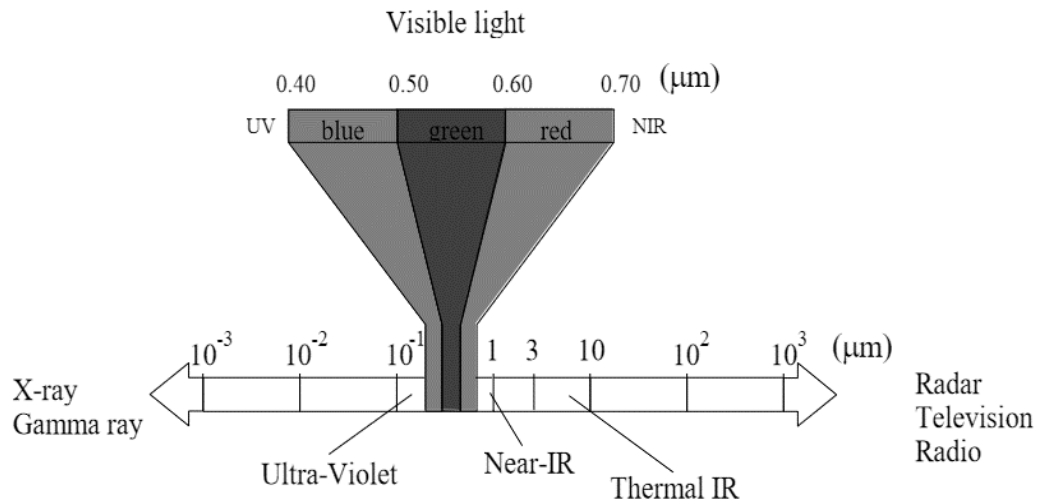


Figura 2.2. Espectro electromagnético. [67]

peruanos. El mapa de vulnerabilidad es una representación, basada en determinados parámetros, de las porciones más susceptibles de experimentar retroceso glaciario dentro de la zona de focalización glaciario. Los parámetros son aquellos componentes abióticos capaces de dar pistas, individualmente y en conjunto, acerca de los cambios superficiales en la dinámica glaciario. Estos parámetros se definen a partir de entender al clima como una función de la elevación, el aspecto, la topografía, orientación y otros parámetros topográficos de los glaciares. De hecho, son estos parámetros los que impulsan los cambios en la dinámica glaciario [64]-[66].

La teledetección, entendida para efectos de este trabajo como la adquisición de datos a través de sensores remotos de energía electromagnética ubicados en plataformas aéreas y espaciales, es una técnica que se utiliza de forma masiva para inventariar, cartografiar y obtener información sobre diferentes recursos terrestres [67]. Desde el punto de vista de la teoría de ondas, la energía electromagnética viaja en forma sinusoidal donde la distancia entre pico y pico es la longitud de onda (λ). En teledetección, es común clasificar la energía electromagnética en base a este parámetro. Los rangos de longitud de onda en donde la energía electromagnética tiene un comportamiento similar se denominan bandas y a la organización de las bandas se le conoce como el espectro electromagnético (figura 2.2). Las

bandas o regiones que más se utilizan en el análisis de recursos naturales son las visibles o casi visibles. En el lado más corto de la luz visible está el ultravioleta (UV, por sus siglas en inglés) y en el lado de mayor longitud de onda está el infrarrojo cercano (NIR, por sus siglas en inglés), seguido del infrarrojo térmico (TIR, por sus siglas en inglés). Según la teoría de partículas (ley de Planck), toda materia por encima del cero absoluto (0° K) emite energía, y la relación de la energía total con la temperatura es directamente proporcional según la ley de Stefan-Boltzmann. Es posible calcular la longitud de onda en la que cualquier objeto natural (cuerpos grises o radiadores selectivos) tiene su máxima radiación a una temperatura determinada con la Ley de desplazamiento de Wien. De esta forma se puede seleccionar la banda más conveniente según la aplicación para un objeto si es que se conoce su temperatura [67]-[69]. Hay que considerar que la influencia atmosférica muchas veces modifica la respuesta energética de los objetos ante los sensores de energía electromagnética. Factores como el ángulo de incidencia solar, la topografía del terreno, variaciones ambientales y el ángulo de observación complejizan la caracterización espectral de una cubierta terrestre. Además, la naturaleza de la atmósfera como “filtro selectivo” produce ventanas atmosféricas, que pueden ser entendidas como regiones del espectro en donde la atmósfera transmite radiación.

Las coberturas glaciares, periglaciares o nieve, en general se reflejan mucho en las partes del espectro visible y el infrarrojo cercano. También se caracterizan por absorber más energía en las longitudes de onda del infrarrojo medio. Sin embargo, como se apuntó en la sección de revisión de literatura, algunos trabajos demuestran que el comportamiento espectral de la nieve se ve afectado principalmente por su tamaño de grano, el contenido de agua líquida y la presencia o ausencia de otros materiales en la superficie de la cobertura [27], [69]. Los granos más grandes son capaces de absorber más energía, sobre todo a longitudes de onda superiores a $0.8 \mu\text{m}$. A temperaturas que rondan los 0° C, el agua líquida dentro del manto de nieve puede unificar los granos en grupos, aumentando así su tamaño efectivo y disminuyendo la reflectancia en el infrarrojo cercano y en longitudes de onda más largas. Es importante también mencionar que las partículas de contaminantes como el polvo

o el hollín, al depositarse en la nieve, son capaces de reducir sustancialmente la reflectancia en el espectro visible.

2.2.1. Índices espectrales para discriminación de nieve

Existen indicadores matemáticos calculados a partir de la combinación de dos o más bandas del espectro electromagnético. Estos indicadores se conocen comúnmente como índices. Aunque existen otros, el índice más utilizado para la discriminación de nieve y cuerpos glaciares es el Índice Normalizado Diferencial de Nieve (NDSI, por sus siglas en inglés). Este índice fue introducido por Dozier [70] basado en la teoría de que la nieve se refleja mayormente en el espectro de la luz visible y que absorbe radiación en las longitudes de onda infrarrojas. Por ende, es posible distinguir la nieve de la vegetación, suelo y nubes mediante la siguiente relación mediante la siguiente relación: la diferencia de reflectancia observada en una banda visible (normalmente verde) y en la banda infrarroja de onda corta (SWIR) dividida por la suma de las dos reflectancias. Si bien el NDSI es útil para resaltar las coberturas de nieve, por sí solo no es suficiente para distinguirlas de otras coberturas. Para abordar esta limitación, se establecieron umbrales, que representan el valor numérico mínimo del NDSI que indica presencia de nieve. Varios autores han definido este valor en 0.4, lo que significa que los píxeles con valores iguales o superiores a 0.4 serían considerados como nieve [69], [71], [72]. Ahora, si bien el uso del índice NDSI es conveniente para la discriminación de nieve, la aplicación de filtros para la remoción de nubes y sombras también es una práctica complementaria muchas veces necesaria. En este sentido, algunas alternativas son la utilización del Índice Glaciar de Diferencia Normalizada (NDGI, por sus siglas en inglés) que permite identificar sombras y hielo combinado con escombros (IMD, por sus siglas en inglés) dentro de las zonas glaciares [29], [73]. Estas cubiertas identificadas por el NDGI como sombras + IMD se les aplica el Índice de diferencia normalizada de IMD y sombra para discriminar hielo mezclado con escombros de las sombras. La elección de umbrales para cada índice sigue la misma idea expuesta líneas arriba, la de elegir el valor mínimo que separa los tipos de cobertura.

2.2.2. Corrección de imágenes satelitales

La corrección de imágenes satelitales es un proceso esencial para mejorar la calidad y precisión de los datos capturados desde sensores remotos (satélites). Se aplican ajustes y técnicas para corregir distorsiones causadas por la atmósfera, la geometría de la adquisición y errores instrumentales. Esto garantiza datos más precisos para su uso, facilitando la toma de decisiones informadas.

El proceso de corrección más común cuando se descargan imágenes satelitales es el de corrección atmosférica el cual inicia con la conversión de valores digitales de radiancia a valores en unidades $\text{Wm}^{-2}\text{r}^{-1}\mu\text{m}^{-1}$ (como recomienda, Hantson et al. [74], Chávez [75], entre otros.) según la ecuación de radiancia a nivel tope atmosférico (TOA):

$Sat = DN(\lambda) \times gain(\lambda) + offset(\lambda)$; donde Sat es el valor de radiancia a TOA; $DN(\lambda)$ es el Nivel Digital derivado de ingreso de la radiancia espectral para cada banda; $gain(\lambda)$ y $offset(\lambda)$ son coeficientes de transformación obtenidos del archivo metadata de la imagen ($\text{Wm}^{-2}\text{sr}^{-1}\mu\text{m}^{-1}$).

Con estos valores de radiancia se puede ejecutar el procedimiento de corrección atmosférica. Este paso es importante ya que la energía electromagnética medida por un satélite se ve afectada por los efectos atmosféricos. Durante la interacción de la radiación con los gases, aerosoles y partículas presentes en la atmósfera terrestre, estos elementos pueden dispersar, absorber o refractar la radiación electromagnética que proviene de la superficie terrestre antes de que llegue al sensor del satélite. Por ejemplo, el vapor de agua, el dióxido de carbono y otros gases pueden absorber ciertas longitudes de onda de la radiación, lo que reduce la cantidad de energía que llega al sensor. Además, las partículas en suspensión, como el polvo y los aerosoles, pueden dispersar la luz, afectando la claridad de la imagen capturada por el satélite. En QGIS mediante el plugin de clasificación semi-automática utiliza el método de Sustracción de Objetos Oscuros (DOS) -familia de correcciones atmosféricas basadas en la imagen, específicamente el DOS 1 para la obtención de valores de reflectancia y posterior corrección atmosférica de imágenes. En este paso se utiliza la ecuación de Moran et al. [76]:

$\lambda = [p \times (L\lambda - Lp) \times d^2] \div (ESUN \lambda \times \cos\lambda_s)$; donde λ es la reflectancia a nivel superficie; p es la reflectancia de la superficie del píxel; $L\lambda - Lp$ es la diferencia de la radiancia espectral en la apertura del sensor y el *path radiance*; d es la distancia entre la tierra y el sol; $ESUN\lambda$ es la irradiación solar media exoatmosférica; y λ_s es el ángulo cenital solar en grados.

2.3. Modelo de índice de frecuencias (probabilistic-based frequency ratio model)

El índice de frecuencias es definido como la proporción entre la probabilidad de ocurrencia y la probabilidad de no ocurrencia de un evento. Este modelo funciona bajo la asunción de que un evento se producirá en las mismas condiciones bajo las que se produjo el mismo evento en el pasado, por lo cual es un método determinista. El propósito de este método es asignar un grado de “importancia” a cierta característica causante de dicho evento entre muchas otras características. Esta asignación se basa en la relación que tiene dicha característica con la ocurrencia del mismo evento en el pasado. El método surge como alternativa a la opinión de expertos o a la atribución subjetiva de importancia acerca de una característica. Por ejemplo, para determinar si en una zona existe un pozo de agua subterránea, un experto puede atribuirle un grado de importancia específico a una característica de un factor del terreno, i.e. tipo de sedimento (característica o clase) en la geología del lugar (factor) [77], [78]. Para dicho experto, la presencia de sedimentos fluvio-glaciales puede ser más influyente en la aparición de agua subterránea que la presencia de granito. Para evitar subjetividades, el método de índice de frecuencias analiza la probabilidad de existencia y la no existencia de aguas subterráneas cuando el suelo está compuesto de sedimentos fluvio-glaciales para obtener una correlación entre el factor (variable independiente) y el evento (variable dependiente).

En el estudio geoespacial de los deslizamientos se ha venido utilizando el modelo probabilístico del índice de frecuencias para mapear zonas susceptibles o vulnerables a deslizamientos [79]-[84]. Chung & Fabbri [85] proponen que para predecir la ocurrencia de un deslizamiento (desprendimiento, alud o avalancha) es necesario considerar los factores intrínsecos (más influyentes) a eventos pasados, de modo que estos mismos factores puedan dar pistas acerca de deslizamientos futuros. En esta línea, es posible utilizar la relación entre

los factores que causan los deslizamientos y las zonas en las que se ha producido este evento, así como las zonas en donde no se ha producido el evento para determinar la probabilidad de ocurrencia y la probabilidad de no ocurrencia, y finalmente obtener una correlación entre las ubicaciones de los deslizamientos anteriores y cada uno de los factores que afectan a los deslizamientos. Como se dijo anteriormente, el método funciona bajo la condición de que el movimiento de masas y los factores que controlan los deslizamientos son generalmente similares a los observados en el pasado. Los estudios que utilizan este modelo normalmente obtienen inventarios de deslizamientos como uno de los inputs para comparar los deslizamientos ocurridos en el pasado. Al mismo tiempo, se elaboran mapas paramétricos basados en las características morfométricas del paisaje como la elevación, el aspecto, la pendiente, orientación, litología, proximidad a cuerpos de agua, etc. Estos dos inputs se utilizan para realizar una comparación bivariable (elevación vs mapa de deslizamientos, aspecto vs mapa de deslizamientos, etc.), es decir para comparar zonas de deslizamientos con zonas específicas de los mapas paramétricos. De esta forma, un índice de frecuencias alto o bajo (alta correlación o baja correlación) sugiere que tal o cual característica del mapa paramétrico es más probable que influya en un deslizamiento. En términos matemáticos, el modelo de índices de frecuencia (FR, por sus siglas en inglés) es la relación entre el porcentaje de área de la clase en relación con toda el área de estudio y el porcentaje de áreas en las que se han producido desprendimientos en una clase, como se muestra en la siguiente fórmula:

$$FR = \frac{\frac{\text{Área que contiene deslizamientos en una clase}}{\text{Área de deslizamientos total en un criterio}}}{\frac{\text{Área de una clase}}{\text{Área total del mapa paramétrico}}}$$

Para un mapa digital, el *FR* puede ser calculado en base a píxeles como en la figura 2.3.

El presente estudio explora la adaptación de este método para derretimiento glaciar, en donde el *FR* es calculado como el ratio de área glaciar (proporción entre área glaciar de cada clase de cada criterio para el primer año de estudio y área glaciar total del mapa paramétrico para el primer año de estudio) y el ratio de área derretida (proporción entre área

derretida de cada clase de cada criterio en todo el período de estudio y área derretida total del mapa paramétrico en todo el período de estudio).

Conditioning Factor	Classes	No. of Pixels in Class	Percentage in Class (a)	No. of Landslide Pixel in Class	Percentage of Landslide Pixel (b)	FR (b/a)
Slope						
	<30	107,718.000	1.710	13.000	0.800	0.468
	30–45	246,772.000	3.900	13.000	0.800	0.205
	45–60	1,001,205.000	15.910	91.000	5.950	0.374
	60–75	3,779,957.000	60.050	803.000	52.510	0.874
	More than 75	1,158,974.000	18.410	609.000	39.830	2.163
		6,294,626.000		1529.000		4.085

Figura 2.3. Cálculo del FR para el criterio “slope”. [79]

2.4. Modelo de entropía de Shannon

El sentido físico de la entropía viene referido al desorden térmico dinámico de la microestructura de un sistema; desorden que da lugar a la temperatura, la capacidad térmica y la energía térmica [86]. Claude E. Shannon, en su Teoría Matemática de la Comunicación publicada en 1948, tomó esta idea para referirse a la entropía como una medida de la incertidumbre asociada a una distribución probabilística dentro de cualquier sistema [87]. En otras palabras, la entropía de Shannon toma en cuenta las entradas de un sistema para indicar la cantidad de información requerida para obtener (adivinar o acertar) la salida del sistema. La incertidumbre promedio denotada con la función $H(X)$ para un evento o distribución probabilística viene dada por la siguiente expresión:

$$H(X) = -\sum_i p(x_i) \log_2 p(x_i);$$
 donde: $H(X)$ es la entropía medida en bits; p es la probabilidad de ocurrencias de x_i ; \log_2 es la base elegida para obtener entropía en unidades de dígitos binarios (bits).

La entropía es máxima cuando todas las salidas son igualmente probables. Mientras más predictibilidad se le agregue al sistema, menor es la magnitud de entropía. Si la entropía de una fuente de información disminuye, menor es la cantidad de información que se necesita para determinar el resultado.

Ya que los deslizamientos de tierra o el derretimiento glaciario son sistemas complejos de intercambio de materiales y energía con el entorno, estos eventos pueden medirse y describirse mediante el método de la entropía de la información [88]. De hecho, el modelo de la entropía se ha utilizado ampliamente para determinar el índice de peso (o importancia) de los componentes causantes de los peligros naturales como las tormentas de arena, las sequías y los flujos de escombros [89]-[93]. También se usa mucho en el estudio de deslizamientos como complemento del modelo de índice de frecuencias [94]-[97], donde $p(x_i)$ es la densidad probabilística de ocurrencia de un deslizamiento para una característica i , es decir $p(x_i) = FR / FR_{total}$ para un criterio o factor causal específico. La entropía de un deslizamiento de tierra se puede entender como aquella que mide la influencia de factores causales (criterios) en la ocurrencia de deslizamientos o, en todo caso, se refiere a la medida en que varios factores influyen en el desarrollo de un deslizamiento. El procedimiento del modelo consiste en:

$$FR = p_{ij} = b/a; \text{ donde: } i \text{ (clase)} = 1, 2, 3, \dots, n; j \text{ (criterio)} = 1, 2, 3, \dots, m$$

$$(p_{ij}) = p_{ij} / \sum_i p_{ij}$$

$$H_j = - \sum_i^j p_{ij} \log_2 p_{ij}$$

$$H_{j \max} = \log_2 (S_j); \text{ donde: } S_j \text{ es el número total de clases del criterio } j$$

$$I_j = \frac{H_{j \max} - H_j}{H_{j \max}}; I = (0, 1)$$

$$W_j = I_j P_{ij}$$

Donde (p_{ij}) es la densidad probabilística, H_j y $H_{j \max}$ son los valores de entropía de Shannon promedio y máxima, I_j es el coeficiente de información y W_j representa el peso resultante del factor como un todo. Mientras que el modelo de índice de frecuencias (FR) asigna un peso a cada clase del criterio y no considera la ponderación de los criterios (o factores causales), usar el concepto de entropía de Shannon permite asignar un peso a cada criterio.

CAPÍTULO III

MARCO REFERENCIAL

3.1. Situación actual de los glaciares tropicales en Perú

En su “Informe de la Situación de los Glaciares y Ecosistemas de Montaña en el Perú” publicado en 2018, el INAIGEM determinó que entre los años 1962 y 2016 nuestro país experimentó una reducción de la superficie glaciaria en el orden del 53.56% [15]. No obstante, cabe resaltar que esta reducción presenta variaciones significativas a nivel regional. La Zona Norte conformada por las cordilleras Blanca, Huallanca, Huayhuash y Raura experimentaron una pérdida glaciaria menor en comparación a las otras regiones, encontrándose en el orden del 40.11%. Por su parte, la Zona Centro conformada por las cordilleras la Viuda, Central, Chonta, Huagoruncho y Huaytapallana fue la región que presentó el mayor porcentaje de pérdida de su superficie glaciaria, registrándose así una pérdida promedio de 70.37%. Finalmente, la Zona Sur conformada por las cordilleras Ampato, Huanzo, Chila, Vilcabamba, La Raya, Urubamba, Vilcanota, Carabaya y Apolobamba fue la segunda zona de los Andes peruanos con mayor reducción de superficie glaciaria al registrar una pérdida promedio de 59.68% [1].

Adicionalmente, en el Inventario Nacional de Glaciares de 2018, a partir de la estimación de coeficientes de reducción para las cordilleras inventariadas, se calcularon los años estimados de desaparición de los glaciares, siendo las cordilleras Chila, Chonta, La Viuda y Huanzo las más próximas a desaparecer, en los años 2021, 2023, 2024 y 2024 respectivamente, según las estimaciones del INAIGEM [1]. La desaparición total de las 18 cordilleras inventariadas se daría para el año 2100 según las estimaciones. Cabe señalar que el proceso de extinción de cordilleras glaciares se viene dando desde ya hace algunos años, esto teniendo en cuenta que, en el Inventario Nacional de Glaciares del ANA elaborado en el año 2014, se contaba con 19 cordilleras con presencia de glaciares existiendo

previamente la cordillera Volcánica que registraba la presencia de 15 glaciares con una superficie de 0.72 km² y que actualmente se encuentra extinta [36].

Las mediciones realizadas en documentaciones nacionales respecto a la pérdida de la superficie glaciar en los Andes peruanos presentan una tendencia similar a la estimada por otras evaluaciones realizadas a nivel de toda la región de los Andes. Turpo et al. evaluaron en 2022 los cambios en la superficie glaciar de toda la región de los Andes tropicales, y estimaron para Perú una pérdida glaciar del 41.19% para el periodo 1990 - 2020 [98].

3.2. Estrategias de adaptación frente al retroceso glaciar

En vista de que como país nos encontramos en un evidente proceso de retroceso glaciar a nivel de todas las cordilleras, se vuelve imprescindible la implementación de estrategias e iniciativas para afrontar los impactos que genera la pérdida de superficie glaciar. Entre estos impactos, es de especial preocupación los efectos de la escorrentía superficial del derretimiento glaciar sobre la sostenibilidad de los recursos hídricos y la seguridad hídrica aguas abajo de la zona glaciar [50].

Una de las más importantes iniciativas dentro del marco de las acciones de adaptación a los impactos del retroceso glaciar de los Andes peruanos, lo constituye el Proyecto Regional “Adaptación al Impacto del Retroceso Acelerado de Glaciares en los Andes Tropicales (PRAA)”. Esta iniciativa conjunta entre los gobiernos de Perú, Bolivia, Ecuador y el Banco mundial tiene como objetivo el contribuir al fortalecimiento de la resiliencia de los ecosistemas y economías locales a los impactos del retroceso glaciar de los Andes tropicales, a través de la implementación de actividades piloto específicas de adaptación [99].

En el caso de Perú, el proyecto reconoció dos áreas de intervención por su alta vulnerabilidad frente al retroceso glaciar: la subcuenca del río Shullcas perteneciente a la cuenca del Mantaro en Junín y la subcuenca Santa Teresa perteneciente a la cuenca del Vilcanota-Urubamba. Finalmente, cómo parte de los resultados de la implementación del proyecto, se desarrollaron escenarios climáticos para los años 2030 y 2100 para las cuencas Mantaro y Urubamba, los cuales constituyeron un punto de partida para la caracterización de

vulnerabilidades e identificación de oportunidades respecto al manejo y adaptación al retroceso glaciar en las subcuencas evaluadas [99]. También como parte de la incorporación de los impactos del retroceso glaciar en el desarrollo de los sectores locales, se implementaron medidas de adaptación frente a la variabilidad climática para los cultivos agrícolas de mayor importancia en las subcuencas evaluadas. Estas medidas de adaptación fueron plasmadas en los documentos elaborados por el SENAMHI: “Impacto del cambio climático y medidas de adaptación para los cultivos de café, granadilla y palto en la subcuenca de Santa Teresa, Cusco” e “Impacto del cambio climático y medidas de adaptación para los cultivos de papa y maíz amiláceo en la subcuenca del río Shullcas, Junín” [100], [101].

CAPÍTULO IV

MARCO METODOLÓGICO

4.1. Caracterización de la investigación

Este estudio puede categorizarse como uno del tipo aplicado, ya que constituye un aporte para la elaboración de planes de manejo y otras investigaciones relacionadas al área de estudio. La investigación tiene un diseño experimental porque se manipulan variables y se simulan situaciones en ambientes digitales, se realizan procedimientos de ensayo y error, y también es cuantitativo porque los procedimientos consistieron en la recopilación, análisis, procesamiento de imágenes digitales y datos numéricos estadísticos. Adicionalmente, el alcance del análisis experimental se centra en la observación de diferentes variables y criterios y la relación entre estos, por lo que constituye un estudio correlacional del tipo descriptivo. Al ser un análisis basado en la observación de datos en diferentes momentos de tiempo, este estudio también es longitudinal (multitemporal).

4.2. Área de estudio

El área de estudio comprende la Zona de Focalización de Glaciares (ZFG en adelante) dentro de la Cordillera Central del Perú. Esta área constituye una agrupación de diferentes glaciares que se extienden a lo largo de los departamentos de Lima y Junín, específicamente en las provincias de Huarochirí, Yauyos, Jauja y Yauli (ver figura 4.1). El área de estudio se encuentra ubicada entre las latitudes sur $12^{\circ}20'41.8''$ y $11^{\circ}43'50.93''$, y las longitudes oeste $76^{\circ}8'54.87''$ y $75^{\circ}51'49.63''$.

En la actualidad, la totalidad de los glaciares que ocupan la Cordillera Central son víctimas de un proceso de retroceso glaciar que se remonta desde décadas atrás. En el año 1975 a través de la reconstrucción de superficies glaciares con imágenes satelitales LANDSAT, se estimó una cobertura glaciar de 117.20 km^2 para la Cordillera Central. No obstante, esta área se ha reducido considerablemente abarcando 79.32 km^2 en la segunda

mitad de la década de los años noventa, 51.91 km² en el año 2014 y solo 42.44 km² en el año 2016 [1].

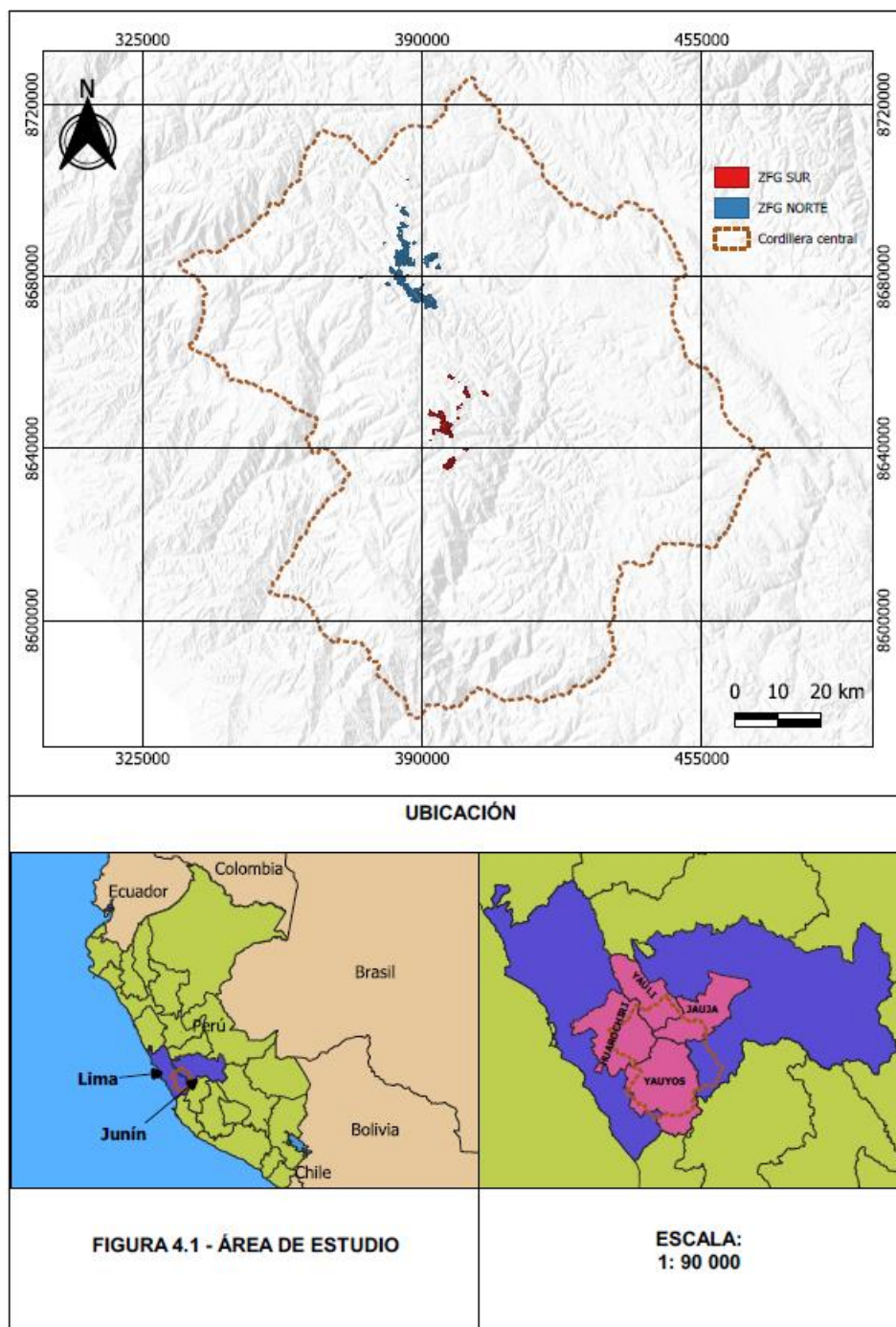


Figura 4.1. Área de estudio.

Cabe resaltar que, para el presente estudio, la ZFG no se evaluó en su totalidad, sino que se subdividió en una “Zona de Focalización Glaciar Norte (ZFG Norte)” y una “Zona de Focalización Glaciar Sur (ZFG Sur)”. Esta división fue necesaria para cumplir con la metodología. Si en caso se ejecutara la metodología evaluando la ZFG en su totalidad, la distancia entre ambos grupos glaciares representaría una dificultad, ya que son alrededor de 10 km desde la punta norte de la ZFG Sur hasta la punta sur de la ZFG Norte, la cual dificulta el diseño de los mapas paramétricos, especialmente el mapa de orientación. Este mapa debería tomar el punto de elevación más alto y dividir, a partir de ahí, el grupo glaciar en zonas cardinales. Si los dos grupos glaciares fueran considerados como uno solo, sería imposible crear este mapa ya que existen diferentes “puntos más altos” para cada zona y estos distan mucho entre sí.

La elevación en ambas zonas glaciares se sitúa entre los 4600 a 5800 m.s.n.m. La temperatura promedio anual varía entre los 1 °C a 6 °C y la precipitación entre los 200 a 1000 mm [102]-[104]. El clima predominante en esta zona es semi frígido, lluvioso en verano y deficiente en invierno [105].

4.3. Estructura del marco metodológico

La investigación se subdivide en cuatro fases, que tienen como producto final el desarrollo de un modelo para la proyección espacial de escenarios futuros de retroceso glaciar. Cada fase se desarrolla de forma secuencial tal como se muestra en la figura 4.2.

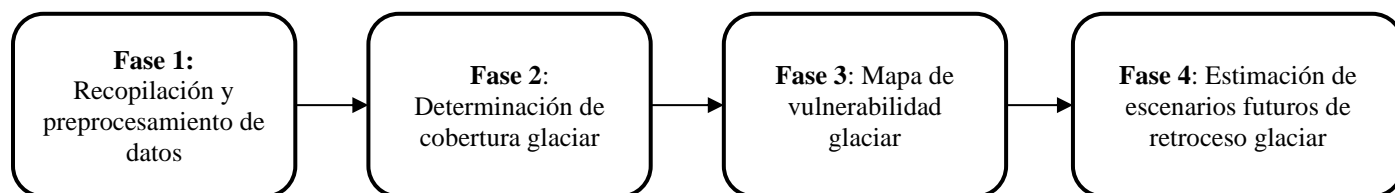


Figura 4.2 Flujo de trabajo metodológico.

En la primera fase, se seleccionaron un área y periodo de estudio basados en la problemática, respuesta a la estacionalidad en los andes centrales peruanos y revisión bibliográfica [106], [107]. Posteriormente, se obtuvieron imágenes satelitales de libre acceso de esas áreas y periodos bajo ciertas consideraciones (i.e., época seca del año, poca cobertura

de nubes, la menor influencia posible de El Niño o La Niña). Las imágenes seleccionadas fueron preprocesadas y acotadas al área de estudio. La segunda fase consistió en realizar el procesamiento de las imágenes satelitales de diferentes años aplicando índices espectrales para crear mapas de cobertura glacial y estimar la cobertura glacial en cada año seleccionado. La tercera fase comprendió la implementación de estos mapas de cobertura glacial como insumo para la generación de los mapas de vulnerabilidad de las dos zonas de focalización glacial (i.e., Norte y Sur). Durante esta fase también se llevó a cabo la validación del mapa de vulnerabilidad a través de una comparativa con el retroceso glacial real estimado con los mapas de cobertura glacial generados en la segunda fase. Esta validación tuvo como objetivo constatar la precisión del modelo de vulnerabilidad. Finalmente, en la cuarta fase, con los mapas de vulnerabilidad validados, se simulan escenarios para el retroceso glacial hacia el año 2055. Cabe destacar que, en las cuatro fases descritas, el preprocesamiento y procesamiento de los geodatos espaciales se ejecutaron en el software QGIS.

A continuación, se detallan los diferentes pasos en cada fase.

4.3.1. Recopilación y preprocesamiento de datos

Elección del área de estudio y marco temporal

Inicialmente, se realizó la selección del área de estudio, optando por la zona de focalización de glaciares de la Cordillera Central. Se seleccionó esta zona de estudio ya que es una cordillera que responde bien a la estacionalidad anual marcada en el Perú y es más probable encontrar en ella zonas glaciares libre de nubes, a diferencia de los glaciares ubicados en la vertiente oriental de los Andes. Respecto al período de estudio, se optó por seguir la recomendación encontrada en la literatura, que sugiere un mínimo de 30 años como referencia para evaluar las variaciones climáticas [107], [108]. Es por ello por lo que se tomó el año más reciente con imágenes satelitales Landsat disponibles, que es el 2021, y se estableció el primer año de estudio como 1990.

Selección de imágenes satelitales

En un principio, para la identificación y posterior discriminación de las áreas glaciares, se analizaron 26 imágenes satelitales Landsat TM5 y OLI 8 obtenidas del portal *earthexplorer.usgs.gov* (ver tabla 4.1). De las 26 imágenes, se seleccionaron aquellas que cumplieron con los siguientes criterios:

- Cobertura de nubes inferior a 15% y que en la medida de lo posible no exista cobertura de nubes alguna superpuesta a las áreas de interés.
- Pertenecer al período de estación seca, entre mayo y setiembre, ya que en esta temporada del año el manto nival se encuentra en su mínimo anual, entonces se infiere que la precipitación no afectaría el volumen glaciar [108]. Es en esta época también se da la menor ablación.
- La fecha de las imágenes debe corresponder a períodos de El Niño o La Niña con intensidad neutra o débil según A) el Índice Costero de El Niño (ICEN) propuesto por el Instituto Geofísico Peruano - IGP [109] y B) intensidad neutra hasta moderada en el Southern Oscillation Index (SOI) propuesta por la National Oceanic and Atmospheric Administration - NOAA [110] (ver tablas 4.1, 4.2 y 4.3). Con esto se busca evitar que la cobertura glaciar de los años seleccionados esté influenciada por eventos climáticos anómalos, lo que podría llevar a errores en los análisis de etapas posteriores.

Finalmente, una vez aplicados los criterios de selección, fueron siete imágenes satelitales las que quedaron, correspondientes a las fechas ago-1990, ago-1999, jul-2003, jul-2005, jul-2011, ago-2013 y ago-2021. Si bien hay imágenes de otros años que también cumplen con los requisitos de selección antes listados, no fueron consideradas porque se trató de elegir imágenes representativas de un período sin invertir mayores esfuerzos en el preprocesamiento y procesamiento de estas pues el objetivo principal del estudio no es analizar a detalle la superficie glaciar sino tener algunas referencias lo más precisas posibles acerca de su cambio en el período de 31 años.

Tabla 4.1. Detalle de imágenes Landsat TM5 y OLI 8.

ID escena Landsat	Fecha	Cobertura de nubes (%)	Geometric RMSE verify	Ground control points	Índice Costero	Southern
					El Niño (ICEN) - IGP	Oscillation Index (SOI) - NOAA
LT50070681990216CUB00	4/08/1990	4.0	0.20	3052	-0.52	-0.20
LT50070681999225COA00	13/08/1999	14.0	0.18	3014	-0.46	0.4
LT50070682003188CUB00	7/07/2003	5.0	0.21	2500	-0.74	0.30
LT50070682005209CUB00	28/07/2005	12.0	0.17	3087	-0.46	0.20
LT50070682011210CPE00	29/07/2011	13.0	0.28	2679	0.11	1.00
LC80070682013231LGN01	19/08/2013	9.3	6.01	179	-1.17	0.20
LC80070682021237LGN00	25/08/2021	13.1	5.96	201	-0.36	0.60

Tabla 4.2. Clasificación ICEN. [109]

Categoría ICEN	Valor	Definición
La Niña fuerte	< -1.4	La Niña: Período en el que se indique al menos 3 meses consecutivos de anomalías frías.
La Niña moderada	-1.4 a -1.2	
La Niña débil	-1.2 a -1.0	
Neutro	-1.0 a -0.4	El Niño: Período en el que se indique al menos 3 meses consecutivos de anomalías cálidas.
El Niño débil	0.4 a 1.0	
El Niño moderado	1.0 a 1.7	
El Niño fuerte	1.7 a 3.0	
El Niño extraordinario	> 3.0	

Tabla 4.3. Clasificación SOI. [110]

Categoría SOI	Valor	Definición
El Niño extraordinario (-)	-3.4 a -2.0	Períodos prolongados de valores SOI negativos coinciden con aguas oceánicas anormalmente cálidas en el Pacífico tropical oriental, típicas de los episodios de El Niño.
El Niño fuerte (-)	-1.9 a -1.5	
El Niño moderado (-)	-1.4 a -1.0	
El Niño débil (-)	-0.9 a -0.6	
Neutro	-0.5 a 0.5	
La Niña débil (+)	0.6 a 0.9	Períodos prolongados de valores SOI positivos coinciden con aguas oceánicas anormalmente frías en el Pacífico tropical oriental, típicas de los episodios de La Niña.
La Niña moderado (+)	1.0 a 1.4	
La Niña fuerte (+)	1.5 a 1.9	
La Niña extraordinario (+)	2.0 a 3.0	

Preprocesamiento de imágenes satelitales

Una vez ya seleccionadas las siete imágenes, se procedió en primer lugar con la reproyección a coordenadas UTM 18 S. Después, se corrigieron las imágenes mediante el plugin de clasificación semi-automática disponible en el software QGIS.

Finalmente, se procedió a cortar el juego de bandas de las imágenes corregidas sobre una máscara de la Cordillera Central para poder enfocarlas sobre el área de estudio.

4.3.2. Determinación de la cobertura glaciar

Se halla la extensión de la cobertura glaciar para cada uno de los años a los que corresponden las siete imágenes satelitales mediante el uso de técnicas espectrales, en específico, el uso del Índice Diferencial Normalizado de Nieve (NDSI por sus siglas en inglés) que se calcula con la siguiente fórmula:

$$\text{NDSI} = (GREEN - SWIR)/(GREEN + SWIR)$$

Donde:

GREEN: Banda verde

SWIR: Banda infrarrojo de onda corta

Para abarcar el período de evaluación desde 1990 hasta 2021, se emplean imágenes de Landsat 5, Landsat 8 y Landsat 9. Es importante destacar que las bandas utilizadas para calcular el NDSI pueden variar dependiendo del Landsat de origen. Siendo para Landsat 5:

$$\text{NDSI} = (Banda 2 - Banda 5)/(Banda 2 + Banda 5)$$

Y en el caso de Landsat 8-9:

$$\text{NDSI} = (Banda 3 - Banda 5)/(Banda 3 + Banda 5)$$

Obtenido el NDSI de cada imagen satelital el siguiente paso fue la elección de un umbral adecuado. En el presente trabajo se optó por seguir la recomendación de Keshri [28], que propone el uso de histogramas. Además, a fin de facilitar la rápida identificación del

umbral óptimo para las condiciones del área de estudio, se cortó la imagen de NDSI de cada año al área abarcada por los glaciares Acopallca, Cullec y Ticlla en la ZFG Sur. Dado que los glaciares seleccionados son representativos de la zona de estudio, podemos asumir que el umbral estimado en cada año es aplicable a todos los glaciares de la zona.

Adicionalmente, es importante mencionar que los glaciares elegidos para realizar este análisis no deberían influir en los resultados, el rango NDSI y el umbral son casi invariables entre uno y otro glaciar de una misma imagen debido a que un umbral varía dependiendo del sensor, estaciones y fechas, a menos que se realice un mal corte al glaciar representativo, o que el glaciar elegido esté cubierto por nubes o contenga un porcentaje de sombras elevado [70], [111].

Posterior a la generación del NDSI, se procedió a aplicar el Índice Glaciar Diferencial Normalizado (NDGI, por sus siglas en inglés) y el Índice de Diferencia Normalizada de Nieve y Hielo (NDSII-2, por sus siglas en inglés). Ambos índices constituyen técnicas espectrales adicionales que para el presente estudio son de especial utilidad para discriminar la nieve del hielo, así como identificar sombras y hielo combinado con escombros, que de no eliminarse podrían ser consideradas erróneamente en la proyección espacial de las zonas glaciares y afectar la cuantificación de la cobertura glaciar.

Finalmente, las técnicas espectrales se complementaron con la aplicación de una máscara de nubes y sombras para eliminar la confusión entre la cobertura nival y la cubierta nubosa. Además, con el objeto de eliminar los cuerpos de agua en el área de estudio, se utilizó el canal de infrarrojo cercano, correspondiente a la banda 4 en Landsat 5 y banda 5 en Landsat 7 y 8. Por último, para elaborar los mapas de cobertura glaciar se tuvo en cuenta algunas consideraciones. En primer lugar, el área mínima cartografiable debía ser mayor a 0.005 km^2 como recomienda el INAIGEM [1] y, en segundo lugar, no se tomaron en cuenta áreas glaciares a más de $\sim 10 \text{ km}$ de distancia del núcleo glaciar de cada zona de focalización glaciar (ZFG).

4.3.3. Creación de mapa de vulnerabilidad glaciar

La creación de un mapa de vulnerabilidad glaciar implica identificar las áreas glaciares más propensas a experimentar retroceso glaciar, mediante la evaluación de parámetros que puedan crear condiciones favorables para esta susceptibilidad. Para esto, se utilizó la metodología de la Entropía de Shannon desarrollada por Yalcin [42]. Esta metodología permite cuantificar la vulnerabilidad en cada píxel de una imagen satelital a partir de la selección y evaluación de criterios topográficos, climáticos, físicos que determinan la dinámica de un glaciar.

Para la determinación de los parámetros utilizados en el presente trabajo se siguieron las recomendaciones de [34], [64]-[66], además de incluir un mapa de precipitaciones y dirección de flujo siguiendo la definición expuesta en el párrafo anterior. Con los criterios seleccionados se elaboraron mapas por cada zona de focalización glaciar, basados ocho criterios: 1) elevación (metros sobre el nivel del mar), 2) orientación (con respecto al punto más alto de zona), 3) aspecto (en grados, representa la dirección de una superficie del terreno), 4) pendiente (en grados) 5) dirección de flujo (en grados, representa la dirección de la escorrentía en una superficie del terreno), 6) precipitación (mm/año), 7) temperatura atmosférica (°C) y 8) temperatura superficial (°C).

El detalle de las herramientas utilizadas para la elaboración de los mapas paramétricos se presenta a continuación.

- **Mapa de orientación.** Se utilizó el plugin *Lines around Points* y las funciones de intersección y disolución para obtener los mapas de orientación cardinal (norte, noreste, este, sureste, sur, suroeste, oeste, noroeste) en función del punto más alto de cada zona de focalización glaciar. Dividir el área glaciar de la Cordillera Central en dos zonas responde en parte a la elaboración de este mapa, ya que tomar el punto más alto representa una dificultad al tomar toda la Cordillera Central como única zona glaciar.
- **Mapas de elevaciones, aspecto, pendiente y dirección de flujo:** Se utilizó la versión 2 del Modelo Digital de Elevación Global del Radiómetro de Emisión y Reflexión

Térmica Avanzada (ASTER GDEM, por sus siglas en inglés). La precisión vertical y horizontal del GDEM es de 20 m y 30 m respectivamente, y la resolución espacial del modelo es de 30 m. El ASTER GDEM, publicado el 17 de octubre de 2011, es un producto del Ministerio de Economía, Comercio e Industria de Japón y de la NASA [66]. El modelo se desarrolló en base a observaciones detalladas realizadas por los satélites TERRA en el período 1999-2008 [112]. El sistema de coordenadas es WGS84 y su proyección es del tipo transversal. EL ASTER GDEM v2 mejoró la cobertura espacial y la resolución, redujo los artefactos generalizados y mejoró la precisión horizontal y vertical del ASTER GDEM v1. Se considera el modelo digital de elevación más completo y fiable jamás producido [113]. Con este producto se generaron los mapas de elevaciones, aspecto, pendiente y dirección de flujo.

- **Mapas de temperatura y precipitación:** Para los mapas de temperatura se utilizaron los productos ráster de resolución 100 m del Mapa Anual de Temperatura Mínima (1981 - 2010) [102] y el Mapa Anual de Temperatura Máxima (1981 - 2010) [103]. Primero se procedió a cortar el mapa según los límites de la cordillera Central. Después se calculó la temperatura promedio dividiendo entre 2 la suma píxel a píxel de los dos mapas. Una vez obtenido el mapa de temperatura promedio, se hizo un remuestreo de 100 m (resolución original de los mapas) a 30 m con el método de vecino más próximo. Para los mapas de precipitación se utilizó el producto ráster de resolución 100 m del Mapa Anual de Precipitación (1981-2010) [104]. El procedimiento fue similar al descrito líneas arriba: se hizo un corte a la cordillera Central y se remuestreó a resolución de 30 m. Con los mapas de temperatura promedio y precipitación se procedió a cortar sobre los archivos vectorizados de la cobertura glaciaria final del año 1990 para cada zona de focalización glaciaria.
- **Mapa de temperatura superficial:** Se elaboró un mapa de temperatura superficial como alternativa del mapa de temperatura promedio obtenido por SENAMHI. La elaboración de este mapa consiste en utilizar los valores de píxel de la banda del infrarrojo de onda corta (banda 6 en Landsat 5 TM) y convertirla en valores de radiancia absoluta con la ecuación $L_{\lambda} = L_{min\lambda} + [(L_{max\lambda} - L_{min\lambda}) / (Q_{cal\ max})] * Q_{cal}$;

donde Q_{cal} es el valor cuantificado del píxel, $L_{min\lambda}$ es la radiancia espectral correspondiente a Q_{cal} min ($DN = 0$), $L_{max\lambda}$ es la radiancia espectral correspondiente a Q_{cal} max ($DN = 255$). Con este valor se calcula la temperatura superficial siguiendo la ecuación $TB = K2/[\ln(K1/L_{sat})+1]-273.15$; donde TB es la temperatura de brillo satelital, L_{sat} es la radiancia espectral en $W/m^2.sr.\mu m$, $K2$ es la constante de calibración 2 y $K1$ es la constante de calibración 1 también en $W/m^2.sr.\mu m$. Esta metodología se obtuvo de Giannini et al. [114].

Es importante recalcar que cada mapa paramétrico tiene su propia clasificación (i.e. Mapa de elevación se divide en intervalos de 100 metros, mapa de orientación se divide en 8 zonas cardinales, etc.). A cada intervalo o ítem de esta clasificación se le denomina “clase”. De esta forma, las clases son particulares para cada mapa y son fundamentales para el cálculo de los pesos de cada parámetro.

A partir de los mapas paramétricos antes descritos se generaron los mapas de vulnerabilidad para las ZFG Norte y Sur. Para esto, se midió el derretimiento del período 1990-2021 (primer y último año de estudio) en cada uno de los mapas y se calcularon los valores del índice de frecuencias (FR) de cada clase perteneciente a cada parámetro. Posteriormente se calculó el peso resultante de cada parámetro. Notar que cada mapa paramétrico fue elaborado según la cobertura glaciaria del año 1990, entonces los mapas de vulnerabilidad también tendrán esta forma.

La fórmula utilizada para el cálculo de la vulnerabilidad es la siguiente:

$$MV = W_{elevación} * Mapa\ elevación\ RECL + W_{orientación} * Mapa\ orientación\ RECL + W_{aspecto} * Mapa\ aspecto\ RECL + W_{pendiente} * Mapa\ pendiente + W_{dirección\ de\ flujo} * Mapa\ dirección\ de\ flujo\ RECL + W_{precipitación} * Mapa\ precipitación\ RECL + W_{temperatura} * Mapa\ temperatura\ RECL$$

Donde MV es el valor de cada píxel del Mapa de Vulnerabilidad; W_j es el peso resultante calculado a partir del método de entropía de Shannon y los mapas son aquellos reclasificados según el FR asignado a cada clase.

El procedimiento para calcular el FR y el peso consiste en calcular las áreas en base a las siguientes ecuaciones:

$$FR = p_{ij} = b/a; \text{ donde: } i \text{ (clase)} = 1, 2, 3, \dots, n; j \text{ (parámetro)} = 1, 2, 3, \dots, m$$

Tener en cuenta que el FR es como sigue:

$$FR_{derr.glaciar} = \frac{b}{a} = \frac{\text{Ratio área retroceso glaciar}}{\text{Ratio área glaciar}}$$

Donde:

$$\text{Ratio área glaciar} = \frac{\text{Área glaciar de una clase para el primer año de estudio}}{\text{Área glaciar total del mapa paramétrico para el primer año de estudio}}$$

$$\text{Ratio área derretida} = \frac{\text{Área derretida de una clase en todo el período de estudio}}{\text{Área derretida total del mapa paramétrico en todo el período de estudio}}$$

Luego:

$$(p_{ij}) = p_{ij} / \sum_i p_{ij}$$

$$H_j = - \sum_i^j p_{ij} \log_2 p_{ij}$$

$$H_{j \max} = \log_2 (S_j); \text{ donde: } S_j \text{ es el número total de clases del parámetro } j$$

$$I_j = \frac{H_{j \max} - H_j}{H_{j \max}}; I = (0, 1)$$

$$W_j = I_j p_{ij}$$

Donde:

FR (*índice de frecuencias*) es la relación entre el área de derretimiento glaciar y el área total de estudio.

(p_{ij}) representa la probabilidad relativa, que compara cuánto contribuye cada clase al deshielo total del parámetro.

p_{ij} (*mean*) es la media de todas las probabilidades relativas.

H_j es el valor de entropía de Shannon en unidades de "bits". Este valor representa la distribución uniforme de las probabilidades p_{ij} entre todas las clases para un parámetro j determinado. Una entropía elevada significa que las probabilidades están más dispersas o distribuidas uniformemente entre todas las clases i del parámetro j . Esto indicaría que el deshielo de los glaciares en función del parámetro j es menos previsible. En cambio, una entropía baja significa que las probabilidades p_{ij} están más concentradas o distribuidas de forma menos uniforme en las clases i del parámetro j . Esto indica que el deshielo de los glaciares es más previsible en función del parámetro j .

$H_{j\ max}$ es el valor máximo de entropía de Shannon en unidades de "bits". Este sería el estado de máxima incertidumbre. Es decir, el valor de entropía cuando la fusión es igual de probable en todas las clases i de un parámetro j .

I_j es el coeficiente de información. Es la información adicional proporcionada por el parámetro j en relación con la incertidumbre máxima $H_{j\ max}$. Por ejemplo, si H_j es igual a $H_{j\ max}$, significa que la fusión es igual de probable en todas las clases i de un parámetro j , y el valor de I_j sería 0, ya que no se ha aportado información adicional y la incertidumbre sigue siendo máxima. Si H_j es inferior a $H_{j\ max}$, indicaría que la distribución es menos uniforme y el valor de I_j se aproximaría a 1. Aquí, el parámetro j proporciona información valiosa o reduce la incertidumbre en la predicción del deshielo de los glaciares en términos de distribución de clases.

W_j representa la importancia relativa de cada parámetro en el deshielo de la ZFG. Este valor es una forma de ponderar la importancia informativa del parámetro j (I_j) con su distribución media en todas las clases i (p_{ij} (*mean*)). Puede considerarse como una medida compuesta de cómo contribuye el parámetro j a la vulnerabilidad al deshielo de los glaciares en términos de información y distribución media.

Se desarrollaron dos versiones del mapa de vulnerabilidad, donde cada píxel tiene asignado un valor numérico que representa el grado de vulnerabilidad. La primera versión

considera los parámetros de elevación, orientación, aspecto, pendiente, dirección del flujo, precipitación y temperatura atmosférica; y la segunda considera los mismos parámetros excepto el de dirección del flujo y sustituye el mapa de temperatura atmosférica por la temperatura de superficie. Esto se hizo para lograr el mayor porcentaje de validación posible. El mapa de vulnerabilidad se clasificó en cinco clases usando el método de rupturas naturales (Jenks) con fines de representación visual.

Con los mapas de vulnerabilidad ya generados, el siguiente paso fue validar la capacidad de predecir el retroceso glaciar real en nuestra área de estudio utilizando dichos mapas de vulnerabilidad. Este procedimiento consistió en simular, para cada periodo, el derretimiento glaciar mediante los mapas de vulnerabilidad y comparar estos resultados el retroceso real obtenido de las coberturas glaciares estimadas mediante el NDSI.

El proceso para simular el retroceso glaciar comienza con la selección de un año inicial que represente un momento en el que aún no se ha experimentado deshielo, y un año objetivo que abarque el intervalo de tiempo para el cual se desea simular el retroceso glaciar. En este trabajo específico, el año inicial es 1990, y se simula la pérdida de área glaciar entre 1990-1999, 1990-2003, 1990-2005, 1990-2011, 1990-2013 y 1990-2021.

Luego, para el mapa de vulnerabilidad del año inicial, se identifican los píxeles con los valores numéricos de vulnerabilidad más altos. Estos píxeles se eliminan gradualmente hasta que el área glaciar total del mapa coincida con la del año objetivo. Teniendo en cuenta la resolución espacial de las imágenes satelitales (30 m), cada píxel representa un área de 0.0009 km². Finalmente, se realizó un análisis de superposición para obtener el porcentaje del área que se superpone entre las áreas de derretimiento real (aquellas descritas en la tabla 4.7) y las áreas derretidas según el mapa de vulnerabilidad, este porcentaje se calcula para cada año objetivo y supone la precisión con la que el mapa de vulnerabilidad puede predecir la cobertura glaciar en cada año evaluado.

4.3.4. Estimación de escenarios futuros

Una vez validado el mapa, se simularon áreas de derretimiento futuro siguiendo la ratio de retroceso glaciar indicado por INAIGEM [1] para la Cordillera Central - 1.39 km²/año. El primer paso consistió en cortar el mapa de vulnerabilidad final según el borde de la cobertura glaciar del año 2021. A partir de allí, se elaboró un mapa de predicción de derretimiento para los períodos 2021-2025, 2025-2030, 2030-2035, 2035-2040, 2040-2045, 2045-2050 y 2050-2055.

Cabe mencionar que la ratio de retroceso indicado por INAIGEM aplica para toda el área glaciar de la Cordillera Central. En este sentido, para estimar el retroceso de cada ZFG se asumen dos cosas. Primero que la suma de la ZFG Sur y la ZFG Norte representa el área glaciar total de la Cordillera Central, y segundo que la proporción de cada área de ZFG se mantiene en el tiempo. Esto último tiene su respaldo en la tabla 5.3 (en el Capítulo V Resultados), donde los porcentajes de cada ZFG con respecto al total tienen una desviación estándar de 1.82% para la ZFG Sur y 1.78% para la ZFG Norte. Entonces, para estimar el retroceso futuro de cada zona, se asume que la proporción seguirá siendo de 30% para la ZFG Sur y 70% para la ZFG Norte con respecto al área total de la Cordillera Central. Finalmente, se asume que para mantener la proporción de cobertura glaciar el ratio de retroceso glaciar anual igualmente debe mantener la misma proporción. Entonces a partir del ratio de retroceso anual de 1.39 km²/año calculado por el INAIGEM para toda la Cordillera Central, se estima un ratio de 0.417 km²/año para la ZFG Sur (30%) y de 0.973 /año para la ZFG Norte (70%).

CAPÍTULO V

RESULTADOS

En este capítulo se presentan los resultados obtenidos del procesamiento de las imágenes satelitales, así como el análisis llevado a cabo mediante la metodología de la Entropía de Shannon que permitió generar los mapas de vulnerabilidad y posteriormente el mapa de proyección espacial de la cobertura glaciaria futura en el Cordillera Central de los Andes. Los resultados se encuentran divididos de forma secuencial acorde a las etapas que permitieron la obtención del producto final.

5.1. Cuantificación de cobertura glaciaria

En la Figura 5.1 se muestra el NDSI calculado para 1990 en la ZFG Sur, así como el corte que se realizó para evaluar en específico los glaciares Acopallca, Cullec y Ticlla. Como se puede observar en la figura, esto permite incrementar la ratio de cobertura glaciaria respecto al resto de tipo de coberturas (suelo desnudo, lagunas, escombros, etc), de modo que en el histograma de los valores del NDSI sea más fácil la identificación del umbral que demarca el cambio de tipo de cobertura (Ver Figura 5.2).

Del histograma del mapa NDSI de 1990 (ZFG Sur) se identifica que el umbral que demarca el cambio de cobertura se encuentra entre 0.325 y 0.4. A partir de este resultado, se concluye que la identificación del umbral mediante histogramas es una técnica válida para nuestra zona de estudio ya que el valor coincide con umbrales recomendados en otros trabajos [70], [111]. Este mismo procedimiento se realizó para encontrar el umbral NDSI de los demás años, el detalle se puede ver en la tabla 5.1.

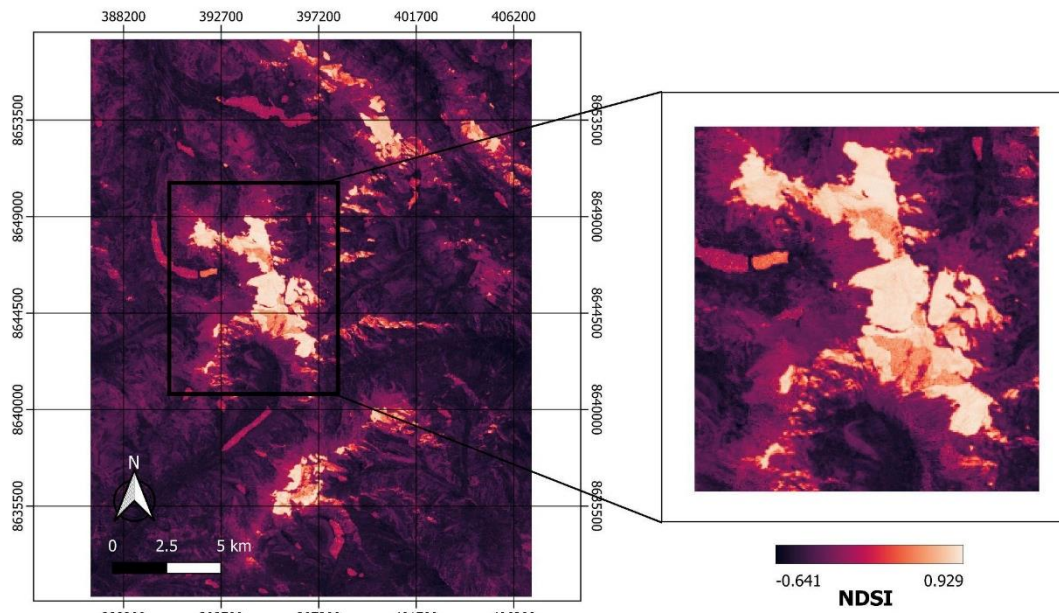


Figura 5.1. Mapa del NDSI de 1990 del glaciar Acopallca, Cullec y Ticlla en la ZFG Sur.

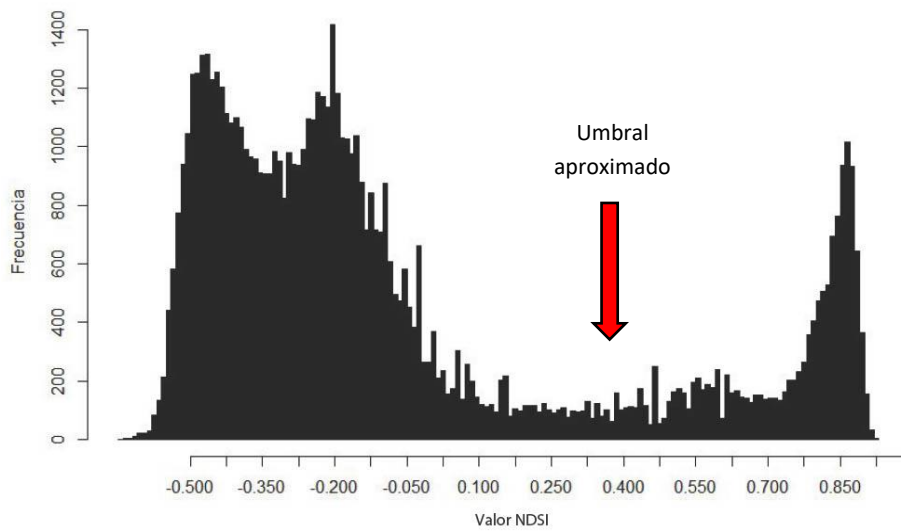


Figura 5.2. Histograma del mapa NDSI de 1990 del glaciar Acopallca, Cullec y Ticlla en la ZFG Sur.

Tabla 5.1. Umbrales utilizados para la clasificación de cubierta glaciar según los valores de NDSI obtenidos cada año.

ID escena Landsat	Fecha	Umbral NDSI
LT50070681990216CUB00	04/08/1990	0.34
LT50070681999225COA00	13/08/1999	0.31
LT50070682003188CUB00	07/07/2003	0.41
LT50070682005209CUB00	28/07/2005	0.49
LT50070682011210CPE00	29/07/2011	0.36
LT80070682013231LNG01	19/08/2013	0.51
LT80070682021237LGN00	25/08/2021	0.41

Calculado el NDSI para todos los años, se repitió el análisis utilizando los índices NDGI y NDSI-2. Una vez implementados todos los índices con sus umbrales correspondientes, se clasificó las zonas glaciares en tres tipos de cobertura: nieve, hielo, nevizna e IMD. La tabla 5.2 y figura 5.3 muestran el área total ocupada por cada tipo de cobertura en cada uno de los años.

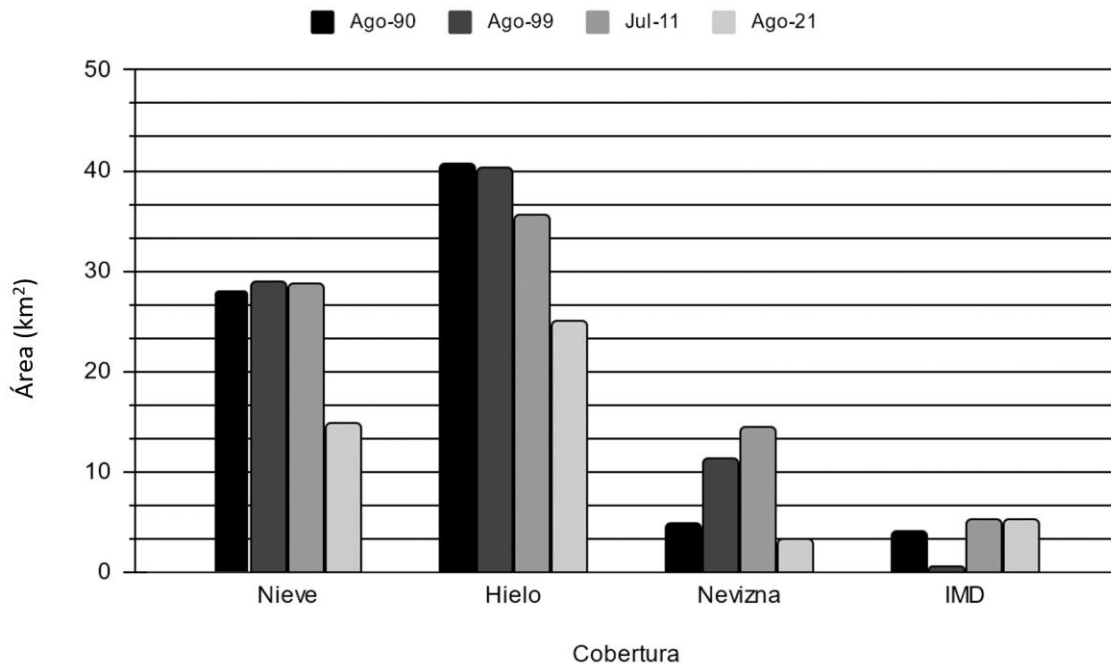


Figura 5.3. Áreas de las diferentes coberturas supraglaciares para los años en cuestión.

Tabla 5.2. Resultados de metodología para discriminar coberturas supraglaciares.

ID escena Landsat	Fecha	Índices	Umbral seleccionado	Tipo de cobertura	Área total (km ²)	Área total (%)
LT50070681990216CUB00	04/08/1990	NDSI	0.34	Nieve	28.12	36.27%
		NDGI	0.04	Hielo	40.55	52.31%
		NDSII-2	-0.02 a -0.01	Nevizna	4.80	6.19%
				IMD	4.05	5.22%
					77.52	100%
LT50070681999225COA00	13/08/1999	NDSI	0.31	Nieve	28.82	35.70%
		NDGI	0.08	Hielo	40.25	49.86%
		NDSII-2	0.0035 a	Nevizna	11.24	13.92%
				IMD	0.42	0.52%
					80.72	100%
LT50070682011210CPE00	29/07/2011	NDSI	0.36	Nieve	28.58	35.70%
		NDGI	0.086	Hielo	35.49	42.39%
		NDSII-2	0.04 a 0.052	Nevizna	14.45	17.26%
				IMD	5.20	6.21%
					83.71	100%
LT80070682021237LGN00	25/08/2021	NDSI	0.41	Nieve	14.80	30.67%
		NDGI	-0.002	Hielo	25.00	51.81%
		NDSII-2	-0.0105 a -	Nevizna	3.31	6.85%
				IMD	5.15	10.67%
					48.26	100%

De la Tabla 5.2 se observa que las proporciones de nieve y hielo a través de los años son similares. También el porcentaje de IMD concuerda con la descripción que hace el INAIGEM para la Cordillera Central [1]. Esto hace pensar que tal vez no sea tan necesario discriminar nieve de hielo cuando se están utilizando imágenes de la época seca y cuando el análisis demuestra que la variación en la relación porcentual de nieve-hielo a través del tiempo no es significativa. Además, si bien usar esta metodología es una alternativa para poder discriminar nieve de hielo, resulta también algo arbitraria en relación con el umbral que define el límite entre nieve y hielo para el NDSII-2. Los histogramas de estas imágenes no muestran ninguna diferencia marcada entre dos poblaciones de píxeles como sí lo hace el NDSI y el NDGI (ver figura 5.4). En vista de ello, se optó por utilizar el NDSI como único índice (igual que en [72], [115], [116] por citar algunos trabajos relevantes) para discriminar cobertura glaciar de otros tipos de cobertura.

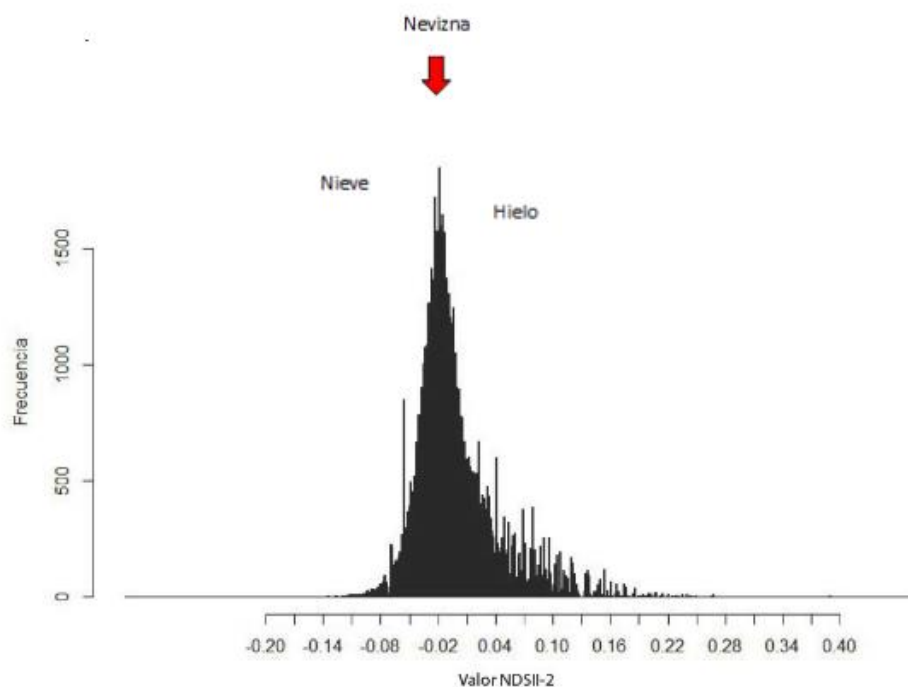


Figura 5.4. Histograma de la imagen NDSII-2 de agosto de 1990.

En la tabla 5.3 se muestra el cambio del área ocupada por los glaciares en la ZFG Norte y ZFG Sur de la Cordillera Central para el periodo 1990–2021. Asimismo, se muestra la fracción del área total que representa cada ZFG para los años evaluados.

Tabla 5.3. Umbrales y áreas glaciares para el período 1990-2021. ZFG Sur = Zona de Focalización Glaciar Sur, ZFG Norte = Zona de Focalización Glaciar Norte.

Fecha	Área total (km ²)	ZFG Sur		ZFG Norte	
		km ²	% del área total	km ²	% del área total
1990	77.52	23.83	30.74 %	53.69	69.26 %
1999	80.72	24.55	30.40 %	56.18	69.60 %
2003	73.40	23.37	31.83 %	50.04	68.17 %
2005	50.19	13.41	26.72 %	36.68	73.08 %
2011	83.71	23.57	28.17 %	60.13	71.83 %
2013	52.57	14.17	26.95 %	38.40	73.05 %
2021	48.26	14.32	29.67 %	33.94	70.33 %

En la figura 5.5, se muestra la evolución del cambio de la cobertura glaciar, a modo de serie de tiempo, entre 1990 y 2021. Se observa una tendencia de disminución del área de

ocupación glaciaria año tras año, excepto entre 2005 y 2011 donde existió una importante recuperación de la cobertura glaciaria por encima de las condiciones encontradas en 1990.

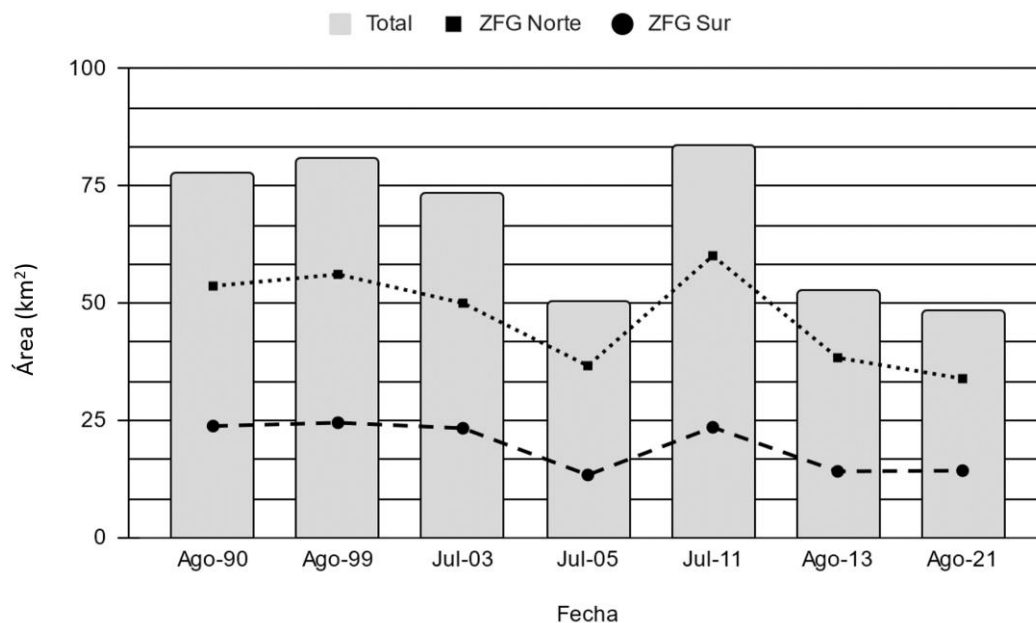


Figura 5.5. Áreas glaciarias de la Cordillera Central para el período 1990-2021 calculadas mediante el método de NDSI. ZFG Norte = 53.69 km² (1990) y 33.94 km² (2021), ZFG Sur = 23.93 km² (1990) y 14.32 km² (2021).

Basándose en el análisis de la evolución de la cobertura glaciaria, se concluye que la Cordillera Central experimentó una pérdida aproximada de 29 km² de glaciares durante el período comprendido entre 1990 y 2021, lo cual representa una reducción del 37% del área en 20 años.

5.2. Ponderación de criterios

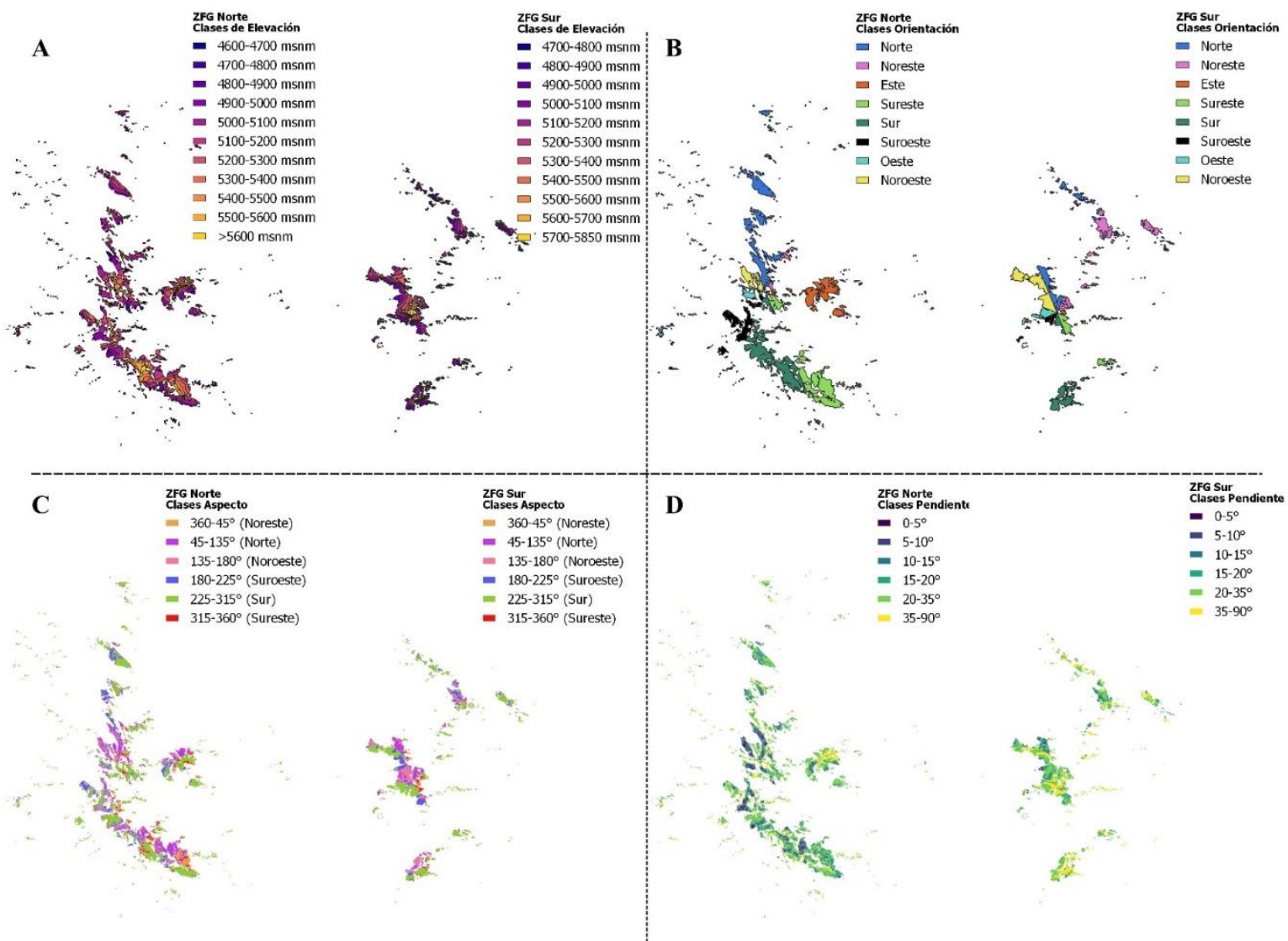


Figura 5.6. Mapas paramétricos. A) Mapas de elevaciones; B) Mapas de orientación; C) Mapas de Aspecto; D) Mapas de pendiente.

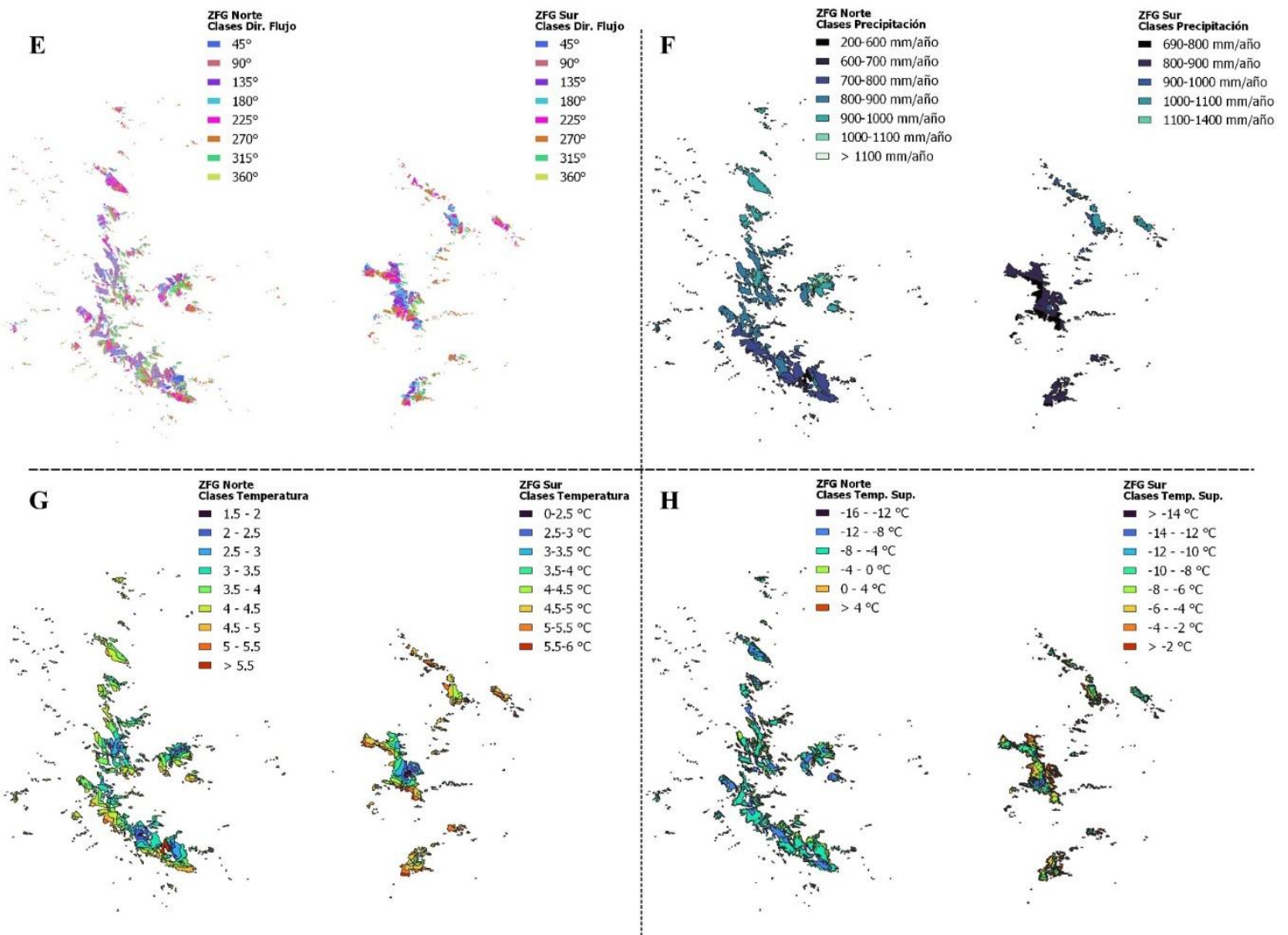


Figura 5.6. (continuación.) Mapas paramétricos. E) Mapas de dirección de flujo; F) Mapas de precipitación anual; G) Mapas de Temperatura Anual; H) Mapas de temperatura superficial.

En la tabla 5.4 se muestran los pesos para cada criterio y los resultados del proceso de cálculo del valor FR , así como los pesos W_j en las tablas 5.5- 5.8. Se puede observar que para ambas ZFG los criterios de mayor peso, y por ende de mayor influencia en el retroceso glaciar son la temperatura (superficial y promedio anual), elevación y precipitación.

Tabla 5.4. Ponderación final de criterios.

ZFG Sur		ZFG Norte	
Criterio	Peso	Criterio	Peso
Temperatura superficial	0.0272	Temperatura superficial	0.0426
Temperatura promedio	0.0271	Temperatura promedio	0.0253
Elevación	0.0249	Elevación	0.0225
Precipitación	0.0236	Precipitación	0.0212
Aspecto	0.0206	Aspecto	0.0070
Orientación	0.0068	Orientación	0.0055
Pendiente	0.0054	Pendiente	0.0027
Dirección de flujo	0.0032	Dirección de flujo	0.0027

Se puede observar el valor FR para cada clase dentro de los criterios evaluados, este valor mientras más alto, indica una mayor probabilidad de ocurrencia de un proceso de deshielo. Así, se puede afirmar respecto a la elevación y temperatura que cotas más bajas y temperatura más alta son condiciones que propician que el deshielo de glaciares ocurra con mayor facilidad.

Tabla 5.5. Cálculo de FR y ponderación de criterios para la ZFG Sur.

Criterio	Clases	Área glaciar	Ratio Área Glaciar (a)	Área Glaciar	Área de retroceso	Ratio Área de retroceso	FR	(Pij)	Pij (mean)	Hj	Hj max	Ij	Wj	
Elevación (msnm)	1	4700-4800	0.15	0.01	0.01	0.14	0.01	2.274	0.234	0.091	2.510	3.459	0.274	0.0249
	2	4800-4900	1.34	0.06	0.04	1.30	0.13	2.388	0.246					
	3	4900-5000	3.31	0.14	0.45	2.87	0.30	2.132	0.220					
	4	5000-5100	4.84	0.20	2.09	2.75	0.28	1.399	0.144					
	5	5100-5200	4.95	0.21	3.35	1.60	0.17	0.797	0.082					
	6	5200-5300	3.94	0.17	3.16	0.78	0.08	0.486	0.050					
	7	5300-5400	2.66	0.11	2.42	0.24	0.03	0.225	0.023					
	8	5400-5500	1.44	0.06	1.44	0.00	0.00	0.000	0.000					
	9	5500-5600	0.60	0.03	0.60	0.00	0.00	0.000	0.000					
	10	5600-5700	0.39	0.02	0.39	0.00	0.00	0.000	0.000					
	11	5700-5850	0.20	0.01	0.20	0.00	0.00	0.000	0.000					
		23.83		14.32	9.67		9.701							
Orientación	1	Norte	4.48	0.19	2.52	1.97	0.21	1.099	0.136	0.125	2.838	3.000	0.054	0.0068
	2	Noreste	5.75	0.24	2.57	3.19	0.33	1.387	0.172					
	3	Este	0.64	0.03	0.15	0.50	0.05	1.931	0.239					
	4	Sureste	2.23	0.09	1.19	1.04	0.11	1.165	0.144					
	5	Sur	4.1	0.17	3.04	1.06	0.11	0.648	0.080					
	6	Suroeste	0.86	0.04	0.58	0.28	0.03	0.820	0.101					
	7	Oeste	1.34	0.06	1.2	0.15	0.02	0.278	0.034					
	8	Noroeste	4.42	0.19	3.08	1.34	0.14	0.759	0.094					
		23.83		14.32	9.52		8.086							
Aspecto (°)	1	360-45	0.66	0.03	0.55	0.11	0.01	0.000	0.000	0.167	2.265	2.585	0.124	0.0206
	2	45-135	3.15	0.13	2.29	0.86	0.09	0.685	0.146					
	3	135-180	3.74	0.16	2.78	0.96	0.1	0.641	0.137					
	4	180-225	3.66	0.15	2.38	1.28	0.13	0.878	0.187					
	5	225-315	11.3	0.47	5.65	5.65	0.59	1.251	0.267					
	6	315-360	1.33	0.06	0.67	0.66	0.07	1.240	0.264					
		23.83		14.32	9.52		4.695							
Pendiente (°)	1	0-5	0.20	0.01	0.17	0.03	0.002	0.343	0.060	0.167	2.501	2.585	0.033	0.0054
	2	5-10	0.66	0.03	0.32	0.34	0.04	1.282	0.223					
	3	10-15	1.72	0.07	0.93	0.79	0.08	1.151	0.200					
	4	15-20	3.29	0.14	1.90	1.38	0.15	1.054	0.183					
	5	20-35	11.88	0.50	7.15	4.73	0.50	0.997	0.173					
	6	35-90	6.09	0.26	3.84	2.25	0.24	0.925	0.161					
		23.83		14.32	9.52		5.752							

Tabla 5.5. (continuación.) Cálculo de FR y ponderación de criterios para la ZFG Sur.

Criterio	Clases	Área	Ratio Área	Área	Área de	Ratio Área	FR	(Pij)	Pij (mean)	Hj	Hj max	Ij	Wj
		glaciar 1990 (km ²)	Glaciar (a)	Glaciar 2021 (km ²)	retroceso glaciar	de retroceso glaciar (b)							
Dirección de flujo (°)	45	0.74	0.03	0.57	0.17	0.02	0.580	0.078	0.125	2.924	3.000	0.025	0.0032
	90	1.28	0.05	0.83	0.44	0.05	0.885	0.119					
	135	3.23	0.14	2.46	0.76	0.08	0.605	0.081					
	180	3.84	0.16	2.69	1.15	0.12	0.765	0.103					
	225	4.74	0.20	2.85	1.88	0.20	1.015	0.136					
	270	6.67	0.28	3.89	3.28	0.35	1.255	0.168					
	315	2.61	0.11	1.03	1.59	0.17	1.549	0.208					
	360	0.73	0.03	0.50	0.23	0.02	0.810	0.109					
		23.83		14.32	9.34		7.463						
Precipitación (mm)	690-800	4.44	0.19	2.31	2.13	0.22	1.203	0.236	0.200	2.047	2.322	0.118	0.0236
	800-900	12.37	0.52	9.24	3.13	0.33	0.634	0.125					
	900-1000	3.34	0.14	0.86	2.48	0.26	1.862	0.366					
	1000-1100	3.59	0.15	1.82	1.76	0.19	1.231	0.242					
	1100-1140	0.10	0	0.09	0.01	0	0.157	0.031					
		23.83		14.32	9.51		5.087						
Temperatura promedio (°C)	0 – 2.5	0.34	0.01	0.34	0	0	0.000	0.000	0.125	2.350	3.000	0.217	0.0271
	2.5 – 3	1.19	0.05	1.14	0.05	0.01	0.107	0.017					
	3 – 3.5	1.94	0.08	1.60	0.34	0.04	0.442	0.068					
	3.5 – 4	2.86	0.12	2.19	0.67	0.07	0.585	0.090					
	4 – 4.5	3.65	0.15	3.09	0.57	0.06	0.388	0.060					
	4.5 – 5	6.57	0.28	4.25	2.32	0.24	0.883	0.136					
	5 – 5.5	5.16	0.22	1.56	3.59	0.38	1.742	0.269					
	5.5 – 6	2.13	0.09	0.14	1.99	0.21	2.337	0.360					
		23.83		14.32	9.53		6.485						

Tabla 5.6. Cálculo de *FR* y ponderación de criterios para la ZFG Norte.

Criterio	Clases	Área glaciar 1990 (km ²)	Ratio Área Glaciar (a)	Área Glaciar 2021 (km ²)	Área de retroceso glaciar	Ratio Área de retroceso glaciar (b)	FR	(Pij)	Pij (mean)	Hj	Hj max	Ij	Wj	
Elevación (msnm)	1	4600-4700	0.02	0.00	0.02	0.00	2.502	0.202	0.091	2.602	3.459	0.248	0.0225	
	2	4800-4800	0.39	0.01	0.02	0.36	2.526	0.204						
	3	4800-4900	2.44	0.05	0.13	2.31	2.547	0.205						
	4	4900-5000	7.43	0.14	1.26	6.16	2.232	0.180						
	5	5000-5100	12.22	0.23	5.20	7.01	1.544	0.124						
	6	5100-5200	11.35	0.21	8.22	3.13	0.741	0.060						
	7	5200-5300	8.37	0.16	7.42	0.96	0.307	0.025						
	8	5300-5400	5.45	0.10	5.43	0.01	0.007	0.001						
	9	5400-5500	3.64	0.07	3.74	0.00	0.000	0.000						
	10	5500-5600	1.90	0.04	2.00	0.00	0.000	0.000						
	11	5600-5700	0.50	0.01	0.52	0.00	0.000	0.000						
		53.69		33.94	19.97	12.405								
Orientación	1	Nore	10.74	0.20	6.25	4.48	0.23	1.135	0.130	0.125	2.868	3.000	0.044	0.0055
	2	Noreste	1.25	0.02	0.27	0.98	0.05	2.128	0.243					
	3	Este	7.36	0.14	4.38	2.98	0.15	1.100	0.126					
	4	Sureste	10.98	0.21	6.78	4.20	0.21	1.040	0.119					
	5	Sur	12.76	0.24	9.22	3.54	0.18	0.755	0.086					
	6	Suroeste	5.43	0.10	3.79	1.64	0.08	0.822	0.094					
	7	Oeste	1.96	0.04	1.66	0.29	0.02	0.405	0.046					
	8	Noroeste	3.20	0.06	1.58	1.62	0.08	1.377	0.157					
		53.69		33.94	19.75	8.764								
Aspecto (°)	1	360-45	3.77	0.07	2.06	1.70	0.09	1.229	0.208	0.167	2.477	2.585	0.042	0.0070
	2	45-135	8.26	0.15	5.15	3.11	0.16	1.023	0.174					
	3	135-180	5.15	0.10	3.69	1.45	0.07	0.767	0.130					
	4	180-225	7.93	0.15	6.98	0.95	0.05	0.327	0.055					
	5	225-315	23.96	0.45	13.81	10.16	0.51	1.152	0.195					
	6	315-360	4.61	0.09	2.24	2.37	0.12	1.398	0.237					
		53.69		33.94	19.75	5.897								
Pendiente (°)	1	0-5	1.60	0.03	0.99	0.61	0.03	1.044	0.180	0.167	2.543	2.585	0.016	0.0027
	2	5-10	4.55	0.09	2.95	1.60	0.08	0.958	0.165					
	3	10-15	7.15	0.13	4.32	2.84	0.14	1.078	0.186					
	4	15-20	8.90	0.17	5.17	3.73	0.19	1.139	0.196					
	5	20-35	24.12	0.45	14.50	9.62	0.49	1.084	0.187					
	6	35-90	7.37	0.14	6.02	1.35	0.07	0.498						
		53.69		33.94	19.75	5.800								

Tabla 5.6. (continuación.) Cálculo de *FR* y ponderación de criterios para la ZFG Norte.

Criterio	Clases	Área glaciar 1990 (km ²)	Ratio Área Glaciar (a)	Área Glaciar 2021 (km ²)	Área de retroceso glaciar	Ratio Área de retroceso glaciar (b)	FR	(Pij)	Pij (mean)	Hj	Hj max	Ij	Wj	
Dirección de flujo (°)	1	45	3.28	0.06	1.96	1.32	0.07	1.094	0.134	0.125	2.934	3.000	0.022	0.0027
	2	90	4.49	0.08	2.78	1.71	0.09	1.034	0.127					
	3	135	4.73	0.09	3.16	1.57	0.08	0.904	0.111					
	4	180	6.77	0.13	5.31	1.46	0.07	0.586	0.072					
	5	225	10.21	0.19	8.09	2.13	0.11	0.566	0.069					
	6	270	13.35	0.25	7.30	6.05	0.31	1.232	0.151					
	7	315	6.88	0.13	3.32	3.56	0.18	1.405	0.172					
	8	360	3.97	0.07	2.01	1.95	0.10	1.339	0.164					
		53.69		33.94	19.74		8.160							
Precipitación (mm)	1	200-500	0.60	0.01	0.62	0.00	0.00	0.000	0.000	0.143	2.390	2.807	0.149	0.0212
	2	500-600	1.36	0.03	0.59	0.77	0.04	1.545	0.196					
	3	600-700	16.13	0.30	9.40	6.73	0.34	1.133	0.144					
	4	700-800	21.36	0.40	14.86	6.49	0.33	0.826	0.105					
	5	800-900	12.44	0.23	7.03	5.41	0.27	1.181	0.150					
	6	900-1000	1.76	0.03	1.44	0.31	0.02	0.481	0.061					
	7	1000-1100	0.05	0.00	0.00	0.05	0.00	2.716	0.345					
		53.69		33.94	19.77		7.882							
Temperatura promedio (°C)	1	1.5 – 2	0.12	0.00	0.12	0.00	0.00	0.002	0.000	0.111	2.447	31.699	0.228	0.0253
	2	2 – 2.5	1.97	0.04	1.96	0.00	0.00	0.004	0.000					
	3	2.5 – 3	5.87	0.11	5.10	0.77	0.04	0.358	0.042					
	4	3 – 3.5	12.01	0.22	9.71	2.30	0.12	0.520	0.061					
	5	3.5 – 4	13.01	0.24	9.66	3.35	0.17	0.700	0.083					
	6	4 – 4.5	12.20	0.23	5.98	6.23	0.32	1.387	0.164					
	7	4.5 – 5	6.30	0.12	0.65	5.65	0.29	2.437	0.288					
	8	5 – 5.5	1.38	0.03	0.08	1.30	0.07	2.568	0.304					
	9	> 5.5	0.82	0.02	0.68	0.15	0.01	0.484	0.057					
		53.69		33.94	19.75		8.458							

Tabla 5.7. Ponderación temperatura superficial para la ZFG Sur.

Criterio	Clases	Área glaciar 1990 (km ²)	Ratio Área Glaciar (a)	Área Glaciar 2021 (km ²)	Área de retroceso glaciar (km ²)	Ratio Área de retroceso glaciar (b)	FR	(Pij)	Pij (mean)	Hj	Hj max	Ij	Wj	
1		> -14	0.00	0.02	0.00	0.00	0.000	0.000	0.125	2.346	3.000	0.218	0.0272	
2		-14 -- -12	0.02	0.45	0.00	0.00	0.015	0.003						
3	Temperatura superficial (°C)	-12 -- -10	0.05	1.20	0.08	0.01	0.151	0.028						
4		-10 -- -8	0.18	3.46	0.82	0.09	0.478	0.089						
5		-8 -- -6	0.17	2.87	1.24	0.13	0.756	0.141						
6		-6 -- -4	0.20	2.94	1.83	0.19	0.960	0.179						
7		-4 -- -2	0.12	1.39	1.56	0.16	1.322	0.247						
8		> -2	0.25	1.98	3.99	0.42	1.674	0.313						
			23.83		14.32	9.51		5.356						

Tabla 5.8. Ponderación temperatura superficial para la ZFG Norte.

Criterio	Clases	Área glaciar 1990 (km ²)	Ratio Área Glaciar (a)	Área Glaciar 2021 (km ²)	Área de retroceso glaciar (km ²)	Ratio Área de retroceso glaciar (b)	FR	(Pij)	Pij (mean)	Hj	Hj max	Ij	Wj
1		-16 -- -12	0.00	0.86	0.00	0.00	0.000	0.000	0.167	1.924	2.585	0.256	0.0426
2	Temperatura superficial (°C)	-12 -- -8	0.20	12.54	0.00	0.00	0.000	0.000					
3		-8 -- -4	0.43	15.07	7.98	0.36	0.845	0.128					
4		-4 -- 0	0.22	4.20	7.79	0.35	1.586	0.241					
5		0 -- 4	0.10	1.05	4.51	0.21	1.979	0.301					
6		> 4	0.04	0.21	1.72	0.08	2.175	0.330					
			53.69		33.94	21.99		6.584					

Adicionalmente, las tablas 5.7 y 5.8 muestran la ponderación de la temperatura superficial calculada a partir de la imagen satelital del año 1990, criterio que como se explicó en la sección anterior fue agregado para elaborar una segunda versión de los mapas de vulnerabilidad. Se observa que igual que con la temperatura promedio anual, para ambas ZFG, representa un criterio de gran peso con la diferencia que en la ZFG Norte abarca una mayor fracción.

5.3. Mapas de vulnerabilidad

Se presenta las primeras versiones de los mapas de vulnerabilidad en las figuras 5.7a. Las segundas versiones del mapa de vulnerabilidad (aquellas que incluyen temperatura superficial a partir de satélite y no incluyen mapa de dirección de flujo) se presentan en la figura 5.7b. Se normalizaron los valores de vulnerabilidad para ambas versiones.

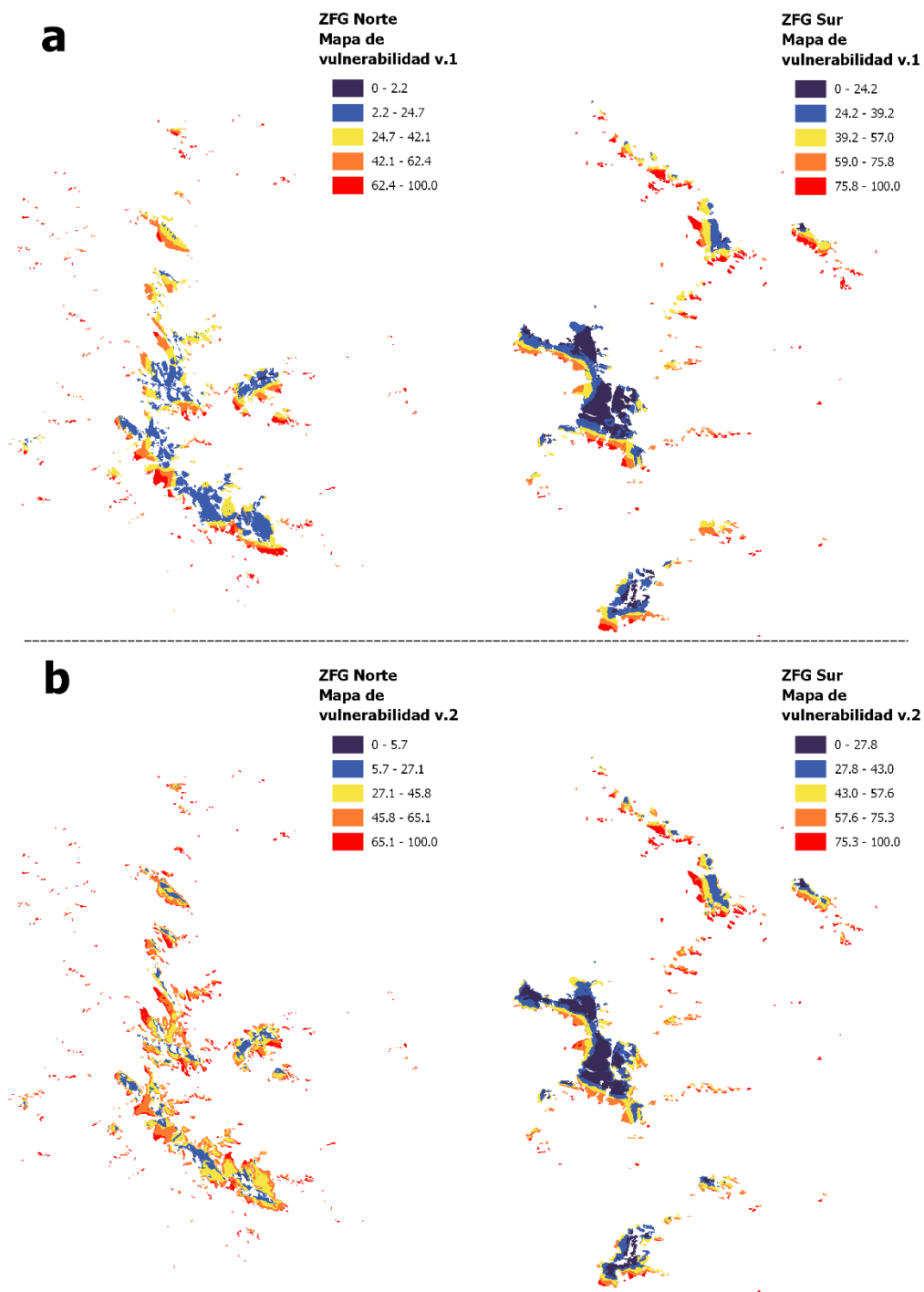


Figura 5.7. Mapas de vulnerabilidad con valores normalizados. a) Versión 1, elaboración incluye elevación, orientación, aspecto, pendiente, dirección de flujo, precipitación, temperatura promedio; b) Versión 2, elaboración incluye elevación, orientación, aspecto, pendiente, temperatura superficial.

5.4. Validación de mapas de vulnerabilidad

Los resultados correspondientes a las áreas de superposición entre el derretimiento simulado a partir de los mapas de vulnerabilidad y el derretimiento obtenido según el análisis de imágenes satelitales se encuentran en las tablas 5.9 y 5.10 para la primera y segunda versión del mapa de vulnerabilidad correspondientemente. Hay que considerar que el área de cobertura glaciaria total para el año inicial (Ago-1990) es de 23.83 km² para la Zona Sur y 53.69 km² para la Zona Norte.

Tabla 5.9. Validación de la versión 1 del mapa de vulnerabilidad.

Mapa de Vulnerabilidad 1era versión						
Período	ZFG Sur			ZFG Norte		
	Área derretida (km²)	Solapamiento		Área derretida (km²)	Solapamiento	
		Área (km²)	%		Área (km²)	%
90-99	4.2	2.4	58.3	10.2	5.7	55.2
90-03	5.0	2.4	48.3	14.9	8.8	59.3
90-05	10.7	7.3	68.1	23.2	14.6	63.0
90-11	6.3	4.3	68.7	12.4	7.6	61.4
90-13	10.1	7.1	70.8	25.7	14.7	67.3
90-21	10.2	7.5	73.6	24.4	17.3	71.0

Tabla 5.10. Validación de la versión 2 del mapa de vulnerabilidad.

Mapa de Vulnerabilidad 2da versión						
Período	ZFG Sur			ZFG Norte		
	Área derretida (km²)	Solapamiento		Área derretida (km²)	Solapamiento	
		Área (km²)	%		Área (km²)	%
90-99	4.2	2.5	58.8	10.2	6.3	61.3
90-03	5.0	2.8	56.3	14.9	10.2	68.4
90-05	10.7	7.8	72.2	23.2	17.0	73.3
90-11	6.3	4.5	71.8	12.4	7.7	62.4
90-13	10.1	7.6	75.6	25.7	16.5	75.6
90-21	10.2	8.0	78.3	24.4	18.7	76.8

De la validación de los mapas de vulnerabilidad, se identifica que a medida que incrementa el intervalo del periodo también aumenta el porcentaje de solapamiento de los

mapas de vulnerabilidad con el retroceso glaciar real que se experimentó entre esos años. Además, se observa que la segunda versión de los mapas de vulnerabilidad alcanza mayores porcentajes de solapamiento, por ende, es válido afirmar que el reemplazo de la temperatura promedio anual por la temperatura superficial incrementa la precisión del modelo. En general los mapas de vulnerabilidad alcanzaron una precisión entre el 60% –70%.

5.5. Escenarios futuros

A continuación, se presentan los resultados correspondientes a las áreas de cobertura glaciar estimadas para los años 2021 hasta 2055, año en el cual se estima que desaparecerá la totalidad de la cobertura glaciar en la Cordillera (ver tabla 5.11).

Tabla 5.11. Estimación del área de cobertura glaciar futura en la Cordillera Central. ZFG Norte y ZFG Sur.

Año	Cobertura glaciar de la		
	Cordillera Central (km ²)	ZFG Norte (km ²)	ZFG Sur (km ²)
2021	48.26	33.94	14.32
2025	42.71	30.05	12.66
2030	35.75	25.18	10.57
2035	28.81	20.32	8.49
2040	21.85	15.45	6.40
2045	14.91	10.59	4.32
2050	7.95	5.72	2.23
2055	1.01	0.86	0.15

Asimismo, a partir de la pérdida de superficie glaciar estimada y los mapas de vulnerabilidad generados es posible generar un mapa de predicción de derretimiento para los periodos 2021-2025, 2025-2030, 2030-2035, 2035-2040, 2040-2045, 2045-2050 y 2050-2055. (Ver Figura 5.8 y Figura 5.9). En los anexos se pueden ver ambos mapas a mayor detalle.

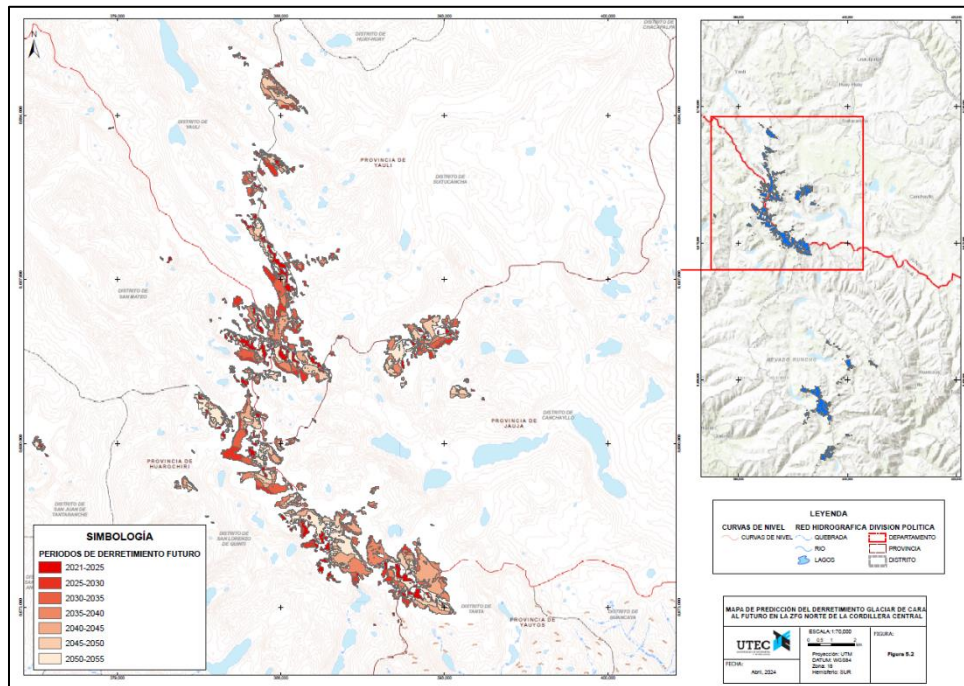


Figura 5.8. Mapa de predicción de derretimiento glaciar futuro. ZFG Norte en la Cordillera Central.

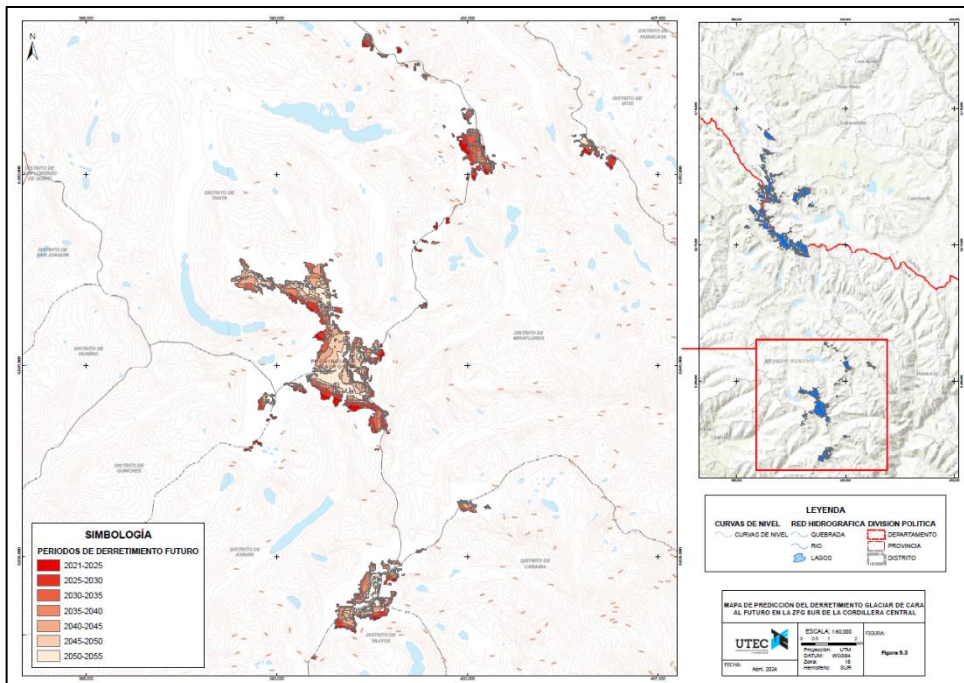


Figura 5.9. Mapa de predicción de derretimiento glaciar futuro. ZFG Sur en la Cordillera Central.

De las figuras 5.8 y 5.9, se puede identificar las regiones que desaparecerán primero, en la ZFG Sur se observó que la región de mayor altitud del cuerpo glaciar principal sería la última en desaparecer. Por el contrario, en la ZFG Norte, se observó que para el último

periodo estimado de retroceso del glaciar (2050-2055), quedarán restos dispersos de los diferentes cuerpos glaciares principales, sin concentrarse en una región concreta. Además, se observa que el margen oriental de ambas ZFG está disminuyendo su cobertura glaciar a un ritmo más rápido que el margen occidental.

CAPÍTULO VI

DISCUSIÓN

6.1. Mapas de vulnerabilidad y mapas de predicción espacial de derretimiento glaciar

Se elaboraron 4 mapas de vulnerabilidad glaciar, 2 versiones para la ZFG Sur y 2 versiones para la ZFG Norte, a partir de 1) imágenes satelitales, 2) la elección de 8 criterios topográficos y meteorológicos y 3) el uso de modelos estadísticos como el Índice de Frecuencias (FR) y el método de entropía de Shannon. Ambas versiones de los mapas coinciden en la tendencia al aumento de la validez con respecto a períodos de tiempo cada vez más amplios (ver tabla 5.9 y 5.10). Estos resultados responden principalmente a la metodología utilizada para el cálculo del mapa de vulnerabilidad y a la definición que se le dio en este estudio al índice de frecuencias - FR (ver sección de mapa de vulnerabilidad en el Capítulo IV Marco metodológico). Habiendo utilizado el año 2021 como referencia para estimar los ratios de retroceso glaciar de las tablas 5.5, 5.6, 5.7 y 5.8, es lógico que el mayor porcentaje de validación ocurra para el período 1999-2021. El método de cálculo también puede explicar, en parte, los valores relativamente bajos de validez para los dos primeros períodos (1990-1999 y 1990-2003), ya que el derretimiento para estos períodos fue distinto al 2021 tanto en cantidad como en términos espaciales (ver aparición de áreas nuevas para la ZFG Sur en la tabla 6.1).

Los resultados de la validación también muestran que las segundas versiones de los mapas de vulnerabilidad son más precisas que las primeras. De hecho, en la segunda versión se nota un aumento en el porcentaje de superposición para todos los períodos en ambas zonas de focalización glaciar. Los máximos valores alcanzados de superposición en este estudio corresponden a 78.3% y 76.8% para la ZFG Sur y la ZFG Norte respectivamente. La diferencia entre las dos versiones recae principalmente en que la primera versión sobreestima las áreas de derretimiento en zonas sueltas (como en la parte norte de la ZFG Sur) y en zonas de elevaciones intermedias (5000-5300 msnm). Además, hay zonas que la primera versión simplemente no considera como de gran vulnerabilidad mientras que en la segunda versión sí lo hace. Por ejemplo, en la figura 6.1 se muestra el área derretida real para el período 1999-

2021 y las áreas de derretimiento simuladas con cada versión de los mapas de vulnerabilidad. Se aprecian algunas diferencias claras como que la primera versión no toma en cuenta la zona norte ni la zona este del nevado Cullec (enmarcadas en la elipse roja) como áreas derretidas para el período.

Estas diferencias, y en general los resultados alcanzados de la validación, responden principalmente a las características de los mapas paramétricos. La elección de los criterios morfométricos de relieve (elevación, aspecto, pendiente, dirección de flujo y orientación) surge a partir de la premisa de que estos criterios reflejan las condiciones climáticas e hidrológicas, así como la composición real del paisaje de la zona de estudio. Esta elección también se apoya en referencias encontradas en la literatura descrita en el Capítulo I Revisión Literaria en la sección de modelo *FR* y entropía de Shannon, y las precisiones mencionadas en el Capítulo II Marco Teórico. Según la validación del mapa de vulnerabilidad (ver tablas 5.9 y 5.10), se demostró que la decisión de incluir o suprimir ciertos mapas paramétricos en el cálculo del mapa de vulnerabilidad final influye directamente en la precisión de este. De hecho, en la versión 2 del mapa de vulnerabilidad se suprime el mapa paramétrico de dirección de flujo y se reemplaza el mapa de temperatura promedio anual del SENAMHI por un mapa de temperatura superficial elaborado a partir de la banda infrarroja de la imagen satelital del año 1990. La validez en este caso aumenta tanto para la ZFG Sur como para la ZFG Norte.

Tabla 6.1. Áreas derretidas y nuevas con respecto al año 1990 para la ZFG Sur.

Período	ZFG Sur			
	Área último año del período (km ²)	Área derretida (km ²)	Área nueva (km ²)	Área derretida promedio (km ²)
90-99	24.55	4.16	4.88	-0.71
90-03	23.37	4.97	4.51	0.47
90-05	13.41	10.74	0.31	10.42
90-11	23.57	6.30	6.04	0.26
90-13	14.17	10.07	0.40	9.66
90-21	14.32	10.24	0.73	9.51

Uno de los objetivos de los mapas de dirección de flujo es el de sugerir zonas por donde pueda fluir la escorrentía superficial y determinar la contribución espacial a zonas de acumulación hídrica. Podría pensarse que, en el marco del derretimiento glaciar, un mapa de

este tipo podría guardar estrecha relación en cuanto la ubicación de nuevas lagunas, nuevos canales o zonas de infiltración debido a la fusión del hielo y la nieve. Sin embargo, el peso que se le asigna según el modelo estadístico usado es el más bajo de todos (0.0032 para la ZFG Sur y 0.0027 para la ZFG Norte). Al ser las clases fijas por la naturaleza del criterio, es decir que el criterio se divide en 8 clases (según el ángulo por el cual discurre el agua), la entropía de Shannon máxima $H_{j\ max}$ también es un valor fijo, esto hace que la ponderación final responda mayormente a los valores p_{ij} . Al ver los valores p_{ij} del criterio dirección de flujo en la tabla 5.1, la distribución de las probabilidades es bastante uniforme y no hay mucha variación entre ellas. Esto es respaldado por el valor de la entropía de Shannon H_j , la cual se sabe que es alta porque está cerca del valor de $H_{j\ max}$, y sugiere que las clases en este caso tienen poca relación causal con el derretimiento glaciar, al menos en términos de cambio de cobertura superficial. Es decir, el derretimiento entre el año 1999 y 2021 no es característico de ninguna de las clases del mapa de dirección de flujo o, en otras palabras, las clases establecidas no proveen de ninguna información relevante acerca del derretimiento glaciar para el área de estudio.

Existen tres principales problemas en cuanto al mapa de temperatura promedio anual. En primer lugar, el mapa no representa la temperatura real del glaciar. En segundo lugar, el mapa es resultado del cálculo del promedio aritmético entre el mapa de temperatura máxima anual 1981-2010 y el mapa de temperatura mínima anual 1981-2010 de SENAMHI [102], [103]. Este cálculo no representa un promedio exacto debido a que está basado en mapas que originalmente contienen un porcentaje de error por tratarse de un modelamiento numérico realizado a partir de interpolación de datos de estaciones meteorológicas, complementado con modelos de elevación digital y el producto de observación terrestre Aqua MYD11A2 del Sensor MODIS. Por último, en tercer lugar, está el proceso de remuestreo. El mapa ráster original tiene una resolución de 100 m, por lo cual, para poder realizar los cálculos correspondientes en este estudio, se tuvo que remuestrear, mediante el método del vecino más cercano [117], a 30 m de tamaño de píxel. Entonces los nuevos valores de píxel contienen un nivel de error propio de este método de interpolación. Este sesgo, sumado al error original del mapa según la metodología que utilizó SENAMHI y al cálculo del promedio aritmético,

significa trabajar con valores inexactos de temperatura en la zona de estudio, por lo que es lógico que el mapa de vulnerabilidad pierda precisión. Algo parecido sucede con el mapa de precipitación. Cabe mencionar que la utilización de este mapa de temperatura responde a la falta de estaciones meteorológicas cercanas a la zona de estudio. Entonces, a pesar de que ambos mapas de temperatura tienen un peso similar (ver tabla 5.4), la diferencia entre 1) la distribución de las clases para cada criterio y 2) la distribución espacial de los valores específicos de temperatura para cada zona, son fundamentales para que la segunda versión encuentre mayor validez.

Ahora, la decisión de remover del cálculo final los mapas de dirección de flujo y temperatura promedio anual, así como la elección del número y distribución de clases para cada criterio, responden a un proceso de iteración con el propósito de obtener una validez cada vez mayor. Es esta iteración una consecuencia de que el método utilizado en este estudio carezca de un camino único y definitivo.

Sobre la validación, una desventaja de la metodología utilizada es el componente subjetivo al momento de elegir criterios y clases. Subjetivo porque es necesario ir iterando con diferentes combinaciones para encontrar el mapa con mayor validez. Esto significa que para cada iteración se requiere elaborar nuevos mapas paramétricos (tanto para el primer año de estudio como para el último), reclasificar los píxeles según las clases a probar, calcular las áreas parciales, proceder con el cálculo del *FR* y con el índice de entropía de Shannon, armar un nuevo mapa de vulnerabilidad, y proceder con los procesos de validación con los diferentes períodos que consiste en eliminar las áreas no derretidas para cada período del mapa de vulnerabilidad para comparar las áreas derretidas simuladas con las reales. Con relación a este punto, en este estudio se elaboraron 11 mapas de vulnerabilidad para la ZFG Sur y 5 para la ZFG Norte, en los resultados solo se presentan aquellos que obtuvieron los mayores porcentajes de validez. Esta gran inversión de tiempo se acentúa al no tener una referencia de la metodología aplicada para glaciares tropicales. Por eso se espera que este estudio haga las veces de referencia para futuras evaluaciones en glaciares tropicales del Perú. Por otra parte, si bien los resultados de la validación se acercan a los deseados, existe una brecha importante cuando se hace la comparación con los resultados obtenidos por

Yalcin [42]. En dicho estudio se valida un mapa de vulnerabilidad con 4 períodos 1987-1989, 1987-1998, 1987-2013 y 1987-2015, alcanzando porcentajes de superposición entre las áreas derretidas reales y simuladas de 77.8%, 69.8%, 87.5% y 92.1%, respectivamente. Hay dos diferencias claras entre los dos estudios, la primera es el tamaño del glaciar estudiado, y la segunda el tipo de glaciares en cuestión. La hipótesis es que realizar un mapa de vulnerabilidad con la metodología del índice de frecuencias y el índice de entropía de Shannon funciona mejor para áreas glaciares más pequeñas y menos susceptibles a cambios en el clima.

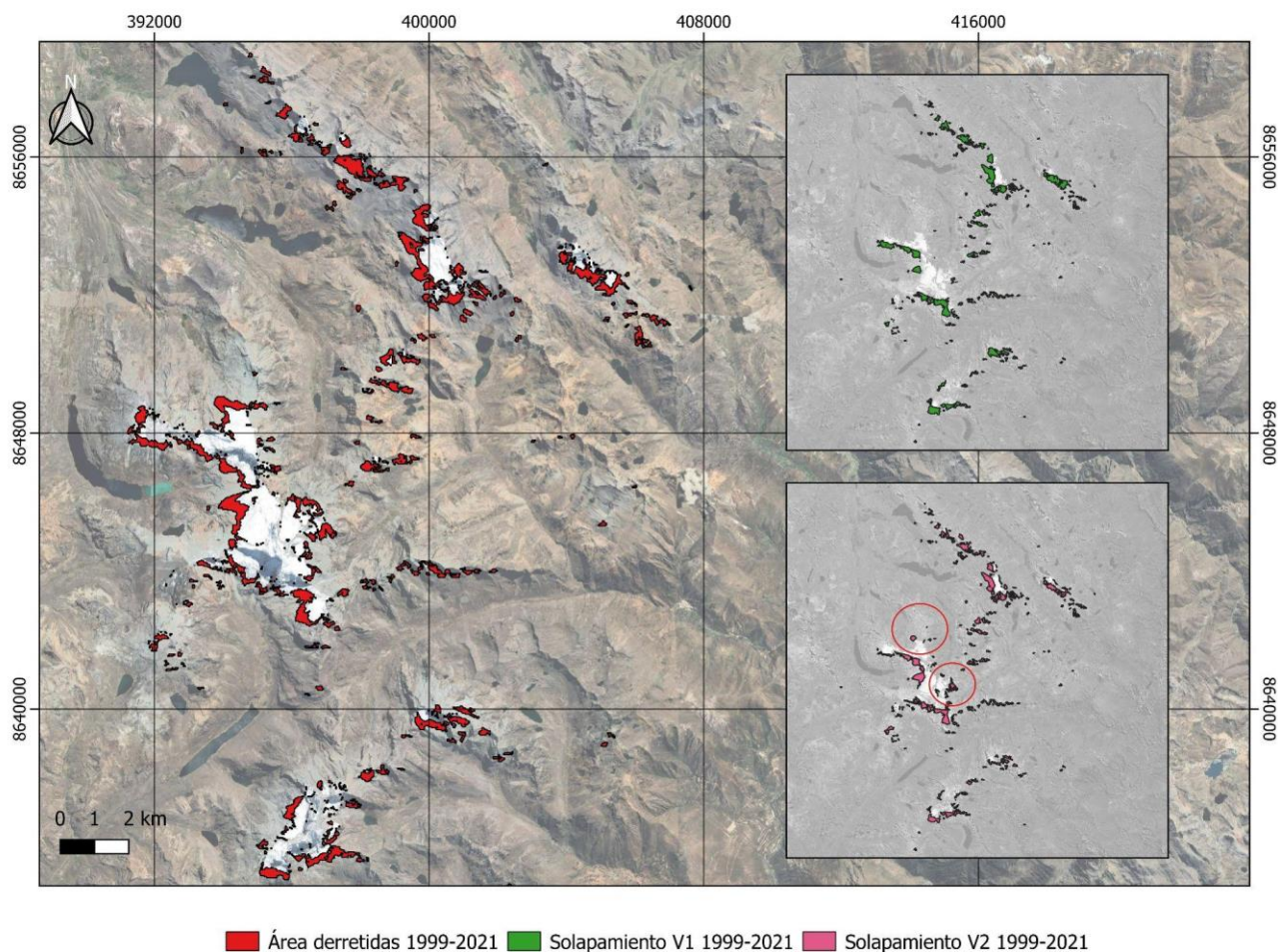


Figura 6.1. Comparación de áreas derretidas reales y simuladas en la ZFG Sur.

En lo que respecta al retroceso glaciar futuro, los mapas de predicción generados (ver figuras 5.8 y 5.9) muestran un estimado de cómo se daría el proceso de retroceso glaciar en la Cordillera Central, en términos espaciales, en el periodo desde el 2021 hasta el año 2055, año en el cual se estima que desaparecería toda la cobertura glaciar de la Cordillera Central. La evaluación se llevó a cabo mediante el análisis de 7 periodos situados dentro del periodo de vida restante de los glaciares de la ZFG Norte y Sur. En el caso del primer periodo (2021-2025) se identifica que las áreas derretidas corresponden mayoritariamente a zonas situadas en la periferia de los principales cuerpos glaciares y áreas de poca superficie que se sitúan alejadas de las grandes agrupaciones de cobertura glaciar. De igual manera, se observa que el área derretida durante el periodo 2050-2055, que corresponde al periodo en el que se extingue la cobertura glaciar, se sitúa casi en su totalidad sobre zonas a elevadas alturas y con bajas temperaturas. En el caso de la ZFG Norte, un 93.4% del área derretida entre 2050 y 2055 se encuentra entre los 5200 y 5700 m.s.n.m y en el caso de la ZFG Sur un 90.9% del área derretida del mismo periodo se encuentra entre los 5300 y 5850 m.s.n.m. (ver Figura 6.2 y Figura 6.3). Según Francou [118], la radiación de onda corta es por mucho la principal fuente de energía para el derretimiento glaciar en los trópicos. No obstante, como comenta Sicart et al. [119] la radiación de onda larga tiene el potencial de contribuir de forma similar o inclusive en mayores cantidades de energía durante periodos de nubosidad debido al incremento en la emisividad atmosférica. Esta radiación depende de la temperatura y humedad de la atmósfera, así como la cobertura de nubes. A grandes alturas, como a las que se encuentra el área derretida durante el periodo 2050-2055, lo que sucede es que nos encontramos por encima de la cobertura nubosa por lo que las zonas glaciares no reciben un aporte radiante por parte de las nubes. En contraste, en las zonas bajas del glaciar, la fusión se mantiene inclusive durante la época de precipitaciones por la emisión infrarroja de las nubes en todas las direcciones como la del suelo [13].

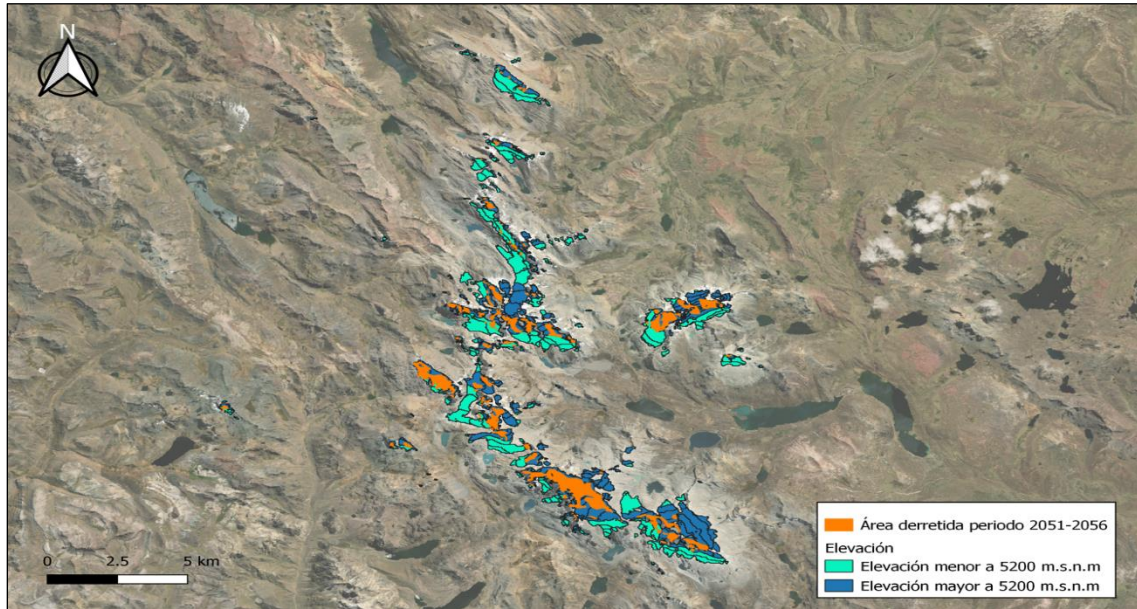


Figura 6.2. Elevación a la que se encuentra el área derretida del periodo 2051-2056. ZFG Norte.

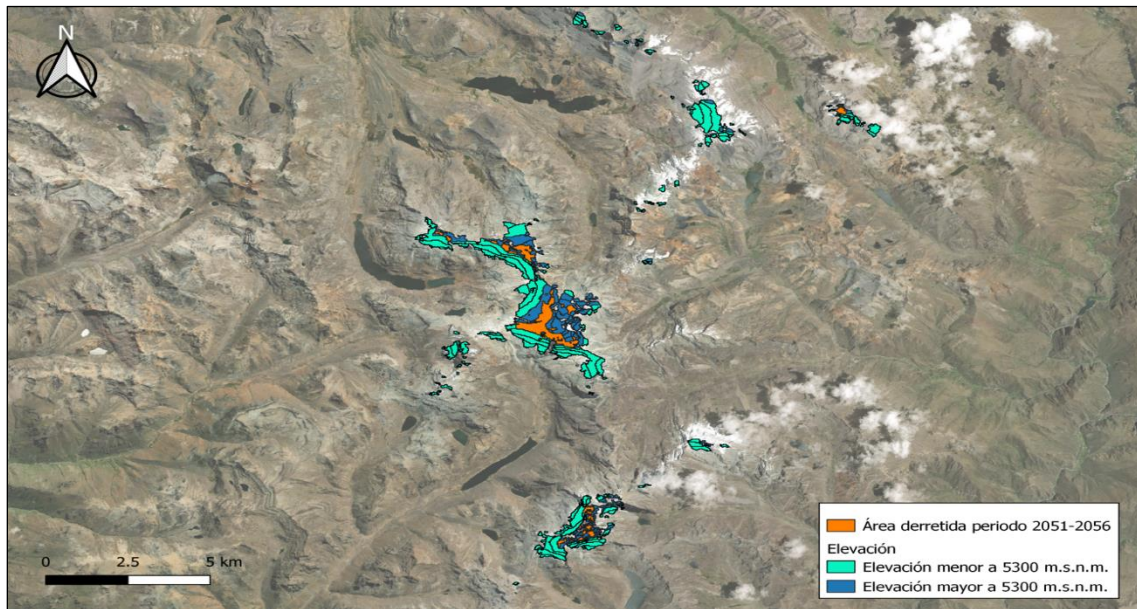


Figura 6.3. Elevación a la que se encuentra el área derretida del periodo 2051-2056. ZFG Sur.

6.2. Procesamiento de imágenes satelitales y estimación mediante índices

Los resultados del procesamiento de las imágenes satelitales y la identificación de cobertura glaciaria representan un resultado parcial en este estudio, ya que sirven como input

para elaborar los mapas paramétricos, elaborar los mapas de vulnerabilidad y realizar la validación respectiva. Estos resultados muestran un retroceso promedio de $0.92 \text{ km}^2/\text{año}$ para el área total, es decir para la suma de las áreas de la ZFG Sur y las áreas de la ZFG Norte (ver figura 5.5). Este ratio de retroceso difiere del ratio propuesto por el INAIGEM de $1.39 \text{ km}^2/\text{año}$ por varias razones. En primer lugar, debido a la cantidad de imágenes analizadas y la periodicidad del estudio. En el inventario del INAIGEM [1] se toma como referencia el año 1962, como último año de estudio el 2016 y se evalúa un total de 4 imágenes. En cambio, aquí se analizan 7 imágenes satelitales para el período 1991 - 2021. En segundo lugar, en este estudio se tomaron ciertas consideraciones especiales para cuantificar la cobertura glaciar: i) la separación de la zona glaciar de la Cordillera Central en dos zonas (ZFG Sur y ZFG Norte), ii) no tomar como áreas cartografiadas aquellas que distan alrededor de 10 km de distancia de cada ZFG, iii) solo considerar área glaciar cartografiable aquella mayor de 0.005 km^2 (en esto sí existe coincidencia con INAIGEM), iv) aplicar filtros para la remoción de sombras y falsas zonas glaciares, y v) la variación en cuanto la elección de los umbrales para el índice NDSI. De todas formas, para la etapa de validación de los mapas de vulnerabilidad se utilizó el ratio de $1.39 \text{ km}^2/\text{año}$ en lugar del encontrado en el presente trabajo por tratarse de una referencia oficial con mayor respaldo científico.

Por otra parte, la variación de las coberturas glaciares, si bien tiende al retroceso, no es uniforme tanto para la ZFG Sur como para la ZFG Norte. En la figura 5.5 se evidencia un aumento leve de 1990 a 1999 seguido de un descenso pronunciado hasta el año 2005, donde alcanza el segundo valor más bajo de todo el período (50.19 km^2), luego en 2011 aparece el valor más alto del período con 83.71 km^2 a pesar de ser considerado un año “neutro” según el ICEN del IGP. Sin embargo, hay que tener en cuenta que, según el SOI de la NOAA, a este año se le considera como un año “La Niña moderado”, entonces probablemente aquí se explique este aumento tan considerable en la cobertura glaciar. Finalmente, en 2013 disminuye a 52.57 km^2 y en 2021 alcanza el punto más bajo del período con 48.26 km^2 . Un aspecto que no se describe con tanta frecuencia en estudios sobre cobertura glaciar es la aparición de áreas glaciares nuevas. En este estudio se empleó la cuantificación de “área derretida” para poder validar el mapa de vulnerabilidad, mas no el cambio de área total entre un año y otro por el hecho de que siempre aparecen áreas nuevas. Por ejemplo, para la ZFG

Sur aparecen hasta 6.04 km² de área glaciaria nueva en el período 1999-2011 (ver tabla 6.1). Esto, sumado a la variación no uniforme del área total glaciaria, comprueba el comportamiento especial de los glaciares tropicales con respecto a cambios leves en la temperatura y precipitación tal como se expuso en el Capítulo II Marco Teórico. Este factor constituye una de las razones por la cual los porcentajes de validación del mapa de vulnerabilidad no son tan altos como, por ejemplo, en Yalcin [42].

La secuencia para el procesamiento de las imágenes satelitales, por su parte, consistió en la búsqueda, descarga, selección final en base a criterios (cobertura de nubes, estación seca, condiciones de El Niño o La Niña) y preprocesamiento (conversión a radiancia, corrección atmosférica con DOS, reproyección a UTM 18S y corte al área de estudio). Cada paso representa un proceso complejo en el cual intervienen diferentes factores, por eso la toma de decisiones debe seguir un proceso de iteración en el cual los resultados de un paso retroalimentan al paso anterior y definen si es necesario volver o continuar. Por ejemplo, una imagen satelital puede cumplir con los requisitos de cobertura de nubes, estación y temporalidad, pero al momento de pasar a la fase de estimación de cobertura glaciaria, la imagen tiene un par de nubes que cubren justo la zona de focalización glaciaria. En este caso hay que volver a revisar imágenes de períodos parecidos y asegurarse de que cumplan con todos los requerimientos para pasar a la fase de procesamiento con índices.

Ahora, sobre los criterios utilizados para la selección de imágenes, estos responden a recomendaciones encontradas en literatura relevante sobre la temática de glaciares tropicales e identificación de coberturas con índices. La elección de una imagen satelital del año 1990 como imagen de referencia, por ejemplo, fue aplicada bajo el concepto de normal climatológica, en donde para caracterizar el clima de una zona el período de análisis debe ser de 30 años según la Organización Meteorológica Mundial [106]. En este caso, no se eligió el año 1991 por la presencia de un evento El Niño costero de intensidad fuerte según el IGP [109]. Por otro lado, considerar imágenes correspondientes a la estación seca del Perú responde básicamente a dos factores. El primero es que la mayoría de las imágenes correspondientes a la época húmeda del cuadrante *path 7 y row 68* muestran al área de estudio cubierta de nubes casi en su totalidad. Y la segunda es que, aquellas que no están cubiertas

de nubes, suelen demostrar áreas de nieve muy amplias debido a los niveles de precipitación. Para realizar un análisis de cobertura glaciar más preciso en un estudio donde el objetivo no sea discriminar nieve de hielo, es fundamental incluir solamente imágenes de cierta temporada del año en donde el manto nival se encuentre en su mínimo anual y donde ocurra la menor ablación, es decir en época seca [108]. Finalmente, al estudiar glaciares tropicales se hace imperativo contemplar el factor de eventos climáticos de escala regional como los eventos El Niño o La Niña costeros (anomalías en temperatura), debido principalmente a la sensibilidad que tienen estos glaciares a cambios pequeños en el clima. Medina & Mejía, por ejemplo, analizan la implicancia de estos eventos en la superficie glaciar de dos nevados en la cordillera Blanca utilizando métodos multifractales y concluyen en que la presencia de El Niño coincide con una pérdida mayor del glaciar mientras que la presencia de La Niña coincide con el mantenimiento o recuperación del glaciar [57]. Estos resultados coinciden con los de López-Moreno et al. en un estudio del cambio superficial en la cordillera Huaytapallana del Perú [32] y con Francou et al. en su estudio enfocado en glaciares altiplánicos de Bolivia y Perú [120]. Masiokas et al., a una escala más regional, concluye parcialmente en que las masas de aire más cálidas con una humedad específica potencialmente más alta pueden provocar un aumento temporal de las nevadas en lugares de gran altitud. Es decir, la presencia de anomalías en temperatura como los eventos El Niño o La Niña costeros coincide con una mayor acumulación de nieve en la cordillera Central en este caso de Chile y Argentina [121]. La elección de imágenes que no coincidan con años Niño o Niña, o que en todo caso coincidan con estos eventos cuando son de intensidad baja, tiene base en los estudios antes citados. Por supuesto que, para la elaboración de un mapa de vulnerabilidad basado en el cambio de superficie glaciar, el análisis de las coberturas debe darse en condiciones lo más neutrales posible.

Ya que cada imagen satelital tiene sus particularidades y difieren las unas de las otras, ya sea por características del sensor con las que fueron capturadas o por condiciones climático-atmosféricas, la determinación de los umbrales es un factor de incertidumbre que debe ser tratado con cuidado y en base a métodos estadísticos fiables. En este trabajo se aproximaron los umbrales para cada imagen con el método del punto más bajo que separa dos poblaciones de datos en el histograma de cada imagen, tal como recomienda Keshri [28]

y es aplicado en Herrera-Ossandón [29] y Gutiérrez [73]. Si bien en este estudio se invirtieron esfuerzos en discriminar entre coberturas de nieve, hielo, neviza y detritos, la metodología aplicada no termina siendo convincente en términos de exactitud. De hecho, la elección de umbrales para el NDSII-2 (discriminar nieve de hielo) termina siendo algo subjetiva ya que el método del valor más bajo o de rupturas naturales no es tan conveniente para este índice por la forma que tiene el histograma resultante. Hay que tener en cuenta que definir un umbral apropiado en cualquiera sea la distribución de frecuencias del índice en cuestión (NDSI, NDSII-2, NDGI, etc.) es crucial para no sobre o subestimar las coberturas. En tal sentido, el método basado en histogramas solo permite conocer un rango de umbrales adecuados para la discriminación. Con el fin de definir un umbral óptimo, se hace necesario un proceso de iteración con estos valores y una posterior corrección basada en el contraste con imágenes de falso color. Finalmente, para validar con mayor exactitud los umbrales en futuros estudios, sería propicio explorar otras metodologías como la Clasificación No Supervisada, Clasificación Supervisada, Clasificación por Árbol de Decisión, combinación de índices con algoritmos de clasificación automática, etc. Definir los umbrales a partir de técnicas que permitan manejar una exactitud mayor es interesante porque permite clasificar las clases de suelo en subclases con un respaldo matemático más sólido. Además, es necesario también complementar el uso de índices con muestreo en campo o zonificación directa de las coberturas en cuestión para poder validar los trabajos de gabinete.

Por otro lado, es necesario recordar que el objetivo principal de este estudio es analizar las áreas más susceptibles de las zonas glaciares en la cordillera Central para poder aproximar una predicción de derretimiento futuro en términos espaciales. Por esta razón no se profundizó en la evaluación de coberturas glaciares ni se realizó ningún tipo de validación estadística para las áreas obtenidas como la prueba de Mann-Kendall para estimar tendencias o las matrices de confusión entre las áreas NDSI y las imágenes originales para estimar precisión en el uso de índices. De todas formas, es siempre recomendable minimizar todo factor capaz de reducir la precisión del mapa de vulnerabilidad final. Por eso, invertir tiempo en estas pruebas de validación estadística, especialmente en los inputs del mapa de vulnerabilidad, es siempre buena práctica y se recomienda realizar en estudios similares futuros. Es por esta razón también que no se optó por estimar y utilizar un ratio de retroceso

glaciar propio debido a que un resultado más preciso requiere que se incluyan en la evaluación más datos, lo que a su vez implica un mayor procesamiento de imágenes satelitales de diferentes años y también que la técnica para calcular la cobertura glaciar en cada imagen satelital tenga altos niveles de exactitud.

6.3. Aplicación del método de entropía de Shannon y ratios de frecuencia FR

La amplia diferencia de ponderaciones entre los últimos 3 y los primeros 4 criterios de la tabla 5.4, indica la importancia de complementar el modelo *FR* con el modelo de entropía de Shannon. Hay que recordar que, como se expuso en el Capítulo II Marco Teórico, al utilizar únicamente el modelo de índice de frecuencias, se está suponiendo que todos los criterios condicionantes tienen el mismo peso a la hora de determinar el estado de vulnerabilidad de cada píxel. Por eso complementar el análisis estadístico con el índice de entropía es parte fundamental de este estudio.

Por otra parte, se distingue un patrón en los resultados de las tablas 5.5, 5.6, 5.7 y 5.8. Para el criterio de elevación, los mayores valores *FR* ocurren para los valores de elevaciones más bajos y los menores para las elevaciones más altas. Algo parecido con los criterios de temperatura superficial y temperatura promedio anual, los valores de temperatura más altos corresponden a mayores valores *FR* y disminuye conforme la temperatura baja. Esto tiene sentido por el carácter de la evaluación, al ser un estudio del derretimiento glaciar en un período determinado: las temperaturas más altas se encuentran a menores elevaciones, por eso el retroceso ocurre en mayor magnitud en estas zonas. Algo similar, aunque no tan marcado, se aprecia para el criterio de aspecto, donde los mayores valores de *FR* se agrupan en las zonas sur y los más pequeños en las zonas norte. Esto puede explicarse debido a la dirección en la que cae la precipitación y los patrones de erosión para la Cordillera Central.

Por el contrario, para los criterios de pendiente, dirección de flujo y orientación no se aprecia ningún patrón particular en el *FR*. Hay que recordar que las clasificaciones de clases para los criterios de orientación, aspecto y dirección de flujo son poco variables por su naturaleza (los tres se basan en zonas cardinales). Notar también que, aunque esta identificación de patrones coincide con la jerarquización de los criterios de la tabla 5.4, no

necesariamente deba replicarse en el resto de estudios similares debido a las características del método utilizado para el cálculo.

Por su parte, es interesante notar que el patrón *FR* del criterio de precipitación no se corresponde con el de temperaturas, cuando estos dos parámetros están a priori estrechamente relacionados. En futuras investigaciones que fueran a aplicar la metodología aquí utilizada, sería buena práctica mejorar la precisión de este mapa en base a estaciones meteorológicas o mejores métodos de interpolación, o en todo caso reemplazar este mapa por un mapa de índice de humedad topográfica (ITW, por sus siglas en inglés) que representa la tendencia del suelo en relación con la acumulación de agua [122].

6.4. Riesgos y Oportunidades frente al retroceso glaciar

Dentro de la justificación del desarrollo del presente trabajo se contempló la posibilidad de que los resultados obtenidos fueran un insumo para los tomadores de decisiones y entidades encargadas de la gestión de los ecosistemas de montaña y la adaptación frente al riesgo asociado al retroceso glaciar.

Este retroceso que experimentan los glaciares de la Cordillera Central genera graves cambios y peligros en las condiciones de vida de las poblaciones y ecosistemas. Entre estos cambios y consecuencias se encuentran la exposición de nuevas áreas de sedimentos glaciares no consolidados, la desestabilización de laderas en múltiples áreas y la formación de nuevas lagunas glaciares, cambios asociados al incremento de nivel de riesgo de ocurrencia de fenómenos como deslizamientos, avalanchas e inundaciones, la alteración de las condiciones físicas y químicas a las cuales las comunidades biológicas que habitan en el entorno de la zona glaciar se han adaptado y que desencadenan una inevitable pérdida de biodiversidad, y por último afectan los servicios ecosistémicos que brinda el derretimiento glaciar: provisión de agua para energía hidroeléctrica, consumo humano, irrigación para agricultura y el desarrollo de actividad turística en las zonas glaciares [42].

Sin embargo, cabe resaltar que el retroceso glaciar también tiene el potencial de generar nuevas oportunidades, sobre todo en lo que respecta al desarrollo de turismo y el abastecimiento de agua. Las nuevas lagunas por formarse podrían parcialmente reemplazar

el suministro de agua por derretimiento glaciar en situaciones críticas. No obstante, este uso limitado requeriría la inversión en infraestructura (túneles y presas). En cuanto al turismo, los lagos (en una menor medida) pueden compensar la pérdida de la diversidad paisajística y atracción turística generada por los glaciares en desaparición. [123].

La ejecución de medidas preventivas frente a los riesgos que trae consigo el retroceso glaciar y/o la implementación de estrategias para el fortalecimiento y aprovechamiento de las oportunidades que brinda, necesariamente requiere la identificación de las zonas que se verán más afectadas, es decir, las áreas que se encuentran en mayor cercanía con las zonas glaciares que se han identificado con un nivel de vulnerabilidad muy alto en el mapa de vulnerabilidad frente al retroceso glaciar generado en la sección anterior.

En el caso de la ZFG Norte es posible identificar la zona glaciar víctima de una elevada vulnerabilidad y a su vez, también aquellos centros poblados que se encuentran próximos a esta zona, siendo en este caso los centros poblados Paccha y Tormangua Paccha. Sobre el centro poblado Paccha se investigó que formó parte junto a otras 3 comunidades del proyecto de inversión pública “Mejoramiento del servicio de apoyo al uso sostenible de la vicuña (*Vicugna vicugna*) en cuatro comunidades campesinas del departamento de Junín” desarrollado por SERFOR. Este proyecto y otros similares que pudiesen desarrollarse no solo en este centro poblado sino también en cualquier otro aledaño a una zona vulnerable, necesariamente van a requerir tomar en cuenta el factor retroceso glaciar en su planificación puesto que no evaluar potenciales riesgos que pudiesen afectar la ejecución de las actividades previstas podría generar retrasos, afectar la calidad de los resultados previstos o simplemente inhabilitar el proyecto.

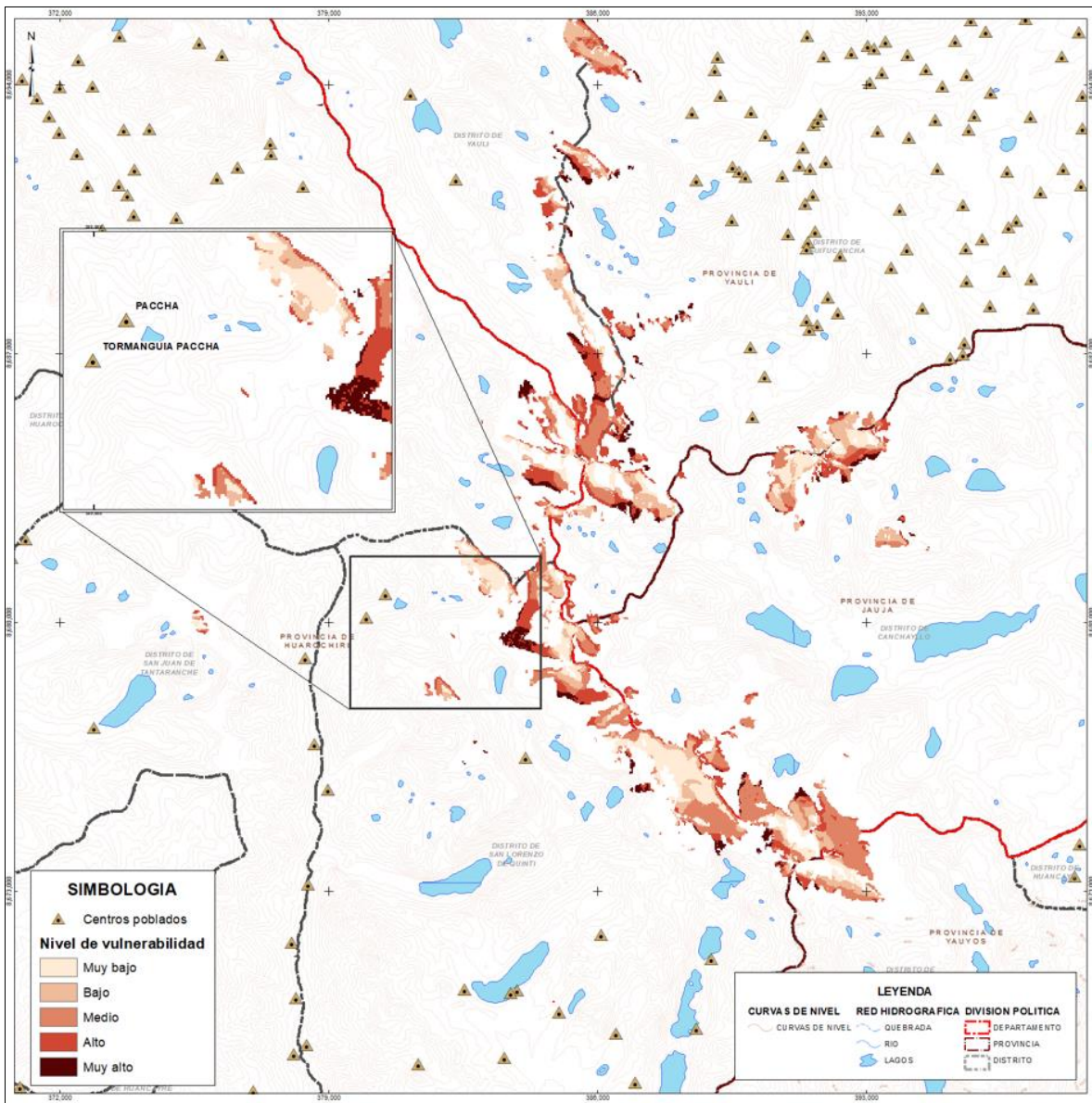


Figura 6.4. Centros poblados aledaños a la ZFG Norte.

CAPÍTULO VII

CONCLUSIONES / RECOMENDACIONES

Este estudio presenta un análisis en la Cordillera Central glaciaria de los Andes peruanos que integra técnicas de teledetección basadas en índices espectrales, concretamente el NDSI, junto con una evaluación estadística para estimar el retroceso futuro de los glaciares a partir de imágenes Landsat. El análisis estadístico desarrollado tuvo como objetivo la elaboración de mapas de vulnerabilidad y se basó en índices de derretimiento de glaciares (índice de frecuencia) y en la importancia numérica de ciertos factores, que a priori influyen en la dinámica de los glaciares (ponderación de criterios según el modelo de entropía de Shannon), con el fin de cuantificar la vulnerabilidad de los glaciares evaluados. Se elaboraron dos versiones del mapa de vulnerabilidad para cada ZFG en función de ocho criterios (aspecto, dirección del flujo, altitud, orientación, pendiente, precipitaciones, temperatura atmosférica y temperatura superficial), una utilizando todos los criterios menos la temperatura superficial y otra utilizando todos los criterios menos la temperatura atmosférica y la dirección del flujo, lo que dio lugar a un total de cuatro mapas de vulnerabilidad. Se estimó el peso de estos criterios en la ocurrencia del proceso de retroceso de los glaciares. Para ambas zonas evaluadas (Norte y Sur), se encontró que los factores que más influyen en la dinámica de los glaciares de la Cordillera Central son la temperatura superficial (0,0272 para la ZFG Sur y 0,0426 para la ZFG Norte), la temperatura atmosférica (0,0271 para la ZFG Sur y 0,0253 para la ZFG Norte), la elevación (0,0249 para la ZFG Sur y 0,0234 para la ZFG Norte) y la precipitación (0,0236 para la ZFG Sur y 0,0212 para la ZFG Norte). En función de los valores de vulnerabilidad, los píxeles de los mapas se clasificaron en 5 grupos (muy bajo, bajo, medio, alto, muy alto). En general, para todos los mapas generados, las zonas de glaciares sueltos y las regiones situadas a menor altitud se identifican como las más vulnerables.

También se constató que el segundo mapa de vulnerabilidad es más preciso que el primero, con un solapamiento promedio del 68,83% para la GFZ Sur y del 69,63% para la GFZ Norte en comparación con el primero (64,63% para la GFZ Sur y 62,86% para la GFZ

Norte). Las diferencias entre las dos versiones de los mapas de vulnerabilidad se explican por la elección de los mapas paramétricos (especialmente los de temperatura, dirección del flujo y precipitaciones), la elección del número y la distribución de las clases para los demás criterios, la metodología de cálculo de los mapas de vulnerabilidad, los valores *FR* y la ponderación final de cada criterio. Se concluye que es necesario iterar en la clasificación de los criterios para encontrar la máxima validez posible.

Una vez validado el mapa de vulnerabilidad, y en base a la tasa de retroceso glaciar anual (1,89 km²/año) en la Cordillera Central, se estimó la pérdida de cobertura glaciar para los años 2025, 2030, 2035, 2045, 2050 y 2055. Se observó que, durante el período evaluado, la superficie ocupada por glaciares disminuyó de 33,94 km² y 14,32 km² a 0,86 km² y 0,15 km², en las zonas Norte y Sur respectivamente. Además, teniendo en cuenta el ritmo de retroceso, se espera la desaparición total para el año 2056. Además, en cuanto a las regiones que desaparecerán primero, se observó en la ZFG Sur que la región de mayor altitud del cuerpo glaciar principal sería la última en desaparecer. Por el contrario, en la ZFG Norte, se observó que para el último período estimado de retroceso glaciar (2050-2055), quedarán remanentes dispersos de los diferentes cuerpos glaciares, sin concentrarse en una región específica. Además, se observa que el margen oriental de ambas ZFG está disminuyendo su cobertura glaciar a un ritmo más rápido que el margen occidental.

Se recomienda realizar una validación parcial de la metodología utilizada en el presente estudio como la de Panchal & Shrivastava [79]. Ellos examinan la validez de los ratios *FR* y los pesos de cada criterio calculando el área bajo la “curva operativa del receptor” (ROC, por sus siglas en inglés). De esta manera se tiene una idea de qué tan precisos son los valores *FR* y los pesos obtenidos o, en otras palabras, qué tan bien se eligieron los criterios y las clases de cada criterio.

Por otra parte, no es posible comparar los resultados aquí obtenidos con otros de referencia porque este tipo de metodología no se ha aplicado antes en el estudio de glaciares tropicales peruanos. Es por esta razón que el presente estudio constituye una novedad en cuanto a la evaluación de zonas glaciares susceptibles. Para futuras evaluaciones similares, se recomienda la elaboración de un mapa de vulnerabilidad intermedio para cada período y

posteriormente calcular un mapa de vulnerabilidad final como el promedio de todos los mapas intermedios. De esta forma, el mapa final no dependería únicamente de las condiciones del año final del estudio, si no que combina las características de cada período de derretimiento. Finalmente, el aumento de la validez con respecto a períodos de tiempo cada vez más amplios y con respecto a áreas derretidas cada vez más grandes, también sugiere que el mapa para áreas de derretimiento futuro (períodos mayores al 2021) supondría una precisión consistente o, al menos, mayor que la del 2021.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- [1]: Instituto Nacional de Investigación en Glaciares y Ecosistemas de Montaña [INAIGEM], "Inventario Nacional de Glaciares. Las Cordilleras Glaciares del Perú," Huaraz, Perú, 2018. [En línea]. Disponible: <https://repositorio.inaigem.gob.pe/items/69842963-64e0-4de9-9c24-f886a5c5a40d>.
- [2]: S. Herzog, R. Martinez, P. Jørgensen, y H. Tiessen, "Climate change and biodiversity in the tropical Andes," *Inter-American Inst. for Global Change Research*, May. 2011. [En línea]. Disponible: https://www.researchgate.net/publication/224886350_Climate_change_and_biodiversity_in_the_tropical_Andes
- [3]: G. Kaser y H. Osmaston, "The nature of tropical glaciers," en *Tropical Glaciers*, Cambridge: Cambridge University Press, 2002. [En línea]. Disponible: <https://onggem.files.wordpress.com/2011/02/kaser-osmaston-2002-tropical-glaciers1.pdf>
- [4]: S. Schauwecker et al., "The freezing level in the tropical Andes, Peru: An indicator for present and future glacier extents," *J. Geophys. Res. Atmos.*, vol. 122, pp. 5172-5189, Oct. 2017, doi: 10.1002/2016JD025943.
- [5]: Organización de las Naciones Unidas [ONU], "Agenda 21: Programa de Acción para el Desarrollo Sustentable, Conferencia de las Naciones Unidas sobre el medio Ambiente y Desarrollo," Rio de Janeiro, 3-14 Junio, 1992. [En línea]. Disponible: https://www.un.org/esa/sustdev/documents/agenda21/spanish/a21_summary_spanish.pdf
- [6]: Intergovernmental Panel on Climate Change [IPCC], "Climate Change 2021: The Physical Science Basis," 2021. [En línea]. Disponible: <https://www.ipcc.ch/report/sixth-assessment-report-working-group-i/>
- [7]: C. Vincent et al., "Glacier fluctuations in the Alps and in the tropical Andes," *Geoscience*, vol. 337, pp. 97-106, Feb. 2005. [En línea]. Disponible: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S1631071304002809>
- [8]: W. Buytaert et al., "Glacial melt content of water use in the tropical Andes," *Environmental Research Letters*, vol. 12, Nov. 2017. [En línea]. Disponible: [https://iopscience.iop.org/article/10.1088/1748-9326/aa926c#:~:text=The%20rate%20of%20melting%20of,\(Bradley%20et%20al%202009\).](https://iopscience.iop.org/article/10.1088/1748-9326/aa926c#:~:text=The%20rate%20of%20melting%20of,(Bradley%20et%20al%202009).)
- [9]: R. Bradley, F. Keimig, H. Diaz y D. Hardy, "Recent changes in freezing level heights in the tropics with implications for the deglaciation of high mountain regions," *Geophysical*

Research Letters, vol. 36, no. 17, Set. 2009. [En línea]. Disponible: https://www.researchgate.net/publication/228825377_Recent_changes_in_freezing_level_heights_in_the_Tropics_with_implications_for_the_deglacierization_of_high_mountain_regions

[10]: W. Buytaert y B. de Bievre, "Water for cities: The impact of climate change and demographic growth in the tropical Andes," *Water Resources Research*, vol. 48, no. 8, pp. 8503, Ago. 2012. [En línea]. Disponible: https://www.researchgate.net/publication/258724560_Water_for_Cities_The_Impact_of_Climate_Change_and_Demographic_Growth_in_the_Tropical_Andes

[11]: T. Seehaus, P. Malz, C. Sommer, S. Lippl, A. Cochachin y M. Braun, "Changes of the tropical glaciers throughout Peru between 2000 and 2016 – mass balance and area fluctuations," *The Cryosphere*, vol. 13, no. 10, pp. 2537–2556, Set. 2019. doi: 10.5194/tc-13-2537-2019.

[12]: S. Hastenrath, "Recession of tropical glaciers," *Science*, vol. 265, pp. 1790–1791, Set. 1994. doi: 10.1126/science.265.5180.1790

[13]: M. Vuille et al., "Rapid decline of snow and ice in the tropical Andes – Impacts, uncertainties and challenges ahead," *Earth-Sci. Rev.*, vol. 176, pp. 195–213, Ene. 2018. [En línea]. Disponible: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0012825216304512>

[14]: T. Rojas, D. Quincey, P. Rau, D. Horna y J. Abad, "Adapting to Receding Glaciers in the Tropical Andes," *Eos*, Oct. 2021. doi: 10.1029/2021EO210525.

[15]: Instituto Nacional de Investigación en Glaciares y Ecosistemas de Montaña [INAIGEM], "Situación de los Glaciares y Ecosistemas de Montaña en el Perú," Huaraz, Perú, 2018. [En línea]. Disponible: <https://repositorio.inaigem.gob.pe/items/3c2a4c81-436f-4ca5-80a2-c25437a8fe0e>.

[16]: P. H. Swain y S. M. Davis, "Remote Sensing: The Quantitative Approach," Nueva York: McGraw Hill, 1978.

[17]: S. Chuvieco, "Principios físicos de la teledetección" en *Fundamentos de teledetección espacial*. Madrid: Rialp, 1995. [En línea]. Disponible: http://cursosihlla.bdh.org.ar/Sist.%20Cart.%20y%20Teledet./Bibliografia/FUNDAMENTO_S-DE-TELEDETECCION-EMILIO-CHUVIECO.pdf

[18]: K. Tempfli, N. Kerle, G. Huurneman y L. Janssen, "Introduction to earth observation by remote sensing" en *Principles of Remote Sensing*. Holanda: The International Institute for Geo-Information Science and Earth Observation (ITC), 2009. [En línea]. Disponible:

https://webapps.itc.utwente.nl/librarywww/papers_2009/general/principlesremotesensing.pdf

[19]: A. P. Cracknell, "The development of remote sensing in the last 40 years," *International Journal of Remote Sensing*, vol. 39, no. 23, pp. 8387–8427, Ene. 2019. doi: 10.1080/01431161.2018.1550919.

[20]: F. Sabins y J. Ellis, "Remote sensing. Principles, Interpretation, and Applications," 4th ed. Waveland Press, 2020.

[21]: T. Lillesand, R. Kiefer y J. Chipman, "Remote Sensing and Image Interpretation," 7th ed., Wiley, 2015. [En línea]. Disponible: <https://www.geokniga.org/bookfiles/geokniga-remote-sensing-and-image-interpretation.pdf>

[22]: C. Elachi y J. van Zyl, "Introduction to the Physics and Techniques of Remote Sensing," Wiley, 2021. doi: 10.1002/9781119523048.fmatter.

[23]: W. Wiscombe y S. Warren, "A Model for the Spectral Albedo of Snow. I: Pure Snow," *Journal of The Atmospheric Sciences*, Dec. 1980. [En línea]. Disponible: https://www.researchgate.net/publication/253598829_A_Model_for_the_Spectral_Albedo_of_Snow_I_Pure_Snow

[24]: A. Klein y B. Isaks, "Spectral mixture analysis of Landsat thematic mapper images applied to the detection of the transient snowline on tropical Andean glaciers," *Global and Planetary Change*, vol. 22, no. 1-4, pp. 139–154, Oct. 1999. doi:10.1016/s0921-8181(99)00032-6.

[25]: S. Liang, "Quantitative Remote Sensing of Land Surfaces," Wiley, 2003. doi:10.1002/047172372x.

[26]: A. Kokhanovsky y E. Zege, "Scattering optics of snow," *Applied Optics*, vol. 43, no. 7, pp. 1589 - 1602, Mar. 2004. doi:10.1364/ao.43.001589.

[27]: A. Keshri, A. Shukla y R. Gupta, "ASTER ratio indices for supraglacial terrain mapping," *International Journal of Remote Sensing*, vol. 30, no. 2, pp. 519-524, Ene. 2009. [En línea]. Disponible en: https://www.researchgate.net/publication/248978081_ASTER_ratio_indices_for_supraglacial_terrain_mapping.

[28]: B. K. Veettil y U. Kamp, "Remote sensing of glaciers in the tropical Andes: a review," *International Journal of Remote Sensing*, vol. 38, no. 23, pp. 7101–7137, Mar. 2017. doi:10.1080/01431161.2017.13718.

- [29]: M. Herrera-Ossandón, "Estimación de las altitudes de las líneas de equilibrio en glaciares de montaña para el último ciclo glacial-interglacial en los Andes de Santiago, Chile Central," Tesis. Universidad de Chile, Chile, 2016. [En línea]. Disponible en: <http://repositorio.uchile.cl/handle/2250/143570>.
- [30]: N. Salzmann, C. Huggel, M. Rohrer, W. Silverio, B. Mark, P. Burns y C. Portocarrero, "Glacier Changes and Climate Trends Derived from Multiple Sources in the Data Scarce Cordillera Vilcanota Region, Southern Peruvian Andes," *The Cryosphere*, vol. 7, pp. 103–118, Ene. 2013. doi:10.5194/tc-7-103-2013.
- [31]: B. Veetil, U. Bremer, S. Souza, E. Maier y J. Simões, "Variations in Annual Snowline and Area of an Ice-Covered Stratovolcano in the Cordillera Ampato, Peru, Using Remote Sensing Data (1986-2014)," *Geocarto International*, vol. 31, pp. 544–556, Ene. 2015. doi:10.1080/10106049.2015.1059902.
- [32]: J. López-Moreno et al., "Recent Glacier Retreat and Climate Trends in Cordillera Huaytapallana, Perú," *Global and Planetary Change*, vol. 112, pp. 1-11, Ene. 2014. [En línea]. Disponible en: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0921818113002385>
- [33]: R. Zubieta y P. Lagos, "Estudio de la dinámica superficial de glaciares en la Cordillera Huaytapallana por sensoramiento remoto: período 1976-2006, Huancayo – Perú," *Sociedad Geológica del Perú*, vol. 9, pp. 351-356, 2010. [En línea]. Disponible en: <https://catalogobiblioteca.ingemmet.gob.pe/cgi-bin/koha/opac-detail.pl?biblionumber=41795>
- [34]: M. Alva y R. Ramos, "Evolución de los glaciares de los nevados Collquepucre, Llongote, Pariacaca y Ticla en la cuenca del río Cañete," *Investigaciones Sociales*, vol. 21, no. 38, pp. 97-106, Feb. 2017. [En línea]. Disponible en: <https://revistasinvestigacion.unmsm.edu.pe/index.php/sociales/article/view/14219>
- [35]: C. Soto, J. Zúñiga, J. Paucar, M. Jiménes, M. Ibarra, A. Narváez y S. Paucar, "Multi-Temporal Analysis of the Glacier Retreat Using Landsat Satellite Images in the Nevado of the Ampay National Sanctuary, Peru," *Journal of Sustainable Development of Energy, Water and Environment Systems*, vol. 10, no. 1, Ene. 2021. [En línea]. Disponible en: https://www.researchgate.net/publication/348302556_Multi-Temporal_Analysis_of_the_Glacier_Retreat_Using_Landsat_Satellite_Images_in_the_Nevado_of_the_Ampay_National_Sanctuary_Peru
- [36]: Autoridad Nacional de Agua [ANA], "Inventario de Glaciares del Perú," 2da actualización, Huaraz, Perú, 2014. [En línea]. Disponible en: <https://repositorio.ana.gob.pe/handle/20.500.12543/3646>

- [37]: CONAM-INAGGA [Instituto Andino de Glaciología y Geoambiente], "Programa de investigaciones glaciológicas y geoambientales de la cordillera de los Andes," Lima, Perú, 1997.
- [38]: Hidrandina S. A., "Inventario de glaciares del Perú," Unidad de Glaciología e Hidrología, Huaraz, Perú, 1989.
- [39]: M. Baraer et al., "Contribution of Groundwater to the Outflow from Ungauged Glacierized Catchments: A Multi-Site Study in the Tropical Cordillera Blanca, Peru," *Hydrological Processes*, vol. 29, pp. 2561-2581, Oct. 2014. doi: 10.1002/hyp.v29.11.
- [40]: Y. Zhang, H. Enomoto, T. Ohata, H. Kitabata, T. Kadota y Y. Hirabayashi, "Projections of glacier change in the Altai Mountains under twenty-first century climate scenarios," *Climate Dynamics*, vol. 47, pp. 2935-2953, Nov. 2016. doi: 10.1007/s00382-016-3006-x
- [41]: H. Gao et al., "Assessing glacier retreat and its impact on water resources in a headwater of Yangtze River based on CMIP6 projections," *Science of The Total Environment*, vol. 765, 2021. [En línea]. Disponible en: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0048969720363038>
- [42]: M. Yalcin, "A GIS-Based Multi-Criteria Decision Analysis Model for Determining Glacier Vulnerability," *International Journal of Geo-Information*, vol. 9, no. 180, Mar. 2020. [En línea]. Disponible en: <https://www.mdpi.com/2220-9964/9/3/180>.
- [43]: J. Vlcko, P. Wagner y Z. Rychlíková, "Evaluation of regional slope stability," *Mineralia Slovaca*, vol. 3, no. 12, pp. 275-283, 1980.
- [44]: M. Bednarik, B. Magulová, M. Matys y M. Marschalko, "Landslide susceptibility assessment of the Kral'ovany–Liptovský Mikuláš railway case study," *Physics and Chemistry of the Earth*, vol. 35, no. 3-5, pp. 162-171, 2010. [En línea]. Disponible en: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S1474706509001466>
- [45]: D. Deepak, R. Singh y A. Kumar, "The Comparison Between Certainty Factor Method and Index of Entropy Method for Landslide Hazard Assessment: Southwestern Chamba District, Himachal Pradesh, India," *Research Square*, Feb. 2021. [En línea]. Disponible en: https://assets.researchsquare.com/files/rs-189588/v1_covered.pdf?c=1631853506.
- [46]: M. Constantin, M. Bednarik, M. Jurchescu y M. Vlaicu, "Landslide susceptibility assessment using the bivariate statistical analysis and the index of entropy in the Sibiciu Basin (Romania)," *Environmental Earth Sciences*, vol. 63, no. 2, pp. 397-406, May. 2011. [En línea]. Disponible en: https://www.researchgate.net/publication/225637472_Landslide_susceptibility_assessment

[using the bivariate statistical analysis and the index of entropy in the Sibiciu Basin Romania](#)

[47]: G. Kaser, "A review of the modern fluctuations of tropical glaciers," *Global and Planetary Change*, vol. 22, pp. 93-103, Oct. 1999. [En línea]. Disponible en: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0921818199000284>

[48]: Francou, B., *et al.* "Glaciares y clima: ¿cómo explicar el retroceso actual de los glaciares en los Andes tropicales?", en *Glaciares de los Andes tropicales: víctimas del cambio climático*, 2014. [En línea]. Disponible en: https://horizon.documentation.ird.fr/exl-doc/pleins_textes/divers14-07/010062800.pdf

[49]: T. Molg y G. Kaser, "Tropical Glaciers," en *Glaciers and Ice Sheets in the Climate System*, 2021. [En línea]. Disponible en: https://www.researchgate.net/publication/346461645_Tropical_Glaciers

[50]: H. Jiskoot, "Dynamics of glaciers," en *Encyclopedia of Snow, Ice and Glaciers*, 2011. [En línea]. Disponible en: https://www.researchgate.net/publication/291242533_Dynamics_of_Glaciers

[51]: C. Recio, "Balance de masa reciente y dinámica de los glaciares de la Península Hurd (Isla Livingston, Antártida) en un contexto de clima cambiante", Tesis doctoral, Universidad Complutense de Madrid, Madrid, 2019. [En línea]. Disponible en: <https://eprints.ucm.es/id/eprint/56736/1/T41316.pdf>

[52]: J. Cogley, et al., "Glossary of Glacier Mass Balance and Related Terms," UNESCO, Paris, 2011. [En línea]. Disponible en: <https://unesdoc.unesco.org/ark:/48223/pf0000192525>

[53]: A. Grady, "Low Latitude Andean Glaciers: Climate Drivers of Past, Present and Future Changes," Tesis doctoral, University of Chicago, Chicago, Illinois, 2017. [En línea]. Disponible en: <https://knowledge.uchicago.edu/record/1344?ln=en&v=pdf>

[54]: G. Kaser y C. Georges, "On the Mass Balance of Low Latitude Glaciers with Particular Consideration of the Peruvian Cordillera Blanca," *Physical Geography*, vol. 81, no. 4, pp. 643-651, Dec. 1999. [En línea]. Disponible en: <https://www.tandfonline.com/doi/abs/10.1111/1468-0459.00092>

[55]: J. Sicart, R. Hock, y D. Six, "Glacier melt, air temperature, and energy balance in different climates: The Bolivian Tropics, the French Alps, and northern Sweden," *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, Dic. 2008. [En línea]. Disponible en: <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/full/10.1029/2008JD010406>

[56]: A. Rivera, F. Bown González, F. Napoleoni, C. Muñoz, y M. Vuille, "Manual Balance de masa glaciario," Centro de Estudios Científicos, CECs, 2017. [En línea]. Disponible en: <https://bibliotecadigital.ciren.cl/handle/20.500.13082/29247>

[57]: G. Medina y A. Mejía, "Incidencia de los eventos El Niño y La Niña en el comportamiento de glaciares tropicales en Perú," *ECIPERU*, vol. 7, no. 2, 2010. [En línea]. Disponible en: <https://revistas.eciperu.net/index.php/ECIPERU/article/download/267/258>

[58]: F. Bown, A. Rivera y C. Acuña, "Recent glacier variations at the Aconcagua basin, central Chilean Andes," *Annals of Glaciology*, vol. 48, pp. 43-48, Jun. 2008. [En línea]. Disponible en: https://www.researchgate.net/publication/41821984_Recent_glacier_variations_at_the_Aconcagua_basin_central_Chilean_Andes

[59]: R. D. Moore, B. Pelto, B. Menounos y D. Hutchinson, "Detecting the Effects of Sustained Glacier Wastage on Streamflow in Variably Glaciated Catchments," *Frontiers in Earth Science*, vol. 8, May 2020. [En línea]. Disponible en: <https://www.frontiersin.org/articles/10.3389/feart.2020.00136/full>

[60]: M. Zemp, "Global glacier mass changes and their contributions to sea-level rise from 1961 to 2016," *Nature*, vol. 568, pp. 382-386, Apr. 2019. [En línea]. Disponible: <https://www.nature.com/articles/s41586-019-1071-0>

[61]: G. Liu, R. Chen y K. Li, "Glacial Change and Its Hydrological Response in Three Inland River Basins in the Qilian Mountains, Western China," *Water*, vol. 13, no. 16, Ago. 2021. [En línea]. Disponible: <https://www.mdpi.com/2073-4441/13/16/2213/html#B6-water-13-02213>

[62]: M. Huss y R. Hock, "Global-scale hydrological response to future glacier mass loss," *Nature Climate Change*, vol. 8, pp. 135-140, Ene. 2018. [En línea]. Disponible: <https://www.nature.com/articles/s41558-017-0049-x>

[63]: Intergovernmental Panel on Climate Change [IPCC]. "Climate Change 2022: Impacts, Adaptation and Vulnerability," Working Group II to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, NY, USA, 2023. [En línea]. Disponible: <https://www.ipcc.ch/report/ar6/wg2/>

[64]: J. Yang, Y. Ding, S. Liu y C. Tan, "Vulnerability of mountain glaciers in China to climate change," *Advances in Climate Change Research*, vol. 6, no. 3-4, pp. 171-180, 2015. [En línea]. Disponible: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S1674927815000842?via%3Dihub>

[65]: B. Davies, J. Carrivick, N. Glasser, M. Hambrey y J. Smellie, "A new glacier inventory for 2009 reveals spatial and temporal variability in glacier response to atmospheric warming in the Northern Antarctic Peninsula, 1988-2009," *The Cryosphere Discussions*, vol. 5, pp. 3541-3595, 2011. [En línea]. Disponible: https://www.researchgate.net/publication/258551857_A_new_glacier_inventory_for_2009_reveals_spatial_and_temporal_variability_in_glacier_response_to_atmospheric_warming_in_the_Northern_Antarctic_Peninsula_1988-2009

[66]: Y. Li y Y. Li, "Topographic and geometric controls on glacier changes in the central Tien Shan, China, since the Little Ice Age," *Annals of Glaciology*, vol. 55, no. 66, pp. 177-186, 2014. [En línea]. Disponible: <https://www.cambridge.org/core/journals/annals-of-glaciology/article/topographic-and-geometric-controls-on-glacier-changes-in-the-central-tien-shan-china-since-the-little-ice-age/A810AC5A1EDAD46F0F1E94C31068E654>

[67]: U. Martensson, "Introduction to Remote Sensing and Geographical Information Systems," Lund University, Sweden, Department of Physical Geography and Ecosystems Sciences, 2011. [En línea]. Disponible: https://www.nateko.lu.se/sites/nateko.lu.se.sv/files/remote_sensing_and_gis_20111212.pdf

[68]: T. Lillesand, R. Kiefer, y J. Chipman, "Remote Sensing and Image Interpretation," 7th ed., Wiley, 2015. [En línea]. Disponible: <https://www.wiley.com/en-us/Remote+Sensing+and+Image+Interpretation%2C+7th+Edition-p-9781118343289>

[69]: J. Dozier y T. Painter, "Multispectral and Hyperspectral Remote Sensing of Alpine Snow Properties," *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, vol. 32, Mar. 2004. [En línea]. Disponible: <https://www.annualreviews.org/content/journals/10.1146/annurev.earth.32.101802.120404>

[70]: J. Dozier, "Spectral signature of Alpine snow cover from LANDSAT Thematic Mapper," *Remote Sensing of Environment*, vol. 45, pp. 9-22, Abr. 1989. [En línea]. Disponible: https://www.researchgate.net/publication/222469883_Spectral_signature_of_Alpine_snow_cover_from_LANDSAT_Thematic Mapper

[71]: M. Hanshaw and B. Bookhagen, "Glacial areas, lake areas, and snow lines from 1975 to 2012: Status of the Cordillera Vilcanota, including the Quelccaya Ice Cap, northern central Andes, Peru," *The Cryosphere*, vol. 8, no. 2, pp. 359-376, Mar. 2014. [En línea]. Disponible: <https://tc.copernicus.org/articles/8/359/2014/>

[72]: W. Silverio and J. Jaquet, "Glacial cover mapping (1987-1996) of the Cordillera Blanca (Peru) using satellite imagery," *Remote Sensing of Environment*, vol. 95, no. 3, pp. 342-350,

Abr. 2005. [En línea]. Disponible en: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0034425705000192>

[73]: F. Gutiérrez, "Aplicación de índices espectrales para la identificación de cubiertas glaciares en el glaciar Universidad, región del Libertador Bernardo O'Higgins," Tesis de pregrado, Universidad de Chile, Santiago, Chile, 2021.

[74]: S. Hantson et al., "Cadena de pre-procesamiento estándar para las imágenes Landsat del Plan Nacional de Teledetección," *Revista de Teledetección*, vol. 36, pp. 51-61, Ene. 2011. [En línea]. Disponible: https://www.researchgate.net/publication/236900182_Cadena_de_pre-procesamiento_estandar_para_las_imagenes_Landsat_del_Plan_Nacional_de_Teledeteccion

[75]: Chavez, P., "Image-Based Atmospheric Corrections-Revisited and Improved," *Photogrammetric Engineering & Remote Sensing*, vol. 62, no. 9, pp. 1025-1035, 1996. [En línea]. Disponible: https://www.researchgate.net/publication/236769129_Image-Based_Atmospheric_Corrections_-_Revisited_and_Improved

[76]: M. Moran, R. Jackson, P. Slater, y P. Teillet, "Evaluation of simplified procedures for retrieval of land surface reflectance factors from satellite sensor output," *Remote Sensing of Environment*, vol. 41, pp. 169-184, Set. 1992. [En línea]. Disponible: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/003442579290076V>

[77]: M. A. Manap, H. Nampak, B. Pradhan, S. Lee, W. N. A. Sulaiman, y M. F. Ramli, "Application of probabilistic-based frequency ratio model in groundwater potential mapping using remote sensing data and GIS," *Arabian Journal of Geosciences*, vol. 7, no. 2, pp. 711-724, Feb. 2012. [En línea]. Disponible: https://www.researchgate.net/publication/257785993_Application_of_probabilistic-based_frequency_ratio_model_in_groundwater_potential_mapping_using_remote_sensing_data_and_GIS

[78]: B. Guru, K. Seshan y S. Bera, "Frequency ratio model for groundwater potential mapping and its sustainable management in cold desert, India," *Journal of King Saud University - Science*, vol. 29, no. 3, pp. 333-347, Jul. 2017. [En línea]. Disponible: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S1018364716301161>

[79]: S. Panchal y A. K. Shrivastava, "A Comparative Study of Frequency Ratio, Shannon's Entropy and Analytic Hierarchy Process (AHP) Models for Landslide Susceptibility

Assessment," *ISPRS Int. J. Geo-Inf*, vol. 10, p. 603, Set. 2021. [En línea]. Disponible: https://www.researchgate.net/publication/354533864_A_Comparative_Study_of_Frequency_Ratio_Shannon's_Entropy_and_Analytic_Hierarchy_Process_AHP_Models_for_Landslide_Susceptibility_Assessment

[80]: G. Demir, M. Aytekin, y A. Akgun, "Landslide susceptibility mapping by frequency ratio and logistic regression methods: an example from Niksar–Resadiye (Tokat, Turkey)," *Arabian Journal of Geosciences*, vol. 8, no. 3, pp. 1801-1812, Mar. 2014. [En línea]. Disponible:

https://www.researchgate.net/publication/260455064_Landslide_susceptibility_mapping_by_frequency_ratio_and_logistic_regression_methods_An_example_from_Niksar-Resadiye_Tokat_Turkey

[81]: S. Park, C. Choi, B. Kim, y J. Kim, "Landslide susceptibility mapping using frequency ratio, analytic hierarchy process, logistic regression, and artificial neural network methods at the Inje area, Korea," *Environmental Earth Sciences*, vol. 68, no. 5, pp. 1443-1464, Mar. 2012. [En línea]. Disponible:

https://www.researchgate.net/publication/257793990_Landslide_susceptibility_mapping_using_frequency_ratio_analytic_hierarchy_process_logistic_regression_and_artificial_neural_network_methods_at_the_Inje_area_Korea

[82]: D. Thapa y B. Bhandari, "GIS-Based Frequency Ratio Method for Identification of Potential Landslide Susceptible Area in the Siwalik Zone of Chatara-Barahakshetra Section, Nepal," *Open Journal of Geology*, vol. 9, pp. 873-896, Nov. 2019. [En línea]. Disponible: <https://www.scirp.org/journal/paperinformation.aspx?paperid=96396#ref27>

[83]: S. Pirasteh y J. Li, "Probabilistic frequency ratio (PFR) model for quality improvement of landslide susceptibility mapping from LiDAR-derived DEMs," *Geoenviron Disasters*, vol. 4, p. 19, Jul. 2017. [En línea]. Disponible: <https://geoenvironmental-disasters.springeropen.com/articles/10.1186/s40677-017-0083-z#citeas>

[84]: S. Lee y B. Pradhan, "Landslide hazard mapping at Selangor, Malaysia using frequency ratio and logistic regression models," *Landslides*, vol. 4, no. 1, pp. 33–41, Mar. 2007. [En línea]. Disponible:

https://www.researchgate.net/publication/226522207_Landslide_hazard_mapping_at_Selangor_Malaysia_using_frequency_ratio_and_logistic_regression_models

[85]: C. Chung y A. Fabbri, "Probabilistic prediction models for landslide hazard mapping," *Photogramm Eng Remote Sens*, vol. 65, no. 12, pp. 1388–1399, Dic. 1999. [En línea]. Disponible:

https://www.researchgate.net/publication/209802926_Probabilistic_prediction_models_for_landslide_hazard_mapping

[86]: M. Kostic, "The Elusive Nature of Entropy and Its Physical Meaning," *Entropy*, vol. 16, no. 2, pp. 953–967, Feb. 2014. [En línea]. Disponible: <https://www.mdpi.com/1099-4300/16/2/953#:~:text=It%20is%20concluded%20that%20entropy,thermal%20micro%2Dp,articles%20in%20space>.

[87]: C. Shannon, "A Mathematical Theory of Communication," *Bell System Technical Journal*, vol. 27, no. 3, pp. 379–423, Oct. 1948. [En línea]. Disponible: <https://people.math.harvard.edu/~ctm/home/text/others/shannon/entropy/entropy.pdf>

[88]: Z. Yang y J. Qiao, "Entropy-Based Hazard Degree Assessment for Typical Landslides in the Three Gorges Area, China," *Environmental Science and Engineering*, May. 2009. [En línea]. Disponible: https://www.researchgate.net/publication/251266911_Entropy-Based_Hazard_Degree_Assessment_for_Typical_Landslides_in_the_Three_Gorges_Area_China

[89]: Li, X.J., Y.N. Chen, y H. Ouyang, "Analysis on sand disaster with disaster entropy method," *Arid Land Geography*, vol. 25, no. 4, pp. 350-353, 2002.

[90]: D. Mon, C. Cheng, y J. Lin, "Evaluating weapon system using fuzzy analytic hierarchy process based on entropy weight," *Fuzzy Sets and Systems*, vol. 62, pp. 127-134, Mar. 1994. [En línea]. Disponible: https://www.researchgate.net/publication/223284888_Evaluating_weapon_system_using_fuzzy_analytic_hierarchy_process_based_on_entropy_weight

[91]: L. C. Ren, "Disaster entropy: Conception and application," *J. Nat. Disasters*, vol. 9, pp. 26-31, Mar. 2000. [En línea]. Disponible: https://www.researchgate.net/publication/284586594_Disaster_entropy_Conception_and_application

[92]: C. X. Yi y P. J. Shi, "Entropy production and natural hazard," *Journal of Beijing Normal University (Natural Science Edition)*, vol. 30, no. 2, pp. 276-280, 1994.

[93]: S. Yufeng y J. Fengxiang, "Landslide Stability Analysis Based on Generalized Information Entropy," in *International Conference on Environmental Science and Information Application Technology*, vol. 2, pp. 83-85, Jul. 2009. [En línea]. Disponible: https://www.researchgate.net/publication/221354271_Landslide_Stability_Analysis_Based_on_Generalized_Information_Entropy

[94]: L. P. Sharma, N. Patel, M. K. Ghose, y P. Debnath, "Influence of Shannon's entropy on landslide-causing parameters for vulnerability study and zonation—a case study in Sikkim, India," *Arabian Journal of Geosciences*, vol. 5, no. 3, pp. 421-431, May. 2012. [En línea]. Disponible:

https://www.researchgate.net/publication/225674676_Influence_of_Shannon's_entropy_on_landslide-causing_parameters_for_vulnerability_study_and_zonation-a_case_study_in_Sikkim_India

[95]: H. R. Pourghasemi, M. Mohammady, y B. Pradhan, "Landslide susceptibility mapping using index of entropy and conditional probability models in GIS: Safarood Basin, Iran," *CATENA*, vol. 97, pp. 71-84, Oct. 2012. [En línea]. Disponible: https://www.researchgate.net/publication/230875074_Landslide_susceptibility_mapping_using_index_of_entropy_and_conditional_probability_models_in_GIS_Safarood_Basin_Iran

[96]: A. Jaafari, A. Najafi, H. R. Pourghasemi, *et al.*, "GIS-based frequency ratio and index of entropy models for landslide susceptibility assessment in the Caspian Forest, northern Iran," *International Journal of Environmental Science and Technology*, vol. 11, no. 4, pp. 909–926, Ene. 2014. [En línea]. Disponible: https://www.researchgate.net/publication/259638411_GIS-based_frequency_ratio_and_index_of_entropy_models_for_landslide_susceptibility_assessment_in_the_Caspian_forest_northern_Iran

[97]: L. P. Sharma, N. Patel, M. K. Ghose, *et al.*, "Development and application of Shannon's entropy integrated information value model for landslide susceptibility assessment and zonation in Sikkim Himalayas in India," *Natural Hazards*, vol. 75, no. 2, pp. 1555–1576, Set. 2014. [En línea]. Disponible: <https://link.springer.com/article/10.1007/s11069-014-1378-y>

[98]: E. Turpo *et al.*, "Mapping Three Decades of Changes in the Tropical Andean Glaciers Using Landsat Data Processed in the Earth Engine," *Remote Sensing*, vol. 14, no. 9, Abr. 2022. [En línea]. Disponible: <https://www.mdpi.com/2072-4292/14/9/1974/htm>

[99]: World Bank, "Bolivia, Ecuador, and Peru. Adaptation to the Impact of Rapid Glacier Retreat in the Tropical Andes Project," Washington, D.C, US, 2014. [En línea]. Disponible: <http://documents.worldbank.org/curated/en/578191468009593969/Bolivia-Ecuador-and-Peru-8211-Adaptation-to-the-Impact-of-Rapid-Glacier-Retreat-in-the-Tropical-Andes-Project>

[100]: Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología del Perú [SENAMHI], "Impacto del cambio climático y medidas de adaptación para los cultivos de café, granadilla y palto en la

subcuenca de Santa Teresa, Cusco," Lima, Perú, 2013. [En línea]. Disponible: <https://repositorio.senamhi.gob.pe/handle/20.500.12542/2155>

[101]: Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología del Perú [SENAMHI], "Impacto del cambio climático y medidas de adaptación para los cultivos de papa y maíz amiláceo en la subcuenca del río Shullcas, Junín," Lima, Perú, 2013. [En línea]. Disponible: <https://repositorio.senamhi.gob.pe/handle/20.500.12542/2154>

[102]: Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología del Perú [SENAMHI], "Mapa Anual de Temperatura Mínima (1981 - 2010)," 2021. [En línea]. Disponible: <https://idesep.senamhi.gob.pe/geonetwork/srv/spa/catalog.search#/metadata/870f46e2-5f59-45ca-80a0-10719922ef43>

[103]: Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología del Perú [SENAMHI], "Mapa Anual de Temperatura Máxima (1981 - 2010)," 2021. [En línea]. Disponible: <https://idesep.senamhi.gob.pe/geonetwork/srv/spa/catalog.search#/metadata/787f931e-82f7-4be7-a7dc-6ea7d2dede0b>

[104]: Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología del Perú [SENAMHI], "Mapa Anual de Precipitación (1981 - 2010)," 2021. [En línea]. Disponible: <https://idesep.senamhi.gob.pe/geonetwork/srv/spa/catalog.search#/metadata/d4d2a77b-cbc5-41d0-8874-b32848acef57>

[105]: Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología del Perú [SENAMHI], "Mapa de clasificación climática del Perú. Método de Thornthwaite," 2020. [En línea]. Disponible en: <https://www.senamhi.gob.pe/?p=mapa-climatico-del-peru>

[106]: Organización Meteorológica Mundial [OMM], "Directrices de la Organización Meteorológica Mundial sobre el cálculo de las normales climáticas," Suiza, 2017. [En línea]. Disponible: https://library.wmo.int/viewer/60338?medianame=1203_es_#page=7&viewer=picture&o=bookmark&n=0&q=

[107]: Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología del Perú [SENAMHI], "Análisis del período de lluvias a nivel nacional 2021-2022," Perú, 2022. [En línea]. Disponible: <https://repositorio.senamhi.gob.pe/handle/20.500.12542/2390>

[108]: G. Medina y A. Mejía, "Análisis multitemporal y multifractal de la deglaciación de la Cordillera Parón en los Andes de Perú," Ecol. apl., vol. 13, no. 1, pp. 35-42, Ene. 2014. [En línea]. Disponible: http://www.scielo.org.pe/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S1726-22162014000100004&lng=es&nrm=iso

- [109]: K. Takahashi, K. Mosquera, y J. Reupo, "El Índice Costero El Niño (ICEN): historia y actualización," Instituto Geofísico del Perú (IGP), 2014. [En línea]. Disponible: https://biblioteca.imarpe.gob.pe/opac_css/index.php?lvl=notice_display&id=16496
- [110]: National Oceanic and Atmospheric Administration [NOAA], "Southern Oscillation Index (SOI)." [En línea]. Disponible en: <https://www.nci.noaa.gov/access/monitoring/enso/soi>. [Accedido: ene-2024].
- [111]: D. K. Hall, G. A. Riggs, y V. V. Salomonson, "Development of methods for mapping global snow-cover using moderate resolution spectroradiometer data," *Remote Sensing of Environment*, no. 54, pp. 127–140, Nov. 1995. [En línea]. Disponible: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S003442579500137P>
- [112]: M. Yalcin, "The impact of topographical parameters to the glaciation and glacial retreat on Mount Ağrı (Ararat)," *Environmental Earth Sciences*, vol. 78, no. 14, Ago. 2019. [En línea]. Disponible: <https://link.springer.com/article/10.1007/s12665-019-8374-1>
- [113]: C. Zhang, Q. Liu, G. Liu, et al., "Data processing and application progress of SRTM 3 and ASTER GDEM," *Geography and Geo-Information Science*, vol. 28, no. 5, pp. 29-34, 2012.
- [114]: M. Giannini, et al., "Land Surface Temperature from Landsat 5 TM images: comparison of different methods using airborne thermal data," *Journal of Engineering Science and Technology Review*, vol. 8, no. 3, pp. 83-90, Nov. 2015. [En línea]. Disponible: https://www.researchgate.net/publication/283567693_Land_Surface_Temperature_from_Landsat_5_TM_images_Comparison_of_different_methods_using_airborne_thermal_data
- [115]: P. Burns y A. Nolin, "Using atmospherically-corrected Landsat imagery to measure glacier area change in the Cordillera Blanca, Peru from 1987 to 2010," *Remote Sensing of Environment*, vol. 140, pp. 165-178, Ene. 2014. [En línea]. Disponible: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0034425713002848>
- [116]: C. Duran-Alarcon, et al., "Recent trends on glacier area retreat over the group of Nevados Caullaraju-Pastoruri (Cordillera Blanca, Peru) using Landsat imagery," *Journal of South American Earth Sciences*, vol. 59, pp. 19-26, Abr. 2015. [En línea]. Disponible: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0895981115000140>
- [117]: O. Rukundo y H. Cao, "Nearest Neighbour Value Interpolation," *International Journal of Advanced Computer Science and Applications*, vol. 3, no. 4, pp. 1-6, 2012. [En línea]. Disponible: <https://arxiv.org/ftp/arxiv/papers/1211/1211.1768.pdf>

[118]: B. Francou, "Vulnerability of glaciers to the current climate in the Tropical Andes (Bolivia, Peru and Ecuador)," *Sociedad Geológica del Perú*, pp. 4-7, 2010. [En línea]. Disponible: <https://catalogobiblioteca.ingemmet.gob.pe/cgi-bin/koha/opac-detail.pl?biblionumber=41703>

[119]: J. Sicart, R. Hock, P. Ribstein, y J. P. Chazarin, "Sky longwave radiation on tropical Andean glaciers: parameterization and sensitivity to atmospheric variables," *Journal of Glaciology*, vol. 56, no. 199, pp. 854-860, Dic. 2010. [En línea]. Disponible: https://www.researchgate.net/publication/233659152_Sky_longwave_radiation_on_tropical_Andean_glaciers_Parameterization_and_sensitivity_to_atmospheric_variables

[120]: B. Francou, P. Ribstein, H. Sémiond, C. Portocarrero, y A. Rodríguez, "Balance de Glaciares y Clima en Bolivia y Perú: Impacto de los eventos ENSO," *Bulletin de l'Institut Français d'Études Andines*, vol. 24, no. 3, pp. 661-670, 1995. [En línea]. Disponible: https://www.persee.fr/doc/bifea_0303-7495_1995_num_24_3_1216

[121]: M. Masiokas, R. Villalba, B. Luckman, C. Le Quesne, y J. C. Aravena, "Snowpack Variations in the Central Andes of Argentina and Chile, 1951–2005: Large-Scale Atmospheric Influences and Implications for Water Resources in the Region," *Journal of Climate*, vol. 19, no. 24, pp. 6334-6352, Dic. 2006. [En línea]. Disponible: <https://journals.ametsoc.org/view/journals/clim/19/24/jcli3969.1.xml>

[122]: N. Saleem, E. Huq, N. Y. D. Twumasi, A. Javed, y A. Sajjad, "Parameters Derived from and/or Used with Digital Elevation Models (DEMs) for Landslide Susceptibility Mapping and Landslide Risk Assessment: A Review," *ISPRS Int. J. Geo-Inf.*, vol. 8, no. 12, p. 545, Nov. 2019. [En línea]. Disponible: https://www.researchgate.net/publication/337632715_Parameters_Derived_from_andor_Used_with_Digital_Elevation_Models_DEMs_for_Landslide_Susceptibility_Mapping_and_Landslide_Risk_Assessment_A_Review

[123]: W. Haeberli, M. Buetler, C. Huggel, T. Lehmann, Y. Schaub, y A. Schleiss, "New lakes in deglaciating high-mountain regions – opportunities and risks," *Climatic Change*, vol. 139, no. 2, pp. 201-214, Nov. 2016. [En línea]. Disponible: https://www.researchgate.net/publication/307555140_New_lakes_in_deglaciating_high-mountain_regions_-_opportunities_and_risks

ANEXOS

ANEXO 1: Detalle Mapa de Predicción

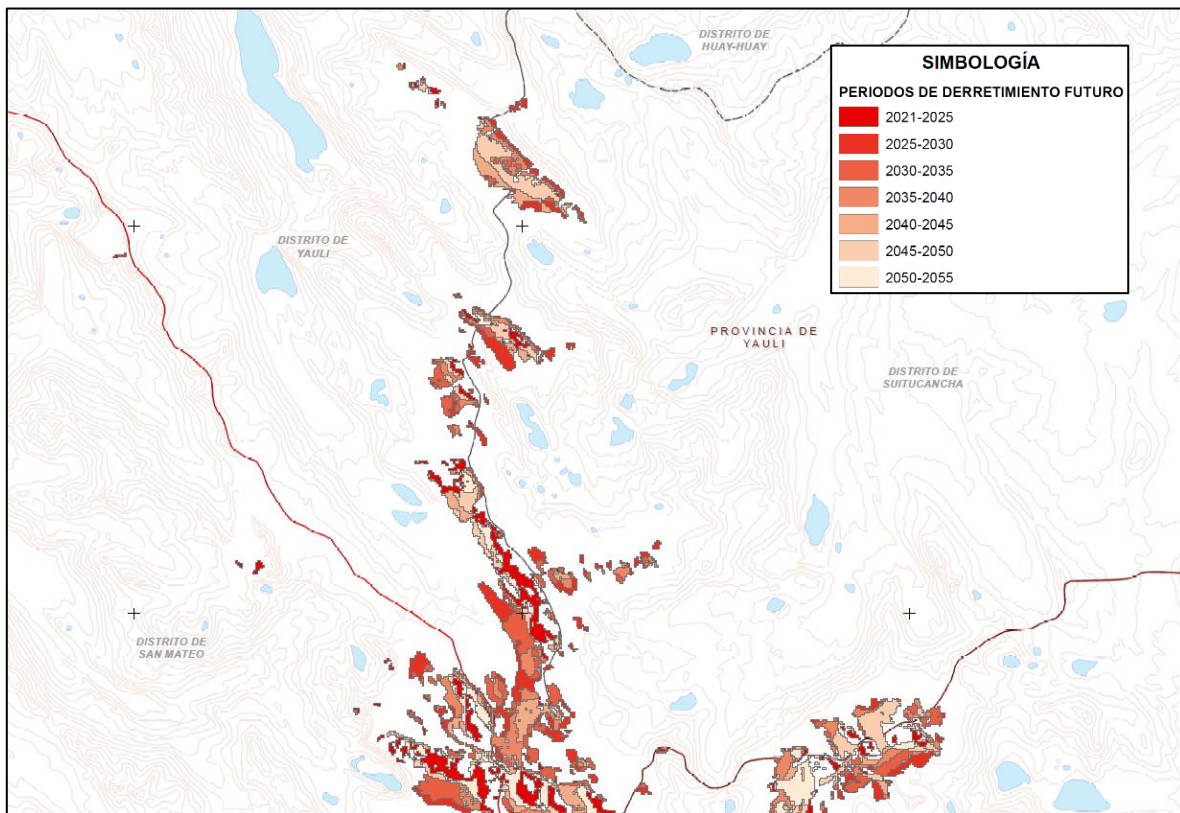


Figura A-1a. Zoom a la parte superior del mapa de predicción de derretimiento glaciar futuro. ZFG Norte.

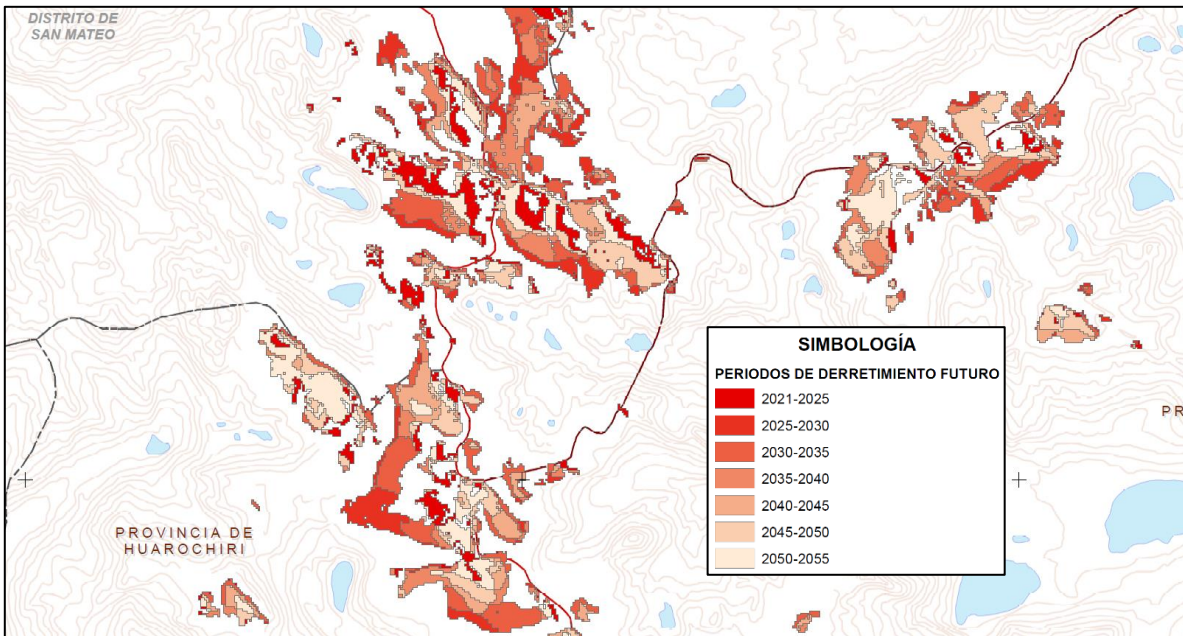


Figura A-1b. Zoom a la parte intermedia del mapa de predicción de derretimiento glaciar futuro. ZFG Norte.

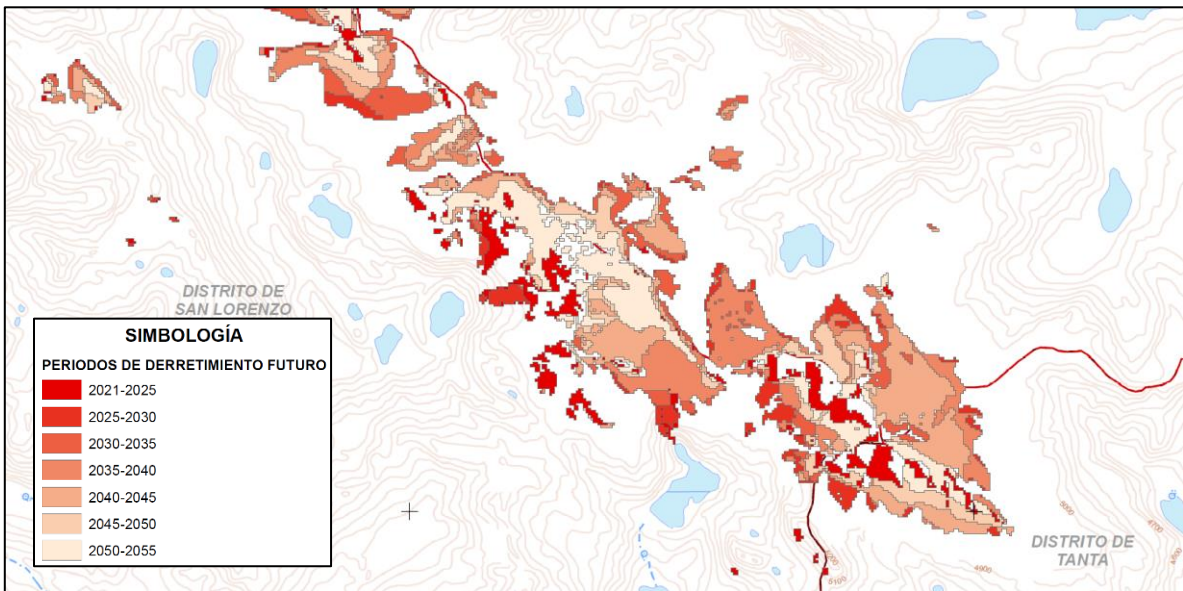


Figura A-1c. Zoom a la parte inferior del mapa de predicción de derretimiento glaciar futuro. ZFG Norte.

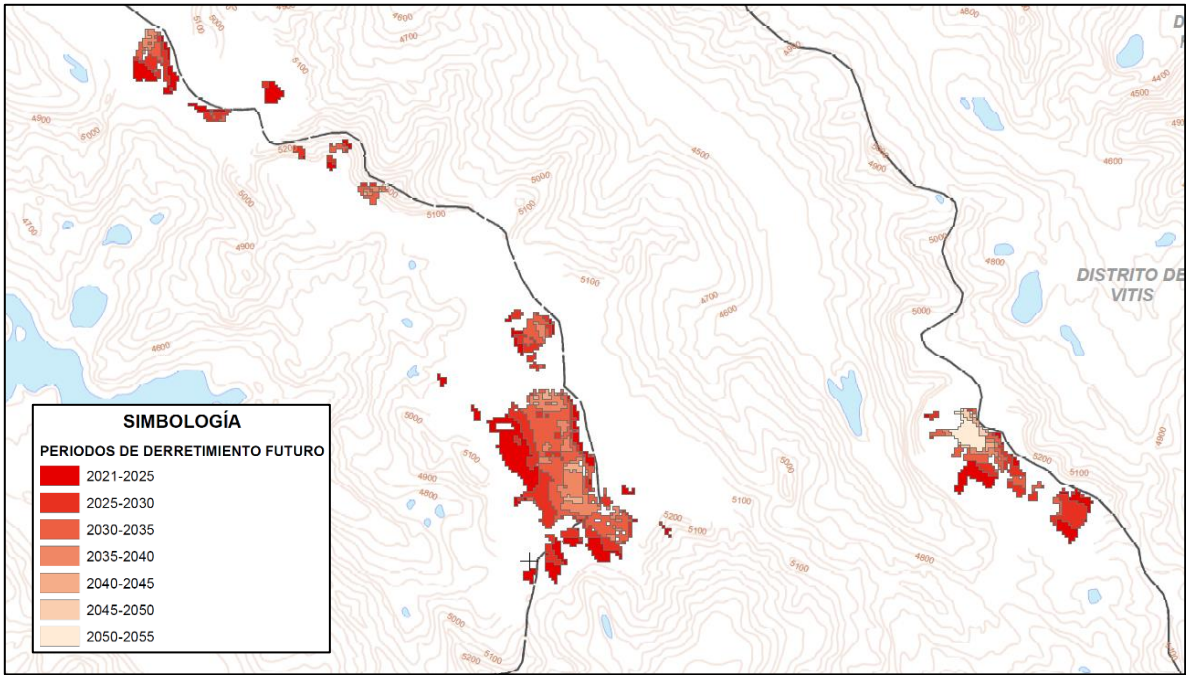


Figura A-2a. Zoom a la parte superior del mapa de predicción de derretimiento glaciar futuro. ZFG Sur.

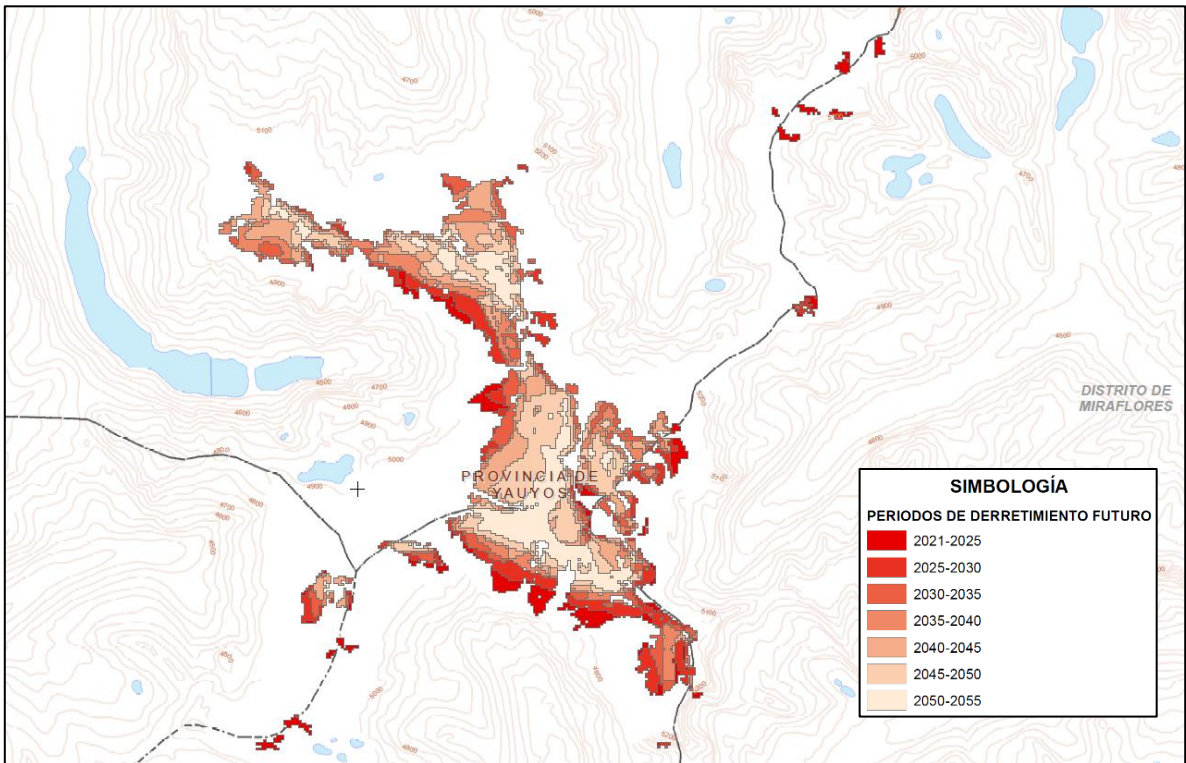


Figura A-2b. Zoom a la parte intermedia del mapa de predicción de derretimiento glaciar futuro. ZFG Sur.

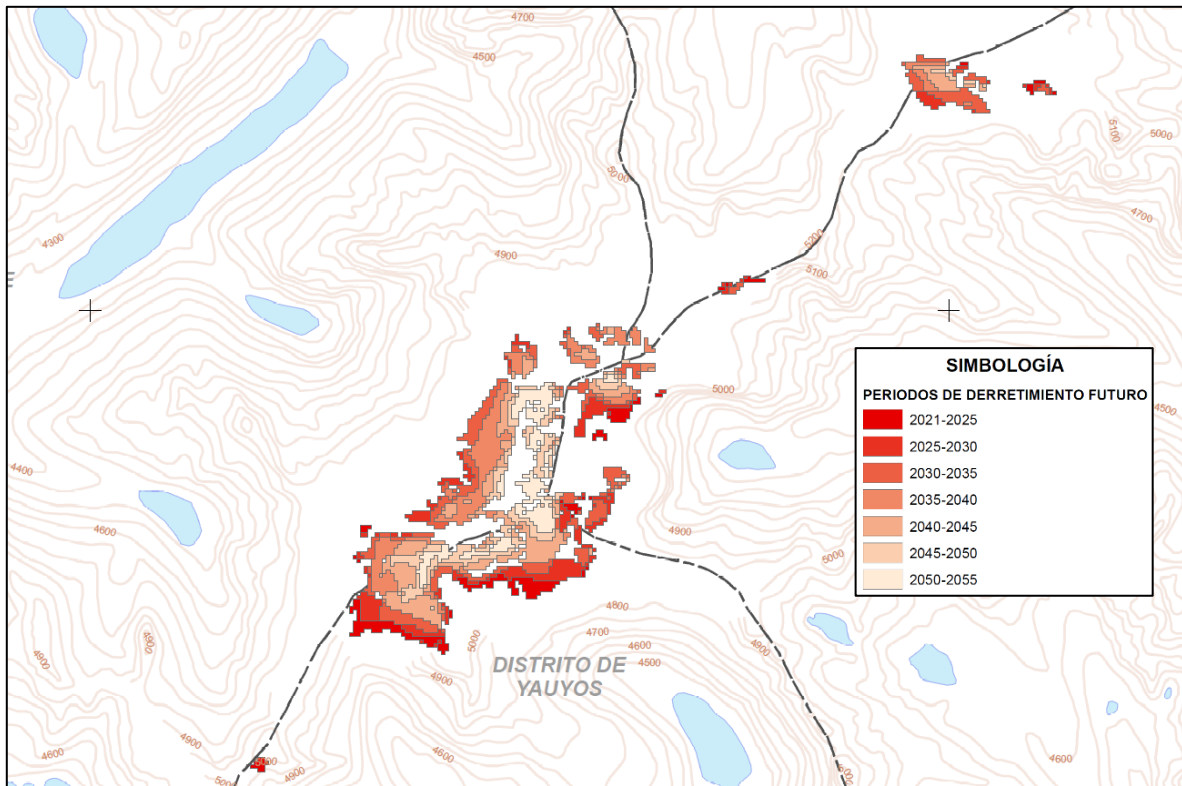


Figura A-2c. Zoom a la parte inferior del mapa de predicción de derretimiento glaciar futuro. ZFG Sur.