

EDITORIAL
NAVEGANTE

CAMBIO CLIMÁTICO en **LOS ANDES CENTRALES** **PERUANOS**

Ángel Gonzalo Luna Guillén
Katherine Naysha Luque Velazco
Igor Astete Farfán



Ángel Gonzalo Luna Guillén

Correo: ag.lunaguillen@gmail.com; proyectosdgar23@ingememt.gob.pe

Perfil: Geólogo especialista en evaluación de peligros geológicos, evaluación del cambio geomorfológico y clima.

ORCID: <https://orcid.org/0000-0002-0117-899X>

Afiliación: Instituto Geológico Minero y Metalúrgico

Katherine Naysa Luque Velazco

Correo: kluque@uandina.edu.pe

Perfil: Magister en Agua en el Medio Natural - Universidad Politécnica de Madrid

ORCID: <https://orcid.org/0000-0003-2405-2932>

Afiliación: Universidad Andina del Cusco

Igor Astete Farfán

Correo: iastete@ingememt.gob.pe

Perfil: Geólogo en la evaluación de patrimonio geológico

ORCID: <https://orcid.org/0009-0007-6091-7397>

Afiliación: Instituto Geológico Minero y Metalúrgico

CAMBIO CLIMÁTICO en
LOS ANDES CENTRALES PERUANOS

Ángel Gonzalo Luna Guillén
Katherine Naysha Luque Velazco
Igor Astete Farfán



EDITORIAL
NAVEGANTE

Todas nuestras publicaciones son sometidas a revisión doble-ciego de pares académicos (*Peer Review Double Blinded*).

Esta publicación cuenta con licencia Creative Commons Reconocimiento - NoComercial - SinObraDerivada 3.0 Unported License.



ISBN: 978-628-7623-66-8

© Ángel Gonzalo Luna Guillén

© Katherine Naysha Luque Velazco

© Igor Astete Farfán

2024

DOI: <https://doi.org/10.5281/zenodo.10619816>

©Editorial Navegante

www.editorialnavegante.com

Queda prohibida la reproducción bajo cualquier modalidad de toda o una parte de esta obra sin autorización expresa del titular de los derechos.

Diseño de carátula y composición: Editorial Navegante

Edición electrónica: Editorial Navegante

Editado en Colombia/ *Published in Colombia*

CAMBIO CLIMÁTICO en
LOS ANDES CENTRALES PERUANOS

Ángel Gonzalo Luna Guillén
Katherine Naysha Luque Velazco
Igor Astete Farfán



EDITORIAL
NAVEGANTE

ÍNDICE

ÍNDICE DE TABLAS.....	11
ÍNDICE DE FIGURAS	12
INTRODUCCIÓN	15

PARTE I

GENERALIDADES

CAPÍTULO I

CAMBIO CLIMÁTICO Y GLACIARES: DESAFÍO MUNDIAL	18
1.1. Glaciares andinos	18
1.2. Clasificación de los glaciares	22
1.2.1. Clasificación morfológica	23
1.2.2. Clasificación de Klebelsberg.....	26
1.2.3. Clasificación dinámica	28
1.2.4. Clasificación geofísica	31
1.3. Movimiento de los glaciares	34
1.4. Erosión, transporte y registros glaciares.....	37

1.5. Cambio climático, evidencias e intereses económicos	44
1.6. Crisis climática sobre los glaciares.....	48
1.6.1. Situación de los glaciares andinos.....	49
1.6.2. Agentes responsables de los impactos sobre los glaciares	53

CAPÍTULO II

CONTEXTO GEOLÓGICO, ESTRUCTURAL Y GEOMORFOLÓGICO.....	57
--	----

2.1. Geología.....	57
2.2. Litoestratigrafía.....	60
2.2.1. Precámbrico.....	60
2.2.2. Paleozoico	61
2.2.3. Mesozoico	61
2.2.4. Cenozoico	62
2.2.5. Rocas ígneas.....	63
2.3. Geología estructural.....	64
2.3.1. Neotectónica - Falla Huaytapallana	64
2.4. Marco geomorfológico.....	66
2.4.1. Montañas (MR).....	66
2.4.2. Lomadas y colinas (RC).....	66
2.4.3. Morrenas (Mo).....	67
2.4.4. Vertientes glaciales o de gelifracción (V-g).....	67
2.4.5. Valle glaciar con laguna (VII-g/l)	67
2.5. Aspectos metodológicos de la investigación	68

PARTE II

RESULTADOS DEL ESTUDIO DEL NEVADO HUAYTAPALLANA

CAPÍTULO III

GEOMORFOLOGÍA GLACIAR71

3.1. Geoformas en ambientes glaciares y periglaciares.....71

3.1.1. Glaciares.....73

3.1.2. Geoformas de carácter deposicional o agradacional.....74

3.1.3. Geoformas de carácter tectónico-degradacional.....75

CAPÍTULO IV

EXTENSIÓN GLACIAR.....76

4.1. Análisis comparativo entre la extensión glaciär de 2016, 1962 y la PEH.....76

4.2. Determinación del número de lagunas formadas entre la PEH 1962 y 201678

CAPÍTULO V

ESTIMACIÓN DEL VOLUMEN DE HIELO	80
---------------------------------------	----

5.1. Análisis comparativo entre los espesores glaciares de 2016, 1962 y la PEH.....	80
---	----

5.2. Distribución de volúmenes glaciares en relación a la elevación (m.s.n.m.), durante 2016, 1962 y la PEH en la cordillera Huaytapallana	82
--	----

CAPÍTULO VI

LÍNEA DE EQUILIBRIO DE LOS GLACIARES Y PALEOGLACIARES	86
---	----

6.1. Cálculo de la ELA AABR (ela geomorfológica)	86
--	----

6.2. Proyección de la ELA a futuro	88
--	----

CAPÍTULO VII

RECONSTRUCCIÓN PALEOCLIMÁTICA	90
-------------------------------------	----

7.1. Variación de la temperatura actual (2016-2017) a partir de registros diarios en intervalos de 30 min.....	90
--	----

7.2. Gradiente térmico vertical para el valle del glaciar Yana Ucsha	91
--	----

7.3. Paleotemperatura en la PEH y 1962	92
--	----

CAPÍTULO VIII

PRONÓSTICO DE LA MASA GLACIAR.....	94
------------------------------------	----

8.1 Escenario de avalanchas	94
-----------------------------------	----

8.1.1. Escenario 1: Avalanchas que afecten la laguna Peñacocha.....	94
---	----

8.1.2. Escenario 2: Avalanchas que afecten la laguna Ancapuachanan y Chuspicocha.....	95
---	----

8.1.3. Escenario 3: Avalanchas que afecten la laguna Lazo Huntay	95
---	----

8.2. Simulación de aluvión en la cuenca Shullcas.....	95
---	----

CAPÍTULO IX

REFLEXIONES FINALES	97
---------------------------	----

9.1 Acciones y propuestas para la protección de glaciares	97
---	----

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	99
---	-----------

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1

Resumen del número de glaciares cartografiados y su extensión en km² en la cordillera Huaytapallana 76

Tabla 2

Resultados de volumen glaciar y pérdida porcentual desde la PEH 1962 hasta 2016 81

Tabla 3

Resultados de ELA para cada año de estudio en la cordillera Huaytapallana 86

Tabla 4

Determinación del Gradiente térmico vertical para los años 2016 y 2017 en el valle Carhuacocha en base a registradores data loggers 91

Tabla 5

Cálculo de las variaciones de temperatura entre la PEH, 1962 y el 2016 92

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1	
<i>Columna estratigráfica del cuadrángulo de Jauja 24m.....</i>	<i>58</i>
Figura 2	
<i>Mapa geológico regional del cuadrángulo de Jauja 24m</i>	<i>59</i>
Figura 3	
<i>Sección teórica</i>	<i>60</i>
Figura 4	
<i>Afloramientos del Grupo Mitu compuesto por areniscas conglomeráticas altamente meteorizadas.....</i>	<i>62</i>
Figura 5	
<i>Falla Huaytapallana a los pies del nevado Huaytapallana producto de los sismos de 1969.....</i>	<i>65</i>
Figura 6	
<i>Escarpe de falla de 1.6 metros producto de los sismos de 1969.....</i>	<i>65</i>
Figura 7	
<i>Lista de unidades geomorfológicas y su respectiva simbología, identificadas en la zona glaciár y periglaciár de la cordillera Huaytapallana</i>	<i>72</i>
Figura 8	
<i>Fases de formación de pozos de criocónitas en el nevado Artesonraju – Cordillera Blanca</i>	<i>73</i>
Figura 9	
<i>Esquema de formación de estriamientos sobre el basamento rocoso A y B. Muestran estriamientos y acanaladuras en el basamento rocoso cubierto por till en la cordillera Huaytapallana</i>	<i>75</i>

Figura 10

Gráfico de barras que muestra la reducción de área glaciar en el nevado Huaytapallana..... 77

Figura 11

Distribución de valles glaciares alrededor del nevado Huaytapallana 78

Figura 12

Comparativa entre volúmenes de hielo y su equivalente en agua en 2016, 1962 y la PEH 80

Figura 13

Distribución de volúmenes glaciares en relación a la elevación (m. s. n. m.), durante 2016, 1962 y la PEH en la cordillera Huaytapallana..... 82

Figura 14

Muestra las zonas de futura formación de lagunas identificadas en la cordillera Huaytapallana 83

Figura 15

Registro del retroceso glaciar en el nevado Yana Ucsa, período 2009-2018 84

Figura 16

Monitoreo de pérdida glaciar en el nevado Huaytapallana sobre la laguna Lazo Untay, usando Lidar revelan una pérdida de 0.59 m de pérdida vertical por año 85

Figura 17

Esquema 3D de ascenso de las ELAs (PEH, 1962, 2016), representadas sobre un modelo del relieve (hillsahde), con exageración vertical del nevado Huaytapallana..... 87

Figura 18

Gráfico de valores iterados para estimar el comportamiento de la ELA en el nevado Huaytapallana..... 88

Figura 19

Diagrama combinado de barras y líneas, muestra la relación inversamente proporcional entre la evolución de las ELAS y el área de acumulación..... 89

Figura 20

*Relación inversamente proporcional entre temperatura y
área glaciar.....* 93

Figura 21

*Niveles de peligro, de un flujo de detritos originados en la parte
alta de la cuenca Shullcas.....* 96

INTRODUCCIÓN

En el presente libro, se emprende un análisis de los efectos del cambio climático en los glaciares de la cordillera Huaytapallana, considerado un fenómeno de relevancia mundial que ha impactado significativamente los glaciares andinos. Esta crisis climática, que ha sido objeto de creciente preocupación a escala global, ha motivado la necesidad de comprender y evidenciar las consecuencias específicas que han afectado a esta región en particular.

El análisis se inicia con la exploración detallada de los glaciares andinos en el primer capítulo, donde se abordan clasificaciones morfológicas, dinámicas y geofísicas. Esta clasificación, establece los cimientos conceptuales necesarios para comprender la complejidad y la dinámica de los glaciares, incluyendo su movimiento y procesos erosivos que han definido su evolución.

En el transcurso del libro, se profundiza en la relación entre la crisis climática y los intereses económicos asociados, destacando la cordillera Huaytapallana como un escenario crítico. Este análisis retrospectivo enfatiza la situación específica de esta cordillera, identificando, en el pasado, los agentes responsables de los impactos sobre los glaciares.

Al adentrarse en el segundo capítulo, se revela el contexto geológico y geomorfológico que enmarca el estudio del nevado Huaytapallana. La atención meticulosa a la geología, litoestratigrafía y aspectos estructurales, sienta las bases para una comprensión integral de la configuración del terreno y la posterior interpretación de resultados.

La segunda parte de la investigación, presentada en capítulos sucesivos, despliega resultados detallados sobre la geomorfología glaciaria, la extensión glaciaria y la estimación del volumen de hielo. Estos análisis, realizados en períodos clave del pasado, se sustentan en herramientas geoespaciales de reconstrucción paleoglaciaria, ofreciendo una visión cuantitativa y retrospectiva de la evolución de los glaciares en la cordillera Huaytapallana.

El hilo conductor de la conexión entre el ascenso de las líneas de equilibrio de los glaciares y la evolución de la temperatura en tres períodos de estudio revela patrones significativos, constituyendo un análisis retrospectivo que aporta una visión más holística de las variaciones climáticas y sus impactos directos.

Finalmente, las reflexiones finales, no solo resumen hallazgos clave, sino que proponen acciones concretas para la protección de los glaciares. Estas propuestas se erigen como medidas fundamentadas en resultados respaldados científicamente, ofreciendo una guía sólida para futuras iniciativas de conservación y mitigación. En conjunto, este libro se posiciona como una contribución significativa al entendimiento retrospectivo de los efectos del cambio climático en los glaciares de la cordillera Huaytapallana. La rigurosidad académica y la exhaustividad metodológica convergen en un análisis profundo, revelando la magnitud de los desafíos planteados por la crisis climática sobre los glaciares andinos en esta región específica.

PARTE I

GENERALIDADES

CAPÍTULO I

CAMBIO CLIMÁTICO Y GLACIARES: DESAFÍO MUNDIAL

1.1. Glaciares andinos

Los glaciares andinos son masas de hielo perenne ubicadas en las zonas de alta montaña de los Andes en América del Sur (Johansen et al., 2022). Se caracterizan por acumular nieve en las partes altas durante el invierno y fluir pendiente abajo durante el verano debido a su propio peso (Plasencia, 2019). Los glaciares andinos cumplen un rol fundamental como reservas estratégicas de agua dulce y proveen aproximadamente el 70 % del agua dulce que se utiliza para consumo doméstico, agricultura e hidroelectricidad en la región (Baraer et al., 2022).

Según *el Atlas de Glaciares y Aguas Andinos* (Johansen et al., 2022), la cordillera de los Andes contiene alrededor de 99 % de todos los glaciares tropicales del mundo. Se estima que existen alrededor de 15.000 glaciares en los Andes, los cuales representan una superficie de glaciar total de aproximadamente 2.300 km². El 71 % de estos glaciares se encuentran concentrados en Perú (22 %), Bolivia (32 %) y Ecuador (17 %). Los glaciares restantes se

distribuyen en Chile (11 %), Colombia (11 %), Venezuela (4 %) y Argentina (3 %) (Johansen et al., 2022).

En relación a su tamaño, la mayoría de los glaciares andinos son relativamente pequeños. De acuerdo al Atlas de Glaciares y Aguas Andinos (Johansen et al., 2022), el 39 % de la población glaciar tiene un área entre 0.1 a 0.5 km², mientras que los glaciares mayores a 5 km² representan solo el 6 % del total. Esto quiere decir que menos del 10 % de los glaciares superan el 1 km² de área, lo que da cuenta de su reducida extensión en comparación con otras regiones del mundo. La mediana del tamaño glaciar en los Andes tropicales es de solo 0.3 km² (Johansen et al., 2022).

Respecto a su ubicación altitudinal, la mayor concentración de glaciares (34 %) se encuentran entre los 5000 a 5500 m. s. n. m., seguidos por los glaciares entre 4500 a 5000 m. s. n. m. (25 %). Solo el 7 % de los glaciares están por encima de los 6000 m. s. n. m. (Johansen et al., 2022). Esto se explica por el hecho de que la cordillera de los Andes presenta altitudes máximas inferiores a las grandes cadenas montañosas de Asia o Norteamérica, donde es común encontrar glaciares sobre los 7000 m. s. n. m. De hecho, el nevado más alto de los Andes es el Aconcagua con 6.961 m. s. n. m., mientras que en el Himalaya hay más de 100 montañas que superan los 7000 m. s. n. m. de altura.

En cuanto a su distribución latitudinal, se observan algunas diferencias entre la vertiente occidental y oriental de los Andes. En la vertiente occidental, la mayor densidad de glaciares se presenta entre los 11°S y 21°S, con importantes concentraciones en el norte de Chile y centro de Perú. En la vertiente oriental, la mayor densidad se da entre los 13°S y 22°S, principalmente en Bolivia (Johansen et al., 2022).

Esta distribución responde a los patrones climáticos dominantes en la región andina, donde la vertiente occidental recibe la influencia de los vientos del oeste provenientes del océano Pacífico, incrementando las precipitaciones en latitudes bajas como el norte chileno y Perú central.

La vertiente oriental se ve más afectada por los vientos alisios del noreste, que transportan humedad del Atlántico hacia el sur de Bolivia, favoreciendo la acumulación glaciaria en esa zona (Vuille et al., 2018).

Respecto a las condiciones climáticas, los glaciares andinos se desarrollan en un contexto de alta radiación solar, bajas temperaturas y precipitación sólida y líquida extrema. La temporada seca ocurre entre abril y octubre, mientras que la temporada húmeda se presenta entre noviembre y marzo. Durante la temporada seca predomina el balance de masa negativo, con altas tasas de fusión glaciaria. En la temporada húmeda prevalece el balance positivo debido a la alta acumulación de nieve y precipitación (Baraer et al., 2019).

La marcada estacionalidad del clima tropical andino, con fuertes contrastes entre una estación seca y otra húmeda, controla la dinámica glaciaria interanual. Mientras en la época seca se produce la mayor ablación o pérdida de hielo, en la época húmeda se maximiza la acumulación por nevadas y precipitación sólida. Esta dinámica determina que el clima tropical, a diferencia del clima polar o continental, no sea el más favorable para la preservación de grandes glaciares debido a la intensa ablación estacional (Kaser y Osmaston, 2014).

En las últimas décadas, los glaciares andinos han experimentado un acelerado retroceso en respuesta al calentamiento global antropogénico (Ipcc, 2019; Baraer et al., 2019). Entre los años 1970 y 2015 se ha documentado una pérdida de masa glaciaria del 30 % en los Andes tropicales (Ipcc, 2019). Las mediciones glaciológicas en campo y estudios de sensores remotos coinciden en señalar una marcada tendencia negativa en el balance de masa, con pérdidas crecientes en las últimas décadas (Veettil, 2021).

Esta tendencia de desglaciación acelerada obedece principalmente al aumento sostenido de las temperaturas en la región andina, que ha reducido la acumulación de nieve y masa glaciaria durante la época húmeda, a la vez que ha incrementado la fusión y sublimación de hielo en la época seca (Vuille

et al., 2018). El retroceso glaciar es aún más crítico en los Andes tropicales, donde se concentra la mayor cantidad de glaciares pequeños y de montaña que son los más vulnerables al calentamiento (Hock et al., 2019).

Los impactos del retroceso glaciar en los Andes incluyen alteraciones hidrológicas, pérdida de reservas hídricas, incremento de desastres como aluviones glaciares e impactos negativos en actividades económicas dependientes del agua como la agricultura, ganadería, generación hidroeléctrica y turismo (Hock et al., 2019; Mark et al., 2022). La reducción de los glaciares amenaza la seguridad hídrica y alimentaria de millones de personas en la región andina (Baraer et al., 2019).

El agotamiento del agua dulce almacenada en los glaciares puede ocasionar escasez durante la época seca, cuando la fusión glaciar es la principal fuente de los ríos andinos. Asimismo, la desaparición de glaciares incrementa el riesgo de aluviones, inundaciones y deslizamientos, al liberarse grandes volúmenes de agua por el colapso de lagunas glaciares (Carey et al., 2014). La alteración de los regímenes hidrológicos también afecta actividades productivas como la agricultura y generación de energía.

Las proyecciones climáticas indican que los Andes experimentarán un calentamiento por encima del promedio global durante el presente siglo, lo cual acelerará la pérdida de masa glaciar (Ipcc, 2021). Se estima que con un escenario de altas emisiones (RCP 8.5), los glaciares andinos podrían reducirse entre 78 % y 97 % para finales del siglo XXI (Ipcc, 2019). Inclusive en un escenario de bajas emisiones (RCP 2.6) se proyecta una pérdida sustancial de entre 29 % a 55 % (Ipcc, 2019). Estos cambios tendrían graves consecuencias ambientales, sociales y económicas en países como Perú, Bolivia, Ecuador, Colombia y Chile.

De acuerdo a Hock et al. (2019), bajo el escenario RCP 8.5, el volumen de hielo en los Andes tropicales disminuiría en más de 2/3 para 2050 y se acercaría a cero hacia finales de siglo. Incluso considerando un escenario optimista de estabilización de emisiones, la pérdida proyectada supera el

50 % del volumen actual. Los glaciares pequeños por debajo de los 0.5 km² serían los más afectados, con un retroceso del 100 % durante este siglo (Hock et al., 2019).

Estas proyecciones ponen de relieve los profundos impactos que el calentamiento antropogénico tendrá sobre los glaciares andinos. Sus implicaciones no solo son glaciológicas y físicas, sino que conllevan riesgos significativos para la seguridad hídrica, alimentaria y energética de la región, además de pérdida de biodiversidad y servicios ecosistémicos (Buytaert et al., 2017). Por ello, la conservación de los glaciares es un tema prioritario dentro de las estrategias de adaptación al cambio climático en los Andes.

En síntesis, los glaciares andinos constituyen ecosistemas altamente vulnerables al cambio climático antropogénico, experimentando un acelerado retroceso en las últimas décadas. Su conservación requiere acciones coordinadas y ambiciosas de mitigación y adaptación para garantizar la resiliencia de las poblaciones humanas que dependen de estos sistemas glaciares. La investigación glaciológica detallada y el monitoreo sistemático son fundamentales para comprender la dinámica actual y futura de los glaciares ante el calentamiento global.

Los glaciares andinos proveen importantes servicios ecosistémicos, siendo una fuente estratégica de recursos hídricos para millones de personas. Su deterioro no solo implica consecuencias físicas y ambientales, sino también grandes riesgos sociales, culturales y económicos para los países andinos. En ese sentido, su conservación debe ser una prioridad regional, integrando iniciativas de investigación, monitoreo, mitigación, adaptación y gestión sostenible del agua, para garantizar la resiliencia de estas masas de hielo ante el cambio climático.

1.2. Clasificación de los glaciares

Los glaciares son clasificados de diferentes maneras con el fin de estudiar sus características morfológicas, dinámicas y físicas. Existen múltiples cri-

terios utilizados para categorizar los glaciares, entre los más importantes se encuentran la clasificación morfológica, la clasificación de Klebelsberg, la clasificación dinámica y la clasificación geofísica (Johansen et al., 2022).

La clasificación morfológica se basa en la forma del glaciar y sus rasgos superficiales. Permite distinguir entre glaciares de valle, glaciares de circo, glaciares de montaña y glaciares de casquete, entre otros. La clasificación de Klebelsberg considera la relación altitudinal entre la línea de equilibrio y el frente glaciar. La clasificación dinámica se enfoca en el movimiento glaciar y sus tipos de flujo. Finalmente, la clasificación geofísica utiliza variables como la temperatura interna y el contenido de agua para categorizar a los glaciares (Plasencia, 2019).

Cada sistema de clasificación aporta información relevante para la glaciología. La clasificación morfológica permite analizar procesos de erosión y modelamiento glaciar. La clasificación de Klebelsberg es útil para estudiar el balance de masa. La clasificación dinámica brinda entendimiento sobre mecánica glaciar y tipos de movimiento. La clasificación geofísica posibilita inferir las condiciones térmicas internas de los glaciares (Ferrando et al., 2014).

En conjunto, los diferentes tipos de clasificación glaciar constituyen herramientas imprescindibles para los glaciólogos, proveen un marco conceptual para interpretar los diversos procesos físicos involucrados en la dinámica glaciar. Asimismo, permiten extrapolar los resultados de investigaciones específicas a poblaciones mayores de glaciares con características similares. El estudio detallado de cada sistema de clasificación se abordará en subsecciones posteriores.

1.2.1. Clasificación morfológica

La clasificación morfológica de glaciares se basa en la forma, tamaño y características superficiales de los mismos (Johansen et al., 2022). Permite distinguir los principales tipos de glaciares sobre la base de criterios geo-

morfológicos. Los tipos glaciares identificados mediante la clasificación morfológica incluyen:

- **Glaciares de valle:** se ubican en valles y tienen forma alargada. Presentan una zona de acumulación en la cabecera, una zona de ablación en el frente y una zona intermedia de transporte de hielo. Su superficie es relativamente suave, con algunas grietas transversales. Son glaciares grandes que avanzan por valles preexistentes modelados por erosión fluvial (Benn y Evans, 2010).
- **Glaciares de montaña:** son más pequeños y empinados que los glaciares de valle. Se acumulan en depresiones y laderas montañosas circundantes. Carecen de zonas extensas de ablación y acumulación. Presentan superficies muy irregulares, con afloramientos rocosos. Se originan por congelamiento in situ más que por flujo gravitacional (Rivera et al., 2005).
- **Glaciares de circo:** se ubican en depresiones semicirculares excavadas en laderas montañosas. Poseen forma de herradura o anfiteatro. Se originan por erosión glacial intensa en cabeceras montañosas donde converge el hielo. La zona de ablación ocupa la mayor parte del glaciar (Benn y Evans, 2010).
- **Glaciares colgantes:** se desarrollan en laderas muy empinadas, donde el hielo fluye “colgado” hacia abajo desde cornisas o crestas. Presentan una morfología distintiva de lengua o banda estrecha y alargada, con gran inclinación. Se sustentan por adhesión al sustrato rocoso más que por flujo basal (Rivera et al., 2005).
- **Glaciares de casquete:** son mantos de hielo de gran extensión que cubren amplias superficies topográficas subyacentes. Se caracterizan por fluir radialmente en todas las direcciones desde sus zonas de máxima acumulación. Constituyen los glaciares más grandes del planeta, como los que cubren Groenlandia y la Antártida (Cuffey y Paterson, 2010).

- **Otros tipos de glaciares:** identificables mediante su morfología incluyen glaciares de plataforma, glaciares en tapón, glaciares rocosos, glaciares de cráter, entre otros. En los Andes tropicales predominan los glaciares pequeños de montaña y de circo, mientras que en latitudes más australes se encuentran grandes glaciares de valle y de casquete (Kaser y Osmaston, 2002).

La clasificación morfológica posee diversas aplicaciones en investigaciones glaciológicas. Permite inferir los procesos de erosión glaciaria a partir de la forma de valles y circos modelados por el hielo. Asimismo, la morfología da indicios sobre la dinámica glaciaria, como el tipo de flujo y velocidad de movimiento. El tamaño relativo de las zonas de acumulación y ablación refleja el balance de masa del glaciar (Benn y Evans, 2010).

Por otra parte, los cambios morfológicos observados en glaciares a través del tiempo como, por ejemplo, la transición de glaciares de valle a glaciares de circo, pueden utilizarse para reconstruir la historia glaciaria de una región. Así también, el mapeo de formas glaciales relictas permite estimar las dimensiones alcanzadas durante avances glaciares pasados (Solomina et al., 2015).

En el contexto actual de retiro acelerado de glaciares por el cambio climático, la clasificación morfológica facilita identificar los glaciares de mayor vulnerabilidad. Los glaciares pequeños de alta montaña, como los de circo y colgantes, se ven más rápidamente afectados por el calentamiento, mientras que los grandes glaciares de valle y casquete poseen mayor inercia térmica para resistir periodos más prolongados de balance de masa negativo (Huss y Hock, 2018).

El *Atlas de Glaciares y Aguas Andinos* (Johansen et al., 2022) empleó una clasificación morfológica para categorizar los aproximadamente 15.000 glaciares identificados y mapeados en la región. Esta clasificación reveló el predominio de glaciares de montaña (37 %), seguidos por glaciares de

valle (30 %), glaciares de casquete (13 %) y glaciares de circo (11 %), con otros tipos minoritarios.

En síntesis, la clasificación morfológica de glaciares constituye una herramienta fundamental en glaciología, que permite analizar procesos erosivos, dinámicos e históricos de las masas de hielo sobre la base de sus atributos geomorfológicos. En los Andes tropicales, esta aproximación es esencial para entender la distribución espacial de diferentes tipos de glaciares y su vulnerabilidad diferenciada ante el cambio climático.

1.2.2. Clasificación de Klebelsberg

La clasificación de glaciares de Klebelsberg fue propuesta por el glaciólogo austriaco Raimund von Klebelsberg en la primera mitad del siglo XX. Se basa en la relación altitudinal entre el frente glaciar y la línea de equilibrio (ELA por sus siglas en inglés) para categorizar los glaciares en grupos con implicaciones sobre su dinámica (Klebelsberg, 1948).

La línea de equilibrio (ELA) representa la altitud donde el balance de masa glaciar es igual a cero; es decir, la acumulación neta es igual a la ablación. Por encima de la ELA predomina la acumulación de nieve y por debajo la fusión glaciar. La ELA se ubica típicamente en la mitad superior del glaciar (Cogley et al., 2011).

Klebelsberg clasificó los glaciares en cuatro grupos principales sobre la base de la posición relativa entre el frente glaciar y la ELA:

- **Glaciares tipo A:** el frente glaciar se encuentra por debajo de la ELA. La mayor parte del glaciar está en la zona de ablación, indicando un balance de masa negativo. Son glaciares en retiro acelerado.
- **Glaciares tipo B:** el frente glaciar alcanza aproximadamente el mismo nivel que la ELA. La zona de ablación equivale a la zona de acumulación. El balance de masa es cercano a cero.

- **Glaciares tipo C:** el frente glaciar se ubica por encima de la ELA, pero sin sobrepasar la cabecera. Poseen una pequeña zona de ablación y gran zona de acumulación, con balance de masa positivo. Son glaciares en avance.
- **Glaciares tipo D:** el frente glaciar se encuentra por encima de la cabecera del glaciar. Todo el hielo acumulado se desplaza hacia la zona de ablación, indicando un fuerte desequilibrio. Rara vez se observan en la actualidad.

Posteriormente se definieron clasificaciones más detalladas, como la de Troll, que dividió los glaciares en siete clases basándose en la misma aproximación altitudinal relativa a la ELA (Troll, 1958).

La clasificación de Klebelsberg posee diversas aplicaciones. Permite evaluar rápidamente el estado de equilibrio o desequilibrio de un glaciar solo conociendo la posición de su frente y ELA, sin necesidad de mediciones complejas de balance de masa. Asimismo, la identificación de glaciares tipo A indica condiciones climáticas desfavorables para el desarrollo glaciar, mientras que los tipos C señalan un clima propicio para el avance (Cogley et al., 2011).

La clasificación también es útil para interpretar registros morrenas frontales y reconstruir las fluctuaciones pasadas de los glaciares. Por ejemplo, los estadios glaciares marcados por morrenas tipo C implican periodos más fríos que permitieron el descenso de la ELA y el avance de los frentes por debajo de ese nivel (Ginot et al., 2002).

En los Andes tropicales, el mapeo de glaciares tipo A en retiro acelerado brinda un diagnóstico del impacto del calentamiento global en esta región. Estudios recientes en los Andes peruanos indican que más del 70 % de los glaciares pequeños ya se clasifican como tipo A, sugiriendo un fuerte desequilibrio glaciar (Drenkhan et al., 2019). La clasificación de Klebelsberg

seguirá siendo una herramienta vigente para monitorear la respuesta de los glaciares andinos al cambio climático.

En síntesis, esta clasificación altitudinal simple, pero poderosa facilita evaluaciones rápidas del estado de equilibrio de las masas glaciares y su dinámica de cambio bajo distintas condiciones climáticas. Su aplicación en los Andes y otras regiones continuará entregando información valiosa sobre la evolución de los glaciares en el contexto del calentamiento global.

1.2.3. Clasificación dinámica

La clasificación dinámica de glaciares se basa en el movimiento del hielo y los procesos físicos asociados. Permite categorizar los glaciares de acuerdo a parámetros como la velocidad de flujo, tipos de flujo, mecanismos de deformación glaciár, entre otros (Cuffey y Paterson, 2010).

Los principales criterios utilizados en la clasificación dinámica son:

1.2.3.1. Velocidad de flujo

- **Glaciares de baja velocidad o estáticos:** presentan flujos extremadamente lentos, menores a 10 m/año. El hielo se mueve a una tasa imperceptible, comportándose efectivamente como un sólido rígido inmóvil. Incluye a los grandes glaciares de casquete antártico y a los glaciares rocosos.
- **Glaciares de velocidad media:** exhiben flujos moderados entre 10 a 100 m/año. Este rango de velocidades intermedias caracteriza a la mayoría de los glaciares de alta montaña.
- **Glaciares de alta velocidad:** manifiestan flujos rápidos superiores a 100 m/año. Estas velocidades elevadas son típicas de las extensas zonas de ablación en los glaciares de valle de grandes dimensiones.

1.2.3.2. Tipos de flujo

- **Flujo laminar:** las capas o láminas de hielo se deslizan en paralelo unas sobre otras sin interferir o mezclarse significativamente. Este tipo de flujo ordenado y en capas predomina en los extensos glaciares de casquete de la Antártida.
- **Flujo turbulento:** involucra una mezcla e interferencia intensa entre las diferentes capas o láminas de hielo, que se pliegan y entremezclan durante el flujo. Este tipo caótico de flujo es común en glaciares de relieve montañoso con topografía irregular subyacente.

1.2.3.3. Mecanismos de deformación

- **Flujo plástico:** ocurre principalmente por deslizamiento basal sobre el lecho rocoso y deformación interna viscoplástica del hielo. Requiere la presencia de agua líquida para la lubricación basal. Predomina en glaciares templados con contenidos de agua intersticial.
- **Flujo frágil:** resulta del fracturamiento intenso del hielo y posterior deslizamiento a lo largo de las grietas y fracturas formadas. Predomina en glaciares polares muy fríos donde el agua se congela en los poros del hielo.

1.2.3.4. Esfuerzo cortante

- **Glaciares en compresión:** experimentan esfuerzos horizontales compresivos que comprimen y acortan el hielo. Esto genera la formación de crevasses o grietas transversales perpendiculares a la dirección de flujo.
- **Glaciares en extensión:** están sujetos a esfuerzos horizontales de tracción que expanden y alargan el hielo. Como resultado presentan la formación de crevasses longitudinales paralelas a la dirección de flujo.

La clasificación dinámica permite deducir y entender los controles físicos fundamentales que gobiernan el movimiento de los glaciares e inferir el régimen térmico interno e hidrología subglacial. Los glaciares templados, con alto contenido de agua, fluyen plásticamente por deslizamiento basal y deformación dúctil del hielo. Los glaciares polares muy fríos experimentan un tipo de flujo predominantemente frágil controlado por fracturamiento intenso (Cuffey y Paterson, 2010).

Asimismo, la clasificación dinámica explica satisfactoriamente la morfología glaciar asociada a distintos patrones de flujo, como glaciares comprimidos transversalmente versus glaciares extendidos longitudinalmente, en función de las restricciones topográficas subyacentes. Las irregularidades en el lecho rocoso y las constricciones laterales en los valles modulan fuertemente la dinámica espacial de flujo de hielo hacia los márgenes (Benn y Evans, 2015).

Entre los glaciares andinos tropicales y templados, predominan glaciares relativamente pequeños de montaña que presentan velocidades medias a altas, con regímenes térmicos mayormente templados y contenidos de agua intersticial que permiten el flujo plástico por deformación viscosa del hielo y deslizamiento basal (Kääb et al., 2018). La alta pluviosidad en gran parte de los Andes tropicales favorece altos contenidos de agua para la crucial lubricación basal.

Las mediciones con GPS de la superficie glaciar revelan los patrones espaciales en la velocidad de flujo. Las zonas más centrales de los glaciares fluyen más rápido que las zonas laterales cercanas a las paredes del valle. Asimismo, se han registrado aceleraciones estacionales del flujo durante el verano, cuando la fusión y el agua líquida en la base son máximas (Minowa et al., 2019).

El acelerado calentamiento atmosférico en los Andes está reduciendo drásticamente el espesor y volumen de los glaciares tropicales a un ritmo tal que pronto sobrepasarán un punto de inflexión crítico, pasando de

un régimen dinámico de flujo rápido dominado por deslizamiento basal a uno lento dominado por deslizamiento superficial, con profundas implicaciones para la evolución y destino de estas masas de hielo (Carrivick et al., 2015).

Los modelos numéricos dinámicos que simulan los mecanismos físicos de deformación y flujo glaciar constituyen herramientas importantes para proyectar la respuesta de los glaciares andinos al forzamiento climático antropogénico del calentamiento global. La inicialización y calibración adecuadas de estos modelos complejos requiere información detallada in situ sobre la topografía glaciar y bedrock subglaciar, así como mediciones glaciológicas de los campos de velocidad de flujo (Azam et al., 2018).

En síntesis, la clasificación dinámica de glaciares aporta conocimientos teóricos y prácticos fundamentales sobre reología y mecánica glaciar. Permite vincular los regímenes de temperatura y contenidos de agua con los patrones de movimiento, deformación y distribución de esfuerzos en el hielo. Esta información es esencial para construir modelos predictivos robustos y realistas del impacto del cambio climático en los glaciares andinos y su dinámica futura bajo diferentes escenarios climáticos.

1.2.4. Clasificación geofísica

La clasificación geofísica de glaciares se fundamenta en las propiedades físicas internas del hielo, especialmente la temperatura y contenidos de agua (Pettersson et al., 2017). Permite categorizar los glaciares según su régimen térmico en:

- **Glaciares fríos o politermales:** presentan temperaturas bajo cero en todo su espesor, excepto una delgada capa superficial durante el verano. El hielo se encuentra congelado sólidamente en los poros (hielo impermeable). Típicos de regiones polares como Groenlandia y Antártica (Cuffey y Paterson, 2015). Sus principales características son:

- Temperaturas predominantemente bajo -10°C .
- Bajos contenidos de agua, generalmente $<1\%$ en peso.
- Sin fusión interna, impermeables.
- Flujo dominado por deformación plástica y deslizamiento frágil.
- Baja velocidad de flujo.
- **Glaciares templados:** presentan temperaturas en parte o todo su espesor cercanas al punto de fusión (hielo permeable). Típicos de regiones de montaña. Sus características son:
 - Temperaturas en rango de 0 a -4°C .
 - Altos contenidos de agua, típicamente $1-15\%$ en peso.
 - Experimentan fusión interna y percolación de agua líquida.
 - Flujo plástico por deslizamiento basal.
 - Velocidades intermedias de flujo.
- **Glaciares subpolares:** exhiben un régimen térmico de transición, con espesor superficial templado sobre un núcleo frío. Presentes en latitudes y altitudes intermedias. Sus propiedades abarcan:
 - Capa activa superior de 10 a 30 m de espesor templada
 - Zona interior más fría con hielo a -5°C o menos.
 - Contenidos de agua de $0-10\%$ en peso.

- Coexistencia de procesos frágiles y dúctiles.
- Velocidad de flujo intermedia.

Esta clasificación permite inferir procesos glaciohidrológicos internos a partir de mediciones geofísicas. Por ejemplo, los glaciares templados con alto contenido de agua son meteorológicamente más sensibles por fusionarse y fluctuar más rápido ante cambios de temperatura o precipitación (Jóhannesson et al., 1989, citado en Pettersson et al., 2017).

Los métodos geofísicos para determinar las propiedades térmicas e hidrológicas internas de los glaciares incluyen:

- Perforaciones con equipos de sondeo caliente para medir temperatura en profundidad.
- Radar de subsuelo para estimar contenidos de agua y detectar fusión basal.
- Tomografía de resistividad eléctrica para mapear la distribución de agua líquida intersticial.
- Sísmica de refracción para determinar la profundidad de la capa activa superior.

Los estudios geofísicos en los Andes indican que la mayoría de sus glaciares pueden clasificarse como templados, con espesores activos de 10-50 m en la zona intertropical que alcanzan hasta 100-150 m en regiones australes (Gilbert et al., 2022). Sin embargo, el calentamiento regional está reduciendo el espesor de las zonas activas y la fracción de hielo templado (Minowa et al., 2019).

La clasificación geofísica resulta clave para parametrizar modelos de evolución glaciar ante el cambio climático. Los glaciares templados de montaña, como los de los Andes tropicales, son más susceptibles al calentamiento.

to por su alta fracción de hielo a punto de fusión (Jóhannesson et al., 1989, citado en Pettersson et al., 2017). Su transición hacia regímenes más fríos subpolares podría ralentizar su receso futuro.

En síntesis, esta clasificación basada en las condiciones térmicas e hidrológicas internas del hielo brinda información crítica sobre procesos glaciodinámicos y para proyectar la respuesta de los glaciares al cambio climático en función de su régimen térmico inicial. Los glaciares andinos se tornarán un campo clave para aplicar estos métodos geofísicos e incorporarlos en modelos predictivos del devenir de estas masas de hielo tropicales ante el calentamiento antropogénico.

1.3. Movimiento de los glaciares

Los glaciares constituyen masas de hielo dinámicas en constante movimiento y cambio. El movimiento de los glaciares, conocido como flujo glaciar, es un proceso fundamental que controla el desarrollo, expansión y contracción de los glaciares a escalas temporales que varían desde años hasta milenios (Benn y Evans, 2016). Este movimiento continuo se genera por efectos de la gravedad, el peso del hielo y su inherente plasticidad para deformarse lentamente como respuesta a esos esfuerzos (Earle, 2019).

El flujo glaciar resulta de la combinación de dos mecanismos principales: la deformación interna del hielo por fluencia lenta, y el deslizamiento basal sobre el lecho rocoso subyacente (Cuffey y Paterson, 2017). La deformación interna implica que, bajo su propio peso, el hielo se comporta como un fluido altamente viscoso o plástico, fluyendo lentamente y desplazando las capas internas unas sobre otras. El deslizamiento basal se genera por la fusión a presión del hielo sobre el lecho, permitiendo que la base del glaciar resbale sobre la roca o sedimentos subglaciales.

En los glaciares templados, que presentan temperaturas cercanas al punto de fusión, el deslizamiento basal es el mecanismo dominante y llega a representar más del 90 % del movimiento total del glaciar. En cambio, en los

glaciares polares más fríos predomina el lento arrastre interno del hielo sobre el deslizamiento basal (Cuffey y Paterson, 2017). Esto se explica por la presencia de agua líquida en los glaciares templados, proveniente de la fusión superficial o internamente por el calor geotérmico, la cual lubrica la base facilitando el deslizamiento.

La velocidad y patrones espaciales del movimiento glaciar se encuentran controlados por múltiples factores (Jiskoot et al., 2000, citado en Benn y Evans, 2016):

- La topografía subglacial, donde depresiones pronunciadas o zonas de mayor pendiente incrementan la gravedad impulsora y aceleran el flujo.
- Las condiciones térmicas internas, pues los glaciares más templados exhiben mayores velocidades de arrastre y deslizamiento basal.
- El espesor de hielo, ya que glaciares más gruesos poseen mayor empuje gravitacional y peso para vencer la fricción basal.
- Las tasas de ablación superficial, que al reducir el roce lateral de las paredes valle, permiten un deslizamiento basal más rápido.
- Las tasas de acumulación neta, que aumentan el espesor glaciar e incrementan la presión sobre el lecho acelerando el flujo.
- Las restricciones laterales como paredes de valles o fiordos, que frenan el flujo glaciar hacia los márgenes.

La combinación de estos factores genera patrones característicos en el campo de velocidades de flujo glaciar (Jiskoot et al., 2000, citado en Benn y Evans, 2016):

- Longitudinalmente la velocidad aumenta progresivamente desde las zonas altas de acumulación de nieve, hacia las zonas bajas de rápida ablación por fusión.

- Transversalmente, la velocidad es más rápida en el eje central del glaciar disminuyendo hacia los bordes laterales.
- Verticalmente, la velocidad de arrastre glaciar se incrementa con la profundidad, alcanzando su máximo cerca del lecho rocoso basal.

En términos cuantitativos, las velocidades de flujo exhiben un amplio rango espacial en los glaciares, variando habitualmente entre menos de 10 m/año en áreas elevadas de acumulación, hasta 100 m/año o más en extensas zonas inferiores de rápida ablación en los grandes glaciares de valle (Benn y Evans, 2016).

El movimiento continuo de las masas de hielo genera una intensa erosión y modelamiento sobre el paisaje subglacial, esculpiendo características morfologías glaciares como valles en U, artesas y circos glaciares, fiordos, morrenas, tambores y otras formas distintivas (Johnson et al., 2022). Los cambios en la dinámica espacio-temporal del flujo glaciar, inducidos por variaciones en el clima y masa de hielo, modifican a su vez el potencial erosivo de los glaciares y sus efectos geomórficos sobre el paisaje (Koppes y Montgomery, 2014). Por ejemplo, las fluctuaciones en las tasas de deslizamiento basal determinan la magnitud de la abrasión ejercida por el hielo sobre el lecho rocoso subyacente.

En las últimas décadas, el calentamiento global está impactando significativamente la velocidad y patrones de flujo de los glaciares en distintas regiones del planeta (Jiskoot et al., 2000, citado en Benn y Evans, 2016). Numerosos estudios en Los Alpes, el Himalaya y los Andes revelan que la mayoría de los glaciares han reducido de manera generalizada su espesor, volumen y velocidad de movimiento, como consecuencia directa del adelgazamiento glaciar y acelerada pérdida de masa vinculada al cambio climático antropogénico (Azam et al., 2018; King et al., 2019).

Esta tendencia sugiere que muchos glaciares de montaña templados están experimentando una transición crítica desde un régimen dinámico pri-

mariamente controlado por el rápido deslizamiento basal, hacia un estado más lento y estático dominado por la lenta deformación interna del hielo (Jiskoot et al., 2000, citado en Benn y Evans, 2016). Este cambio tendrá inevitables consecuencias sobre la evolución futura de los glaciares, su potencial erosivo y su respuesta a posibles fluctuaciones climáticas futuras.

En último término, el movimiento de los glaciares es un complejo proceso físico clave que gobierna su dinámica de cambio y efectos sobre el relieve subglacial. El actual cambio climático está alterando sustancialmente los patrones de flujo glaciar a escala global, acercando a muchos glaciares templados de montaña hacia regímenes más fríos y estáticos. Se requiere urgentemente incrementar las investigaciones para comprender acabadamente estos efectos sobre la mecánica y comportamiento de diferentes poblaciones de glaciares alrededor del mundo.

1.4. Erosión, transporte y registros glaciares

La erosión glaciar es el desgaste que provocan los glaciares sobre el lecho rocoso al desplazarse lentamente cuesta abajo por efecto de la gravedad. Este proceso fundamental ocurre cuando el hielo en movimiento, actuando como agente modelador, transporta roca y sedimentos incrustados en su base. Al arrastrarse, estas rocas incrustadas actúan efectivamente como herramientas de erosión que van moliendo y puliendo la superficie subglaciar, generando así un modelado particular (Erosión glaciar, 2023).

Según Hernández (2018), experto en procesos y formas glaciares, la erosión glaciar como mecanismo modelador se produce mediante tres procesos principales generadores de desgaste y modelado sobre la superficie terrestre:

- **Abrasión glaciar:** Este primer mecanismo de erosión glaciar se genera por el rozamiento constante e intenso de los múltiples fragmentos de roca de diversos tamaños que quedan firmemente incrustados en la base del hielo glaciar sobre el lecho rocoso subyacente. Los sedimentos

subglaciares actúan efectivamente como un enorme y áspero papel de lija, desgastando, rayando, fracturando y puliendo la roca sólida subglaciar sobre la cual se desplaza lentamente el glaciar. Cuanto mayor sea el volumen de sedimentos de rocas que logre transportar incrustado en su base una masa o lengua glaciar determinada, se incrementará exponencialmente su capacidad erosiva por abrasión.

- **Arrancamiento glaciar:** Este segundo mecanismo ocurre cuando, debido a las múltiples irregularidades que suelen presentar los lechos rocosos sobre los que se desplazan, los glaciares generan diferencias locales de presión bajo su masa helada que hacen que el hielo en movimiento se adhiera temporal, pero firmemente en puntos específicos de la roca subglaciar para, acto seguido, arrancar o desprender de un tirón trozos, lajas y bloques de roca de diferentes formas y tamaños dependiendo de factores como las discontinuidades presentes y la heterogeneidad del sustrato rocoso. A los puntos del lecho relativamente resguardados o protegidos del desprendimiento por su configuración se los denomina “*lee side*” mientras que a los sectores más expuestos y, por ende, con mayor probabilidad de desprendimiento se los denomina “*stoss side*”.
- **Cavitación glaciar:** Este tercer mecanismo de erosión glaciar es provocado por los bruscos cambios en la presión intersticial existente en el agua subglaciar; es decir, en el agua de deshielo que se concentra entre la base del glaciar y el lecho. Producto de cambios topográficos en dicho lecho glaciar, se forman pequeñas, pero numerosas cavidades subglaciares en la roca, rellenas temporalmente por el agua. Estas cavidades o cámaras de presión fluctuante alcanzan un punto crítico de presión interna en el que implosionan súbita y violentamente contra las paredes de roca, generando el desprendimiento de trozos y fragmentos del lecho rocoso subyacente al glaciar.

En conjunto, estos tres diferentes pero complementarios mecanismos (abrasión, arrancamiento y cavitación glaciar) actúan de manera sinérgica, potenciando exponencialmente entre sí sus efectos, y amplificando

finalmente de este modo la erosión y capacidad modeladora final del hielo en movimiento.

Diversos estudios recientes han cuantificado la efectividad de estos mecanismos de erosión glaciár. Así, por ejemplo, Rabatel et al. (2013), estiman que la tasa efectiva de erosión glaciár profunda en los glaciares de montaña de los Andes tropicales sudamericanos incluyendo, por ejemplo, los de Bolivia y Perú, tiene un rango promedio de entre 0.1 y 1 mm por año. Esta tasa es muy superior a las tasas típicas de erosión estimadas para zonas equivalentes no glaciares de alta montaña, las cuales oscilan entre 0.01 a 0.04 mm anuales. Ello da una idea de la enorme capacidad erosiva de las masas de hielo cuando se ponen en movimiento.

Una vez que logra arrancar trozos y fragmentos de diversos tamaños de rocas del lecho sobre el cual se desplazan mediante los mecanismos reseñados, el hielo glaciár también se constituye en un agente geológico responsable del transporte de estos sedimentos resultantes de la actividad erosiva. Sobre este proceso de transporte sedimentario glaciár, Hernández (2018) identifica y describe tres formas fundamentales que presenta:

- **Transporte supraglaciár:** En este caso, los múltiples derrubios compuestos por los clastos y bloques de rocas desprendidas de las laderas montañosas circundantes, caen inicialmente sobre la superficie expuesta del glaciár, son luego incorporados a la masa helada y finalmente transportados sobre dicha superficie glaciár expuesta, en donde los sedimentos suelen recorrer o desplazarse distancias relativamente cortas, del orden de pocos metros o centenas de metros como máximo, antes de volver a precipitarse cuesta abajo por gravedad hacia los sectores laterales cuando el glaciár cambia de dirección o disminuye la pendiente de la lengua glaciár.
- **Transporte englaciár:** En este segundo caso, los sedimentos rocosos son incorporados en el interior de la propia masa de hielo glaciár, tanto por fracturamiento interno de la masa helada, como por procesos repetidos

de fusión superficial y recongelamiento interno que atrapan fragmentos detríticos en el hielo. Cuando este transporte englaciado se acumula a gran escala, le otorga al hielo un color característico pardo grisáceo.

- **Transporte subglaciar:** Este tercer mecanismo de transporte glaciar es el más efectivo de los tres hasta aquí reseñados. Los sedimentos erosionados del lecho de roca sobre el cual se desplaza el glaciar quedan firmemente atrapados en la base del mismo debido a fenómenos de presión y fusión-regulación antes descritos. Por estar en contacto con la zona de máximo rozamiento del lecho, estos sedimentos subglaciares son arrastrados por el movimiento glaciar a lo largo de grandes distancias, del orden de varios kilómetros incluso, a la vez que son intensamente pulverizados y abradidos entre sí por efecto de este desplazamiento forzado contra el lecho rocoso subyacente. Este transporte subglaciar basal, junto a la abrasión continuada, otorgan a los sedimentos un alto grado de redondeamiento y pulimento.

La combinación de intensos procesos de erosión glaciar y el subsecuente transporte de estos sedimentos produce una serie de modelados sobre el relieve, así como depósitos muy característicos y distintivos que quedan registrados en el terreno luego del retroceso de los hielos. Sobre estos registros geológicos resultantes MacGregor et al. (2000) identifican tres grupos principales:

- **Modelado glaciar:** Incluye las típicas formas resultantes sobre el terreno montañoso producto del paso de los glaciares, como son las amplias cubetas o depresiones denominadas circos o anfiteatros glaciares, los profundos valles con perfil transversal en forma de “U” denominados valles glaciares, y las morrenas tanto frontales como laterales. Las morrenas frontales constituyen cordones de sedimentos acumulados por el glaciar en su frente o extremidad distal, mientras que las laterales se acumulan a los lados del glaciar.

- **Depósitos glaciares:** Se originan también a partir de los sedimentos transportados y depositados por el hielo, e incluyen tanto a las propias morrenas frontales y laterales, como también a los sedimentos subglaciares moldeados por el paso del glaciar denominados “till”, a los deltas formados por la acción fluvioglacial, a las colinas estratificadas “kames” resultado de acumulaciones entre el hielo estancado durante retrocesos (denominadas hielo muerto) y finalmente también incluye las formas alargadas y sinuosas denominadas “eskers”, que se originan por el flujo de agua de deshielo en túneles al interior de las masas de hielo muerto. Todos ellos aportan valiosa información paleoclimática ya que permiten datar con precisión las oscilaciones y pulsaciones de los glaciares en su avance y retroceso.
- **Huellas de erosión:** Incluye las diversas formas de manifestación sobre la roca pulida resultante, de la acción erosiva directa del hielo sobre la roca sólida subyacente. Entre ellas se hallan los surcos y estrías, las cuales indican con exactitud la dirección principal del flujo glaciar. También se manifiestan notorias formas de erosión denominadas “roca aborregada”, en alusión a las redondeadas protuberancias de roca pulida por acción glaciar, las cuales recuerdan los lomos lanudos de las ovejas. Finalmente, en este grupo de huellas, cabe mencionar la presencia de notorios pulidos glaciares, los cuales por su desarrollo extensivo definen con exactitud la altitud o nivel máximo alcanzado por la lengua glaciar durante su transfluencia en un valle determinado.

Es evidente por lo tanto que, los efectos impactantes combinados de intensa erosión glaciar seguida de transporte de grandes volúmenes de los sedimentos resultantes superan largamente en su efectividad de modelado la acción conjugada de cualquier otro grupo de agentes modeladores tanto exógenos como endógenos. De allí la amplia variedad de formas de modelado y depósitos distintivos originados exclusivamente por la acción de los glaciares. Estas formas resultantes, al quedar preservadas en el paisaje luego del retroceso glaciar, se convierten en un registro relativamente fidedigno de las formas pretéritas, que en base a su estudio permite re-

construir con cierto detalle la dinámica pasada de evolución de las masas glaciares, e incluso en algunos casos realizar inferencias paleoclimáticas razonables según Gökgez (2019).

No obstante, el acelerado retroceso de las masas glaciares inducido por el cambio climático, incluyendo la marcada tendencia recesional de los glaciares de tipo andino observada por estudios recientes, están degradando rápidamente estos únicos y frágiles registros geomorfológicos heredados de las últimas glaciaciones. Por ejemplo, Jomelli et al. (2020) estiman que más del 80 % de la superficie glaciar perdida en los Andes tropicales desde los máximos alcanzados por los glaciares en la Pequeña Edad de Hielo, no ha logrado dejar aún evidencias geomorfológicas claramente discernibles.

El rápido retroceso no permite la formación o preservación de depósitos ni formas típicas sobre el terreno. En base a este y otros antecedentes, en un trabajo reciente sobre los Andes centrales, Rabatel et al. (2013) enfatizan sobre la necesidad de intensificar rápidamente los estudios sobre la relación entre la dinámica glaciar, el clima y el registro geomorfológico resultante en la alta montaña tropical Andina, dado que la rápida desaparición de estas masas de hielo de alta montaña está acotando severamente la ventana de tiempo para poder ser inferidas e interpretadas correctamente.

En este contexto de cambio climático antropogénico, una red internacional de expertos constituida por Hock et al. (2019), ha definido recientemente que los glaciares de montaña de cualquier latitud, incluyendo las franjas tropicales montañosas como la de los Andes, son formas de criósferas claves, críticas, para poder estudiar y analizar el aceleramiento del calentamiento global y sus múltiples impactos, muchos de ellos aún poco conocidos o estudiados.

Sin embargo, autores como Braun et al. (2019) sostienen que, a diferencia del conocimiento ya acumulado en otras grandes cadenas montañosas del orbe, en los Andes tropicales la información y análisis glaciológicos directos a escala local siguen siendo todavía muy escasos. Existe poca in-

formación sistematizada y series históricas de largo plazo son muy pocas, a pesar de conocerse la importancia estratégica de estos glaciares para varios países de la región. Revertir este sesgo requerirá de un gran esfuerzo para llenar numerosos vacíos o gaps de información relevante por parte de la comunidad científica local.

Si bien la comunidad científica global analiza e investiga a ritmo creciente los impactos del cambio climático sobre los glaciares de las franjas tropicales en diversas regiones del mundo (Hock et al., 2019; Nicholson et al., 2020) incluyendo los estudios de glaciares Andinos tropicales y sus variadas e importantes implicaciones climáticas regionales, aún persisten vacíos geográficos y temáticos de conocimientos relevantes que, según Rabatel et al. (2021), necesitan investigarse en profundidad en los próximos años para generar una base de conocimiento más amplia y robusta que reduzca las incertidumbres actuales. Entre las líneas de investigación necesarias, estos autores señalan, por ejemplo, la necesidad de evaluar con el mayor rigor y precisión posibles, la compleja respuesta en retroceso que están mostrando hasta el momento estas pequeñas masas de hielo tropicales frente al actual cambio climático acelerado.

En esta perspectiva, los esfuerzos actuales de la comunidad científica regional e internacional, según Kraaijenbrink et al. (2022), se están enfocando en analizar en mayor profundidad los mecanismos físicos específicos que a nivel glaciar controlan o condicionan fundamentalmente los balances o presupuestos finales de masas de hielo. Se requiere modelar numéricamente con mayor precisión el comportamiento dinámico de los glaciares bajo distintos escenarios de forzamiento climático de tipo antropogénico. Asimismo, estos y otros autores señalan la necesidad cada vez más urgente de obtener muchas más observaciones de variables concretas, realizadas in situ, tanto glaciológicas como hidrológicas o meteorológicas de diversos glaciares tropicales seleccionados como representativos. Ello no solo para verificar y calibrar los modelos teóricos generados, sino también para analizar y validar la efectividad final y confiabilidad de estos cada vez más sofisticados modelos numéricos predictivos.

En síntesis, la integración efectiva de mediciones y observaciones de terreno, el monitoreo glaciar continuo mediante observaciones satelitales de sensores remotos combinados, y el desarrollo y aplicación de modelos digitales sofisticados de predicción del comportamiento glaciar bajo distintos escenarios, se constituye actualmente en la estrategia más promisoría para reducir las incertidumbres sobre la magnitud de los impactos del cambio climático antropogénico sobre los glaciares tropicales según plantea Nicholson et al. (2020). Solo así, integrando adecuadamente los resultados que otorguen estos diversos métodos y enfoques complementarios, se podrán reducir los actuales márgenes de incertidumbre en magnitudes y tasas de los cambios esperados. Y entonces sí generar proyecciones climáticas y glaciológicas más robustas y realistas sobre la posible evolución de estos frágiles glaciares tropicales bajo los diversos escenarios climáticos que se modelen para las próximas décadas. Todo ello resulta crucial tanto para los países Andinos de la zona tropical como para otras numerosas regiones dependientes del gradual, pero continuo derretimiento estacional de las nieves y hielos de montaña.

1.5. Cambio climático, evidencias e intereses económicos

El cambio climático se define como la variación global del clima de la Tierra debido a causas naturales y sobre todo antropogénicas. El Grupo Intergubernamental de Expertos sobre Cambio Climático (IPCC) ha documentado un aumento observable de la temperatura media mundial de 0.85 °C entre 1880 y 2012, atribuyéndolo al incremento de gases de efecto invernadero (GEI) derivados de la quema de combustibles fósiles y otras actividades humanas (Plasencia, 2015).

Según Howat et al. (2019), las evidencias del calentamiento global son claras e inequívocas. Los registros históricos muestran incrementos de temperatura y cambios en los patrones de precipitación sin precedentes, con efectos dramáticos sobre los ecosistemas terrestres y marinos. Los glaciares de montaña se han reducido sustancialmente en las últimas décadas, perdiendo espesor, cobertura superficial y masa (Hugonnet et al., 2021).

En Sudamérica, el retroceso de los glaciares se aceleró desde finales del siglo XX. Entre 2000 y 2016 Perú perdió el 39 % de su cobertura glaciar total (Drenkhan et al., 2019). La aguda reducción se vincula al aumento de 0.15 °C por década en la región andina tropical desde 1950 (Vuille et al., 2018). Estas tasas sobrepasan el promedio global, presagiando un deshielo completo de los glaciares tropicales andinos pequeños antes de fin de siglo según Rangecroft et al. (2019). Algunos sectores económicos ejercen presión para minimizar estos impactos y mantener el estatus quo de emisiones, pues ven amenazados sus beneficios e intereses particulares por las políticas de mitigación climática necesarias. Sin embargo, Perú ya sufre los efectos del cambio climático sobre sus glaciares, vitales para abastecer de agua dulce los Andes y la costa del Pacífico (Painter, 2007, citado en Plasencia, 2015).

De hecho, el derretimiento de glaciares altera el régimen hidrológico regional andino, la recarga de acuíferos, la generación eléctrica y la agricultura de exportación costera. También tiene implicaciones sociales pues empeora las condiciones de vida de comunidades agrícolas y ganaderas de la sierra que dependen del agua glaciar, elevando su vulnerabilidad y pobreza (Bury et al., 2017; Carey et al., 2014). Esta realidad obliga al Estado y sociedad peruana a tomar acciones decididas de adaptación, sensibilización ciudadana y políticas climáticas que protejan sus glaciares independientemente de ciertos intereses económicos (Painter, 2007, citado en Plasencia, 2015).

Perú alberga el 71 % de los glaciares tropicales del mundo. La Cordillera Blanca concentra el 33 % del total peruano con 723 unidades glaciares que ocupaban 723 km² en 1930, pero solo restaban 482 km² para el 2016, con un ritmo de pérdida de 600 hectáreas anuales (Autoridad Nacional del Agua, 2018). La desaparición de pequeños glaciares parece inevitable en pocas décadas, mientras los más grandes verán reducido severamente su volumen de hielo según Rangecroft et al. (2019). Ello agravará la escasez hídrica y hará más crítica y urgente aún la adaptación a estas tendencias.

Sin embargo, los esfuerzos globales de mitigación para mantener el calentamiento bajo 1.5 °C respecto a niveles preindustriales podría salvar entre 9 % y 27 % de la masa glaciar en los Andes Tropicales, ganando tiempo para la adaptación protegiendo poblaciones vulnerables según Schauwecker et al. (2017). Los glaciares en Perú han retrocedido sostenidamente 30-50 metros anuales desde la década de 1980, con pérdidas medias de 12 m en espesor solo entre 2016-2017 tras un evento El Niño muy intenso, que aceleró el deshielo en 10 veces el promedio histórico anual (Drenkhan et al., 2019).

La crisis climática no es un fenómeno abstracto y remoto para los peruanos sino una realidad tangible y cercana. Ya altera los medios de vida ancestrales y amenaza la seguridad hídrica futura en los Andes y sus estribaciones. Requiere por tanto compromiso político urgente más allá de intereses económicos coyunturales (Painter, 2007; Young y Lipton, 2006). Según Carey et al. (2014), la fusión sin precedentes de los glaciares pone en riesgo la sostenibilidad del suministro de agua y la producción de alimentos en los Andes tropicales. Sus implicaciones sociales y ecológicas adversas se sentirán especialmente después de 2050, cuando la escorrentía glaciar disminuiría 63 % en la Cordillera Blanca.

El Estado peruano debe diseñar e implementar políticas climáticas integrales, con metas ambiciosas respaldadas legalmente para proteger sus glaciares tropicales y páramos ante proyectos extractivos, overbooking turístico descontrolado y urbanización salvaje (Drenkhan et al., 2019). Perú como país megadiverso y altamente vulnerable al cambio climático, tiene el deber moral de liderar con el ejemplo, demostrando voluntad política para reducir emisiones internas y defender enérgicamente sus glaciares patrimoniales ante actividades económicas nocivas facilitadas por marcos normativos débiles e inoperantes (Schauwecker et al., 2017).

Si bien los hidrocarburos siguen predominando la matriz energética peruana, también ostenta uno de los mayores potenciales hidroeléctricos y solar del mundo, ubicándolo en posición ideal para acelerar una transición

energética basada en fuentes renovables limpias y sostenibles, creando empleos verdes, mejorando la competitividad de su economía ante acidificación de océanos y desplome de stocks pesqueros predichos por la crisis climática (Young y Lipton, 2016; Schauwecker et al., 2017). La deforestación descontrolada de bosques altoandinos, la minería y sobrepastoreo deterioran cuencas, elevan riesgos de desastres naturales y comprometen aún más la criósfera andina. Se requieren intervenciones interdisciplinarias e interinstitucionales coordinadas para proteger cabeceras de cuenca y mejorar su resiliencia climática (Drenkhan et al., 2019; Vuille et al., 2018).

Las presiones económicas y geopolíticas, sumadas a vacíos legales, facilitan actividades extractivas sobre glaciares y sus zonas aledañas, contaminando recursos hídricos, exponiendo poblaciones y acelerando su derretimiento por deposición de sedimentos y alteración del albedo superficial, requiriendo mayor fiscalización y tipificación penal de estos daños (Schauwecker et al., 2017). Crear conciencia ciudadana sobre los riesgos que enfrentan los glaciares tropicales andinos y promover cambios conductuales sostenibles desde la educación pública resulta fundamental para lograr legitimar e implementar a largo plazo las políticas y medidas climáticas que el país necesita con urgencia frente a amenazas cada vez más tangibles sobre sus recursos hídricos estratégicos (Bury et al., 2014; Vuille et al., 2018).

Es crucial investigar los vínculos entre variabilidad y cambio climático con los balances de masa glaciar y proyecciones hidrológicas en los Andes tropicales para fundamentar planes de adaptación en zonas donde el derretimiento glaciar tendrá los mayores impactos socioeconómicos adversos (Vuille et al., 2018). Perú enfrenta, también, grandes brechas de conocimiento científico sobre el estado actual y tasa de retroceso real de sus glaciares más remotos. Se carece de inventarios glaciológicos completos y actualizados de varias cadenas montañosas del país, así como de más estaciones meteorológicas automáticas en altitudes superiores a 4000 m. s. n. m. Estas limitaciones dificultan modelar adecuadamente la respuesta glaciar regional ante distintos escenarios climáticos (Drenkhan et al., 2019).

1.6. Crisis climática sobre los glaciares

La crisis climática global resultado del calentamiento global antropogénico por la emisión sostenida de gases de efecto invernadero a la atmósfera, está impactando todos los ecosistemas del planeta. Sin embargo, son las regiones de alta montaña y sus glaciares unos de los entornos naturales más sensibles a estos cambios climáticos acelerados, constituyéndose en indicadores tempranos del aumento de temperaturas global según plantea un reciente estudio a escala mundial realizado por Hugonnet et al. (2021).

A nivel regional, la cordillera de los Andes en América del Sur ostenta la mayor concentración de glaciares tropicales en el mundo, muchos de ellos ubicados en territorio peruano. Constituyen reservas estratégicas de agua dulce para millones de personas en países como Perú, así como para actividades económicas clave como la agricultura de agroexportación costera, la generación hidroeléctrica para el consumo interno, la pesca artesanal y el turismo de montaña (Carey et al., 2014; Rangecroft et al., 2019).

Según Schauwecker et al. (2017), el monitoreo de imágenes satelitales históricas revela que los glaciares de los Andes tropicales vienen reduciendo sistemáticamente su área superficial desde la década de 1980, acelerando su tasa de retroceso en las últimas dos décadas. En el caso específico del Perú, Vuille et al. (2018) reportan una pérdida cercana al 30 % en el área total de sus glaciares desde inicios del presente siglo XXI. Incluso se prevé la casi total desaparición de sus glaciares pequeños dentro de pocas décadas de no revertir las actuales tendencias globales de emisiones de gases de efecto invernadero.

Este acelerado retroceso de las masas de hielo ante el calentamiento atmosférico tiende a incrementar peligrosamente los riesgos de desastres naturales como deslizamientos, avalanchas, desbordes e inundaciones en zonas montañosas densamente pobladas, así como una mayor irregularidad del régimen interanual del recurso hídrico tan necesario para las

poblaciones asentadas en los valles interandinos y estribaciones de la cordillera de los Andes (Carey et al., 2014; Rabatel et al., 2013).

Incluso antes de mediados del presente siglo XXI, según proyecciones de Rangecroft et al. (2019), se espera una reducción del caudal total de los ríos alimentados por el deshielo glaciar estacional en hasta un tercio del volumen histórico en gran parte de los Andes peruanos. Ello no solo compromete la seguridad hídrica doméstica sino el potencial hidroeléctrico nacional y la vasta agroexportación del desierto costero peruano. Los impactos socioeconómicos del acelerado retroceso de los glaciares tropicales peruanos serán de gran magnitud para el país. Según Rabatel et al. (2013), urge implementar planes de adaptación climática para proteger las zonas más vulnerables al estrés hídrico esperado, fortaleciendo capacidades locales para enfrentar estos complejos desafíos ambientales en ciernes.

Pero el país también está obligado moral e históricamente a contribuir activamente en la reducción de emisiones globales de gases de efecto invernadero, siendo uno de los países más biodiversos y climáticamente frágiles del orbe, poseedor a la vez de un enorme potencial para expandir las energías renovables limpias aprovechando ventajas comparativas únicas para la generación solar e hidroeléctrica según plantean Schauwecker et al. (2017). De ello dependerá en gran medida poder preservar algunos remanentes de sus glaciares emblemáticos más allá del presente siglo.

1.6.1. Situación de los glaciares andinos

Según Plasencia (2015), estudios recientes demuestran que los glaciares tropicales andinos se encuentran en acelerado retroceso desde las últimas décadas del siglo pasado, constituyéndose en indicadores sensibles del incremento de temperaturas en la región.

La tasa promedio anual de pérdida de la cobertura glaciar en los Andes tropicales se duplicó del período 1960-1980 al período 1980-2010, pasando de 0.11 % a 0.22 % anual. Solo entre 2000-2016 Perú perdió 39 % de

toda la superficie glaciar que aún conservaba, principalmente por efecto del cambio climático antropogénico (Drenkhan et al., 2019).

De mantenerse las actuales tendencias de incremento en la temperatura media tropical andina, para el 2030 se proyecta incluso la posible desaparición total de glaciares pequeños existentes bajo los 5500 m. s. n. m. en los Andes peruanos. Mientras, los remanentes glaciares más grandes ubicados sobre esa altitud sufrirían un acelerado adelgazamiento (Rangecroft et al., 2019).

Según Rabatel et al. (2013), hacia fines del presente siglo XXI, bajo el actual escenario climático global de emisiones, entre el 78 % y el 97 % de la masa glaciar existente hoy en los Andes tropicales habrá desaparecido irreversiblemente.

El especialista Edson Plasencia, director científico del Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología del Perú (SENAMHI), afirma que la acelerada pérdida de la superficie glaciar detectada en los últimos 50 años se atribuye en gran medida al calentamiento global antropogénico, resultado directo del incremento de gases efecto invernadero. Sostiene que, de no aplicarse urgentes medidas de mitigación de emisiones, el retroceso de los glaciares andinos será irreversible, elevando la vulnerabilidad de millones en los andes tropicales (Plasencia, 2015).

Un reciente inventario global coordinado por investigadores de universidades suizas y publicado en Nature en abril 2022, analizó imágenes satelitales históricas entre 2000 y 2019, determinando una pérdida total del hielo glaciar en los Andes de al menos el 42 % en esas dos últimas décadas. La data coincide con las observaciones en terreno realizadas por instituciones como el SENAMHI peruano. Los expertos advierten estas tasas de deshielo sobrepasan largamente los peores escenarios modelados por el IPCC para los glaciares de latitudes tropicales (Los glaciares andinos perdieron el 42 % de su superficie en 30 años, 2022).

Perú, como país tropical, posee el 71 % de los glaciares de esta franja latitudinal en el mundo dentro de su territorio, destacando la Cordillera Blanca de Áncash que contenía aproximadamente 723 glaciares con nombre en 2016, ocupando una superficie total de 389 km². La mayoría se ubican sobre los 5500 m. s. n. m. según el último inventario nacional del SENAMHI, pero los pequeños glaciares descolgados ubicados a menor altura están condenados a desaparecer en los próximos años y décadas de mantenerse o intensificarse el ritmo actual de calentamiento en los Andes tropicales (Autoridad Nacional del Agua, 2018).

Vuille et al. (2018) destacan que la acelerada pérdida de los glaciares tropicales tendrá graves consecuencias sobre la estacionalidad de caudales y la provisión futura de agua para diferentes usos en una región densamente poblada y de marcadas disparidades sociales como la andina. Por sus características climáticas, topo-edáficas y altitudinales únicas, enfrentarán estrés hídrico mucho antes que otros glaciares de latitudes polares y temperadas del resto del mundo.

De acuerdo al IPCC, ante el inevitable retroceso de los glaciares tropicales por el calentamiento antropogénico avanzado, urge implementar planes integrales de adaptación al cambio climático en los Andes, desde visiones interdisciplinarias y enfoques ecosistémicos, de gestión integrada por cuencas y diplomacia coordinada entre los países con mayor superficie de hielo en riesgo como Perú y Bolivia (Pachauri et al., 2014).

Si bien resulta muy tarde para evitar consecuencias hidrológicas adversas por la contracción y posterior desaparición de los pequeños glaciares descolgados bajo los 5000 m. s. n. m. en horizontes cercanos de tiempo, aún hay esperanzas de preservar remanentes importantes de las grandes masas de hielo sobre esa altitud de los Andes tropicales si la comunidad internacional logra cumplir las metas del Acuerdo de París y mantener el incremento de la temperatura media global por debajo de los 1.5 °C respecto a niveles preindustriales según proyecciones de Schauwecker et al. (2017).

Los esfuerzos más recientes de la comunidad glaciológica regional se centran en reducir las incertidumbres respecto a cuál sería el probable rango de variación del área glaciar total remanente en los Andes tropicales para fines de este siglo bajo los escenarios extremos planteados por el IPCC de incrementos medios de 1.5 °C y 4 °C respectivamente. Nicholson et al. (2020) sostienen que ello solo será posible incrementando sustancialmente la densidad de mediciones glaciológicas in situ en terreno, así como el monitoreo satelital constante, a fin de calibrar y validar los modelos predictivos. Con mayor precisión en las proyecciones, los responsables políticos nacionales contarán con mejor información para diseñar oportunamente medidas de adaptación frente a la crisis climática sobre los glaciares tropicales que ya es imposible de revertir completamente.

1.6.1.1. Cordillera Huaytapallana

La cordillera Huaytapallana se ubica en el centro de los Andes peruanos, en el extremo norte de la región de Junín. El nevado Huaytapallana es su máximo referente con sus 5557 m. s. n. m. de altitud.

En esta cordillera se registraron 25 glaciares en el año 2016, con un área total de 16.94 km² según inventarios del SENAMHI. Si bien hubo fluctuaciones históricas por periodos fríos y cálidos del clima, en esta zona también se registra la tendencia al acelerado retroceso desde inicios del presente siglo XXI (Plasencia, 2021).

La mayor pérdida de cobertura glaciar del nevado Huaytapallana ocurrió entre 1962-2016 con una reducción del 31 % en ese medio siglo, aunque en los últimos años de ese periodo la tasa anual de pérdida se duplicó. La mayor parte de esta contracción se presentó en su flanco externo sureste, debido a que tiene mayor radiación solar incidente por su orientación, viéndose más impactado el balance de masa por los crecientes incrementos atmosféricos de temperatura media (Canchis, 2019).

De mantenerse las actuales tendencias climáticas en los Andes Centrales, se estima probable la desaparición de los pequeños glaciares descolgados del Huaytapallana ubicados bajo los 5000 m. s. n. m. antes de mediados de siglo, perdiéndose definitivamente aportes hídricos estratégicos para los afluentes de la cuenca del río Mantaro, el cual provee de agua potable, riego y generación hidroenergética a importantes ciudades como Huancayo y Huancavelica (Rabatel et al., 2013).

La preservación de algunas lenguas principales del nevado por sobre los 5500 m. s. n. m. dependerá exclusivamente de políticas globales más agresivas de mitigación y adaptación al cambio climático, reduciendo los factores antrópicos responsables del acelerado incremento de temperaturas y alteración del régimen histórico de precipitaciones, que constituyen la mayor amenaza actual sobre la criósfera tropical de los altos Andes incluyendo la del Huaytapallana.

1.6.2. Agentes responsables de los impactos sobre los glaciares

Los glaciares tropicales andinos, incluyendo los ubicados en territorio peruano, se están viendo afectados por múltiples factores naturales y antrópicos que están acelerando su ritmo de contracción en las últimas décadas, alterando el balance de masas glaciario, elevando la tasa de pérdida de la cobertura de hielo superficial y por tanto reduciendo el volumen total de agua dulce almacenada estratégicamente en estas altas montañas para diferentes usos socioeconómicos clave de la región (Rabatel et al., 2013).

Según Plasencia (2015), si bien los impactos del cambio climático de origen antropogénico son el factor determinante, también existen actividades humanas locales como la megaminería, el overbooking turístico, la deforestación y los incendios forestales que están contribuyendo a deteriorar estos frágiles ecosistemas de alta montaña tropical andina. De cara al agravamiento de las tendencias climáticas para la región en base a los pronósticos de modelos predictivos bajo diferentes escenarios de concentración futura de gases de efecto invernadero, resulta imperativo

controlar también estas actividades humanas nocivas dada su incidencia sinérgica amplificando la velocidad de retroceso glaciar en las últimas dos décadas (Pachauri et al. 2014).

El IPCC estima que los impactos sobre los glaciares tropicales ya son en gran medida inevitables e irreversibles debido al calentamiento antropogénico avanzado. No obstante, reducir algunos factores no climáticos sobre los glaciares permitiría ganar tiempo, ahorrando algo del volumen que de otra manera se perdería hacia fines de este siglo, brindando un par de décadas extra para la adaptación de las sociedades dependientes de su escurrentía estacional cada vez más incierta en términos de estabilidad interanual (Hock et al. 2019). Según Rabatel et al. (2017), los glaciares ubicados en zonas relativamente más prístinas, alejadas de centros poblados, actividades mineras y turísticas masivas, presentan mejor salud general y una tendencia de retroceso glaciar menos acelerada, afirmando la tesis que factores antrópicos locales están afectando negativamente a algunas masas de hielo exacerbando el forzamiento climático global.

En ese sentido, Vuille et al. (2018) enfatizan que urge mejorar y hacer más efectiva la fiscalización de actividades extractivas en zonas aledañas a glaciares consideradas como cabeceras de cuencas hidrográficas estratégicas, pues operan alterando el albedo, la topografía superficial y provocan deposición de sedimentos oscuros sobre el hielo, contribuyendo a acelerar la fusión glaciar. Asimismo, en áreas sobreexplotadas turísticamente también se registran impactos como compactación de suelos, generación excesiva de residuos y molestias o espantamiento de fauna emblemática de los altos Andes.

En el caso de proyectos de producción hidroenergética, Plasencia (2021) advierte que los cambios en el uso del suelo durante la construcción de infraestructura asociada como carreteras de acceso, edificaciones, cobertura de canales y túneles pueden igualmente provocar alteraciones microclimáticas con consecuencias para el balance glaciar local, por lo que no deben autorizarse intervenciones invasivas sobre glaciares tropicales, sino

más bien concentrarlas en zonas de descarga fuera del ámbito geográfico que abarcan las masas de hielo en riesgo.

Finalmente, según Schauwecker et al. (2014), también debe monitorearse y controlarse la quema de pastizales y los incendios forestales en ecosistemas de alta montaña, pues la deposición de hollines sobre nieves y glaciares acelera su deshielo al disminuir el albedo superficial. Los programas de reforestación de cabeceras de cuenca con especies nativas resilientes adquieren también especial relevancia para proteger las masas de hielo remanentes.

Además de los impactos derivados de estas actividades antrópicas específicas, el IPCC advierte sobre las graves implicaciones que ya está teniendo para los glaciares tropicales andinos el calentamiento acelerado en la franja atmosférica entre 4000 a 6000 m. s. n. m. (Pachauri et al. 2014). Al ser esta la zona óptima de acumulación neta de los glaciares tropicales, donde las nevadas invernales solían compensar e incluso superar ligeramente el derretimiento estival, el aumento sostenido de estas temperaturas altitudinales críticas, reduce severamente la capacidad de recarga de los glaciares, consumiendo sus reservas e incurriendo en déficit de su balance neto anual.

La compleja topografía montañosa de los andes con profundos valles transversales también genera fenómenos de inversión térmica, formándose lagunas frías de aire donde la fusión glaciar basal se acelera. Así también, los fenómenos recurrentes del Niño y la Niña están alterando los regímenes históricos de precipitaciones en los andes tropicales, generando eventos puntuales muy intensos seguidos de prolongados años de sequías, aumentando la escorrentía e impidiendo la suficiente alimentación de los glaciares (Vuille et al., 2018).

Ante este panorama de amenazas climáticas crecientes, se requieren intervenciones coordinadas de los Estados con territorio glaciar tropical para encarar adaptativamente la inevitable, pero aún incierta pérdida de volumen hídrico que experimentarán en las próximas décadas, invirtiendo en sistemas de alerta temprana ante eventos climatológicos extremos cada

vez más recurrentes e impredecibles como resultado del calentamiento atmosférico. En el aspecto normativo, la protección efectiva de zonas glaciares críticas mediante figuras como Parques Nacionales y Santuarios, así como una adecuada delimitación de las áreas intangibles dentro de los mismos resulta también cada vez más urgente, prohibiendo actividades extractivas invasivas e insostenibles en estas frágiles zonas de alta montaña (Carey et al., 2014; Schauwecker et al., 2017).

Los gobiernos nacionales también deben mejorar la cobertura y resolución de los inventarios glaciológicos utilizando observaciones satelitales recientes y chequeos de terreno para determinar con mayor precisión la línea actual de equilibrio glaciar. Con ello se podrían modelar escenarios realistas sobre la probable área glaciar que subsistiría en los andes tropicales hacia fines de siglo como base para planificar las medidas de adaptación social, productiva e infraestructura hidráulica necesaria. (Rabatel et al., 2013).

CAPÍTULO II

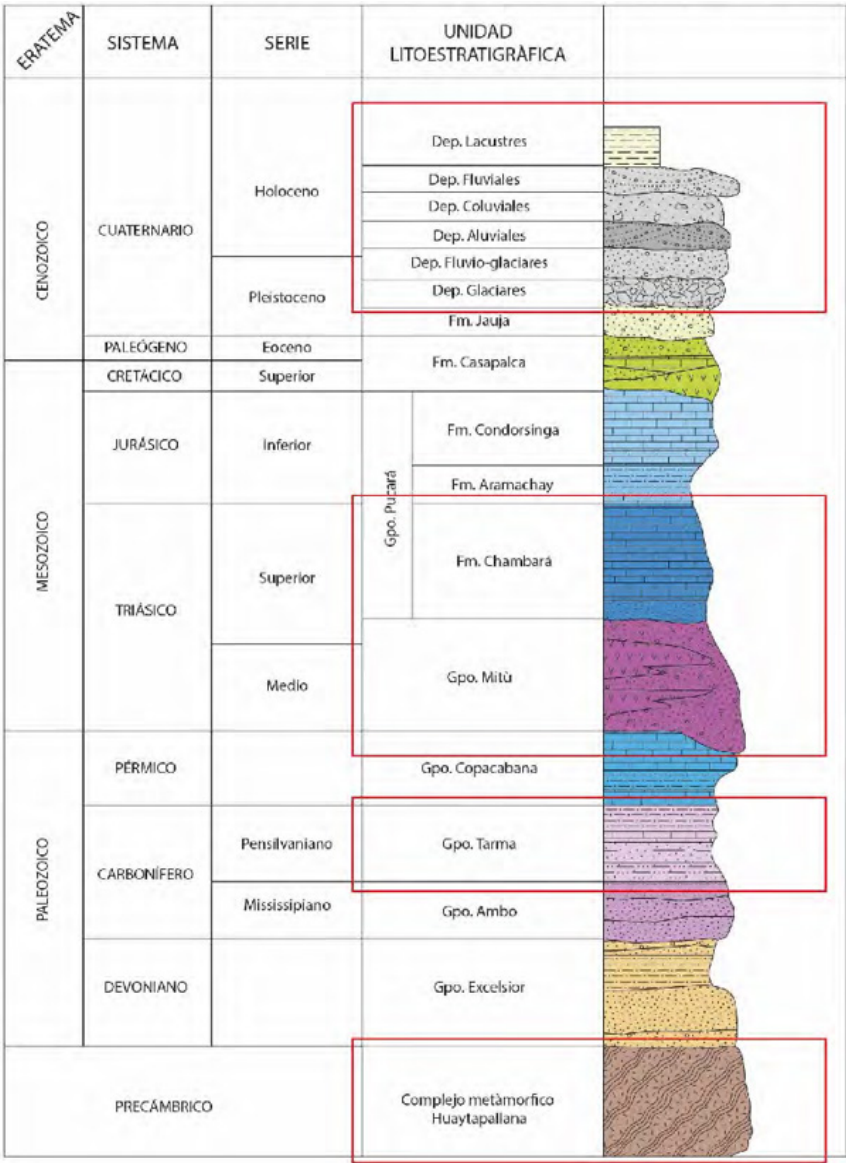
CONTEXTO GEOLÓGICO, ESTRUCTURAL Y GEOMORFOLÓGICO

2.1. Geología

El sector de investigación se ubicó en la región central de los Andes peruanos, donde emergen formaciones rocosas con edades que se extienden desde el Precámbrico, representado por el Complejo Metamórfico Huaytapallana, hasta rocas del Paleozoico (Grupo Tarma) y del Mesozoico (Grupo Mitú y Formación Chambará). Las capas más recientes del Cuaternario se sobreponen a estas unidades más antiguas. Según el mapa geológico nacional de INGEMMET a escala 1:100.000, la ubicación abarca partes del extremo sureste de la hoja 24m de Jauja y del extremo suroeste de la hoja 24n de Andamarca. Durante la elaboración de esta tesis, se realizaron correcciones y mejoras en los depósitos cuaternarios originalmente cartografiados en la región de estudio, los cuales se incorporaron al mapa geológico existente.

Figura 1

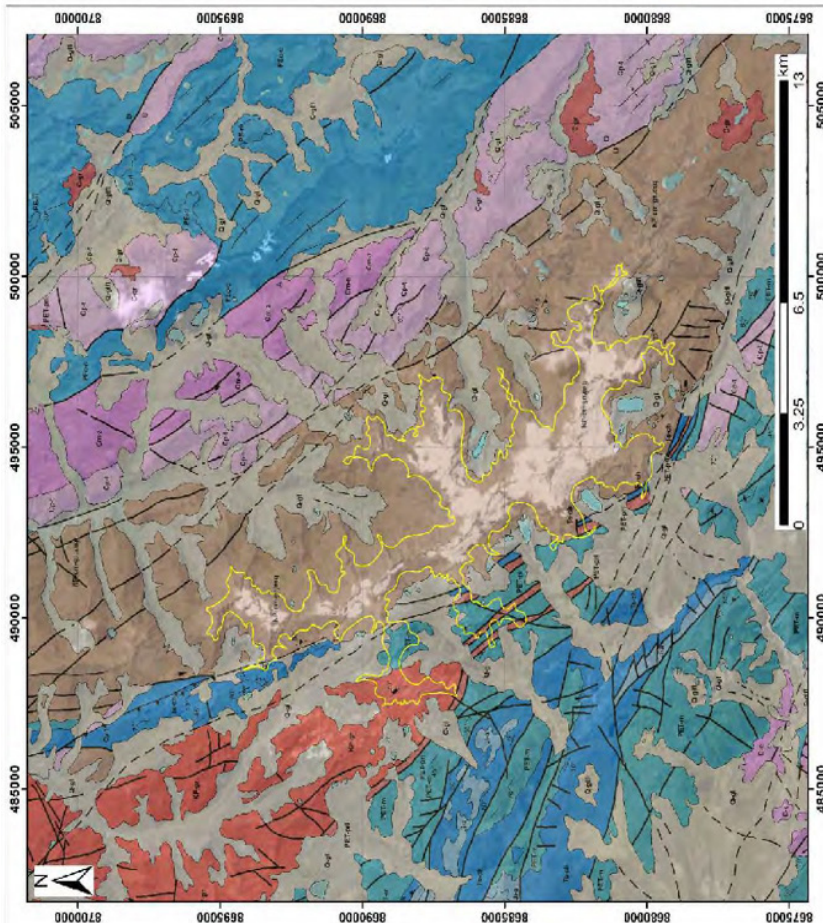
Columna estratigráfica del cuadrángulo de Jauja 24m



Nota. Adaptada de Paredes (1994).

Se señalan enmarcadas en rojo las unidades litoestratigráficas y depósitos cuaternarios encontrados en la zona de trabajo

Figura 2



Nota. Adaptada de Paredes (1994).

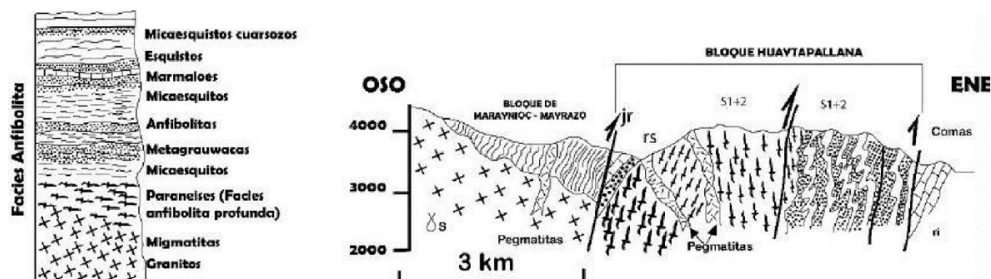
La descripción detallada de las diversas unidades rocosas se llevó a cabo mediante la validación de la información proporcionada por INGEMMET y la recopilación de muestras para estudios petrográficos y mineralógicos en el terreno. Este proceso permitió ajustar la escala del mapa, corrigiendo los límites entre diferentes unidades rocosas, glaciares y depósitos cuaternarios, generando así un nuevo mapa geológico centrado en el área de investigación. En la Figura 2 vemos el mapa geomorfológico regional del área examinada, acompañado de una columna estratigráfica simplificada en la Figura 1 que describe las distintas unidades de roca identificadas. Este enfoque integral contribuye a una comprensión más completa de la geología de la zona.

2.2. Litoestratigrafía

2.2.1. Precámbrico

Figura 3

Sección teórica



Nota. Adaptada de Mégard (1979).

Se observan las distintas litologías para la facie de las anfibolitas del complejo metamórfico, así como una sección donde se observa el bloque Huaytapallana

En la región central de los Andes peruanos, durante el Precámbrico, el Complejo Huaytapallana se subdivide en cinco bloques con diversas facies metamórficas. La subunidad Huaytapallana destaca, mostrando paragneises, anfibolitas y gneises cordieríticos. Inicialmente asignado al Precám-

brico, estudios geocronológicos sugieren una deposición entre 750 y 470 Ma sobre basamento Mesoproterozoico superior, con metamorfismo a ~260 Ma.

2.2.2. Paleozoico

En el Paleozoico, el Grupo Tarma en la Hoja de Jauja 24m presenta dos facies: una occidental con areniscas y conglomerados, y otra oriental más fina con areniscas calcáreas, limolitas, lutitas y calizas. Se identifica en contacto fallado con el Grupo Mitu. Dataciones de circones en Hacienda Huanca arrojan una edad del Carbonífero medio (máx. 308 Ma), respaldada por hallazgos paleontológicos de fusulina peruana, estableciendo la edad del Carbonífero-Pensilvánico para el Grupo Tarma.

2.2.3. Mesozoico

El Grupo Mitu, inicialmente estudiado por Mclaughlin (1924) en Mitú, Pasco, se divide litológicamente en dos facies según Paredes (1994): una detrítica con conglomerados, areniscas y lutitas, y otra volcánica con lavas, tufos e ignimbritas. En la región central del Perú, se encuentra sobreyaciendo a secuencias metamórficas (Complejo Marañón-Huaytapallana), continentales y epicontinentales (Grupo Ambo), clásticas (Grupo Tarma) o carbonatadas (Grupo Copacabana). Se sitúa en contacto fallado con rocas metamórficas del Complejo Huaytapallana o el Grupo Tarma, e infrayace en discordancia paralela al Grupo Pucará (Pedemonte 2016). Reitsma (2012) redefinió su edad mediante dataciones de U-Pb, concluyendo una edad Triásico medio para la base y la posibilidad de extenderse hasta el Noriense.

El Grupo Pucará, inicialmente definido por Mclaughlin (1924) y subdividido por Mégard (1968) en tres formaciones, presenta en la zona de estudio la Formación Chambará, según Paredes (1994). Esta unidad se diferencia en dos miembros: uno inferior terrígeno con grauwakas, margas, yesos y dolomitas, y otro superior calcáreo con dolomitas, calizas con

chert, brechas calcáreas y turbiditas calcáreas. Se sitúa sobre el Grupo Mitu e infrayace concordantemente a la Formación Aramachay. Se estima una edad del Triásico superior para la Formación Chambará basándose en el contenido paleontológico estudiado por Cox (1949), Hass (1953), Boit (1966), Galli (1968) y Mégard (1968).

Figura 4

Afloramientos del Grupo Mitu compuesto por areniscas conglomeráticas altamente meteorizadas



Nota. Un característico color rojo ladrillo caracteriza este Grupo. Este afloramiento se observa en la Quebrada Chuspe, a un costado de la trocha carrozable, que lleva hacia la laguna Chuspicocha.

2.2.4. Cenozoico

En la zona de estudio, se ausentan las series Cretácicas, Paleógeno y Neógeno, siendo los únicos depósitos del Cenozoico los no consolidados del Cuaternario. Se destacan los Depósitos Glaciares, resultado de la dinámica glaciár, compuestos por fragmentos de rocas angulosos a subredondeados

en una matriz de arcillas, limos y arenas. También se encuentran Depósitos Fluvioglaciares, formados por gravas polimícticos en una matriz arenolimsa.

Además, existen Depósitos Aluviales que forman terrazas en las márgenes de los ríos o abanicos aluviales, y Depósitos Fluviales asociados a los lechos de los ríos con clastos de gravas en matriz arenosa con limos y arcillas. Los Depósitos Coluviales, ubicados en laderas, consisten en clastos y bloques heterométricos en matriz arenolimsa.

Se registran también Depósitos Lacustres, compuestos por sedimentos finos como limos y arcillas, asociados a la formación de lagos glaciares represados por morrenas y a algunos depósitos de turba. La información detallada proviene de un minucioso cartografiado geomorfológico glaciar que permitió mejorar la disposición de los depósitos glaciares.

2.2.5. Rocas ígneas

En cuanto a las rocas ígneas en la zona de estudio, se identifican dos unidades intrusivas. La primera consiste en pórfidos riolíticos de edad permotriásica, presentes como cuerpos delgados y alargados con orientación noroeste-sureste. Estos afloran en la Quebrada Chonta, Cerro Chihuan y Pampa Doblecuto al oeste de los nevados Chupi y Huaytapallana, en contacto fallado con las unidades circundantes.

La segunda unidad intrusiva está compuesta por granitos de edad Cretácica-Terciaria, asociados al Macizo de Sucllamachay. Estos granitos cortan secuencias metamórficas Precámbricas, así como secuencias Paleozoicas y Mesozoicas, y se orientan de manera paralela a las estructuras andinas. Se destaca un gran cuerpo granítico en la zona noroeste de estudio, entre los cerros Panlashuyo y Techor.

2.3. Geología estructural

La zona de estudio en el Perú central es estructuralmente compleja, ubicada entre los cuadrángulos de Jauja 24m Andamarca y 24n. Se extiende desde el Altiplano hasta la Cordillera Oriental, destacando la cordillera Huaytapallana. El Altiplano es una franja estrecha que se amplía hacia el sur, situada entre la Cordillera Oriental y Occidental, que presenta plegamientos y fallas con dirección NO-SE.

La cordillera Huaytapallana, con orientación Andina NO-SE, se desarrolla sobre rocas precámbricas y está en contacto con secuencias clásticas y carbonatadas del Carbonífero y Triásico debido a fallamientos. La depresión Jauja-Huancayo domina la zona y recibe depósitos cuaternarios del río Mantaro. Estructuras como pliegues y fallas, mayormente con orientación NO-SE, reflejan fases tectónicas y afectan a secuencias desde el Precámbrico hasta el Paleógeno (Formación Casapalca).

2.3.1. Neotectónica - Falla Huaytapallana

La Falla Huaytapallana, una falla inversa siniestral, está confirmada por deformación sísmica superficial. Se localiza en la Cordillera Oriental, 20 km al este de la ciudad de Huancayo, a la falda del nevado Huaytapallana, a una altitud de 4500 m. s. n. m. Esta falla presenta una dirección de NO-SE y está compuesta por dos segmentos con rumbo promedio N120° y buzamientos de 60 a 70° hacia el noreste. Sus segmentos afectan a depósitos morrénicos cuaternarios, rocas vulcano-sedimentarias del Grupo Mitú y granitos de Sacsacancha.

La Falla Huaytapallana es activa y ha experimentado dos movimientos registrados en los últimos 51 años. El primero ocurrió el 23 de julio de 1969, con una magnitud de 5.6 y una profundidad de 1 km. Este sismo causó daños ligeros en caseríos y pueblos cercanos, con un desplazamiento vertical observado donde el bloque NE se levantó con respecto al bloque SO.

Figura 5

Falla Huaytapallana a los pies del nevado Huaytapallana producto de los sismos de 1969



Nota. Tomado de Macharé et al. (2009).

Figura 6

Escarpe de falla de 1.6 metros producto de los sismos de 1969



Nota. Tomado de Macharé et al. (2009).

El segundo sismo tuvo lugar el 1 de octubre de 1969, con una magnitud de 6.2, resultando en 130 personas muertas y varios heridos. Se observaron desplazamientos verticales de grietas con saltos de entre 1.6 a 2.5 metros al noreste de la Hacienda Acopalca.

2.4. Marco geomorfológico

2.4.1. Montañas (MR)

Son formas geológicas tectónico-degradacionales con altitudes superiores a 300 m respecto al nivel base local, presentando diversas configuraciones debido a procesos erosivos como levantamientos, glaciaciones y precipitaciones. Teóricamente, sus laderas tendrían pendientes superiores al 30 % (Villota, 2005). En la cordillera Huaytapallana, se identifican cuatro tipos de montañas (glaciares, rocas intrusivas y rocas metamórficas), abarcando el 56 % del área. Las montañas metamórficas (RM-rm), con elevaciones más altas como el Huaytapallana, exhiben pendientes pronunciadas. Aquellas con cobertura glaciaria (RM-cgl) superan los 4900 m. s. n. m., experimentando procesos crío clásticos debido a la temperatura fría. Las montañas en rocas intrusivas (MR-ri) se localizan al noroeste de las metamórficas, mientras que las que están en rocas sedimentarias consisten en materiales calcáreos de los grupos Tarma y Pucará.

2.4.2. Lomas y colinas (RC).

Son geoformas con alturas inferiores a 300 m respecto al nivel base, abarcando un 16 % del mapa. Se dividen en Colinas en materiales detríticos (RC-md) y Colinas en roca sedimentaria (RC-rs). Las colinas detríticas se originan en la acumulación de depósitos fluvioglaciares, situándose en las laderas de los valles glaciares y siendo modeladas por procesos denudativos. Por otro lado, las Colinas en rocas sedimentarias se forman en litologías calcáreas y areno-calcáreas de las formaciones Chambará y el grupo Tarma, exhibiendo pendientes de moderadas a fuertes (5°-25°).

2.4.3. Morrenas (Mo)

Esta categoría engloba geoformas suaves y alargadas, de naturaleza convexa, formadas por la acumulación de materiales depositados por la acción glaciaria durante el Pleistoceno-Holoceno. Se considera una geoforma de carácter deposicional y agradacional. Para una caracterización precisa, se necesita un mapeo detallado, el cual se abordará en el próximo capítulo de Geomorfología glaciaria.

2.4.4. Vertientes glaciales o de gelifracción (V-g)

Esta subunidad geomorfológica se forma mediante la acumulación gravitacional de detritos al pie de las paredes de un valle glaciario. Estos detritos resultan de la meteorización mecánica, especialmente la gelifracción, del substrato rocoso que constituye las paredes del valle. Ubicados en las laderas de las montañas, estos depósitos están vinculados a procesos de gelifracción e intemperismo en elevadas altitudes, afectando diversos tipos de roca. Una exploración más detallada de esta geoforma, que incluye el cono de detritos y el talud de detritos, se abordará en el próximo capítulo.

2.4.5. Valle glaciario con laguna (Vll-g/l)

Esta subunidad geomorfológica se forma mediante la acumulación gravitacional de detritos al pie de las paredes de un valle glaciario. Estos detritos resultan de la meteorización mecánica, especialmente la gelifracción, del substrato rocoso que constituye las paredes del valle. Ubicados en las laderas de las montañas, estos depósitos están vinculados a procesos de gelifracción e intemperismo en elevadas altitudes, afectando diversos tipos de roca. Una exploración más detallada de esta geoforma, que incluye el cono de detritos y el talud de detritos, se abordará en el próximo capítulo.

2.5. Aspectos metodológicos de la investigación

Para llevar a cabo el estudio, se implementó un análisis geomorfológico que integró diversas fuentes, como imágenes satelitales, fotografías aéreas y trabajos de campo. El proceso se dividió en etapas bien definidas, comenzando con la fase de precampo, donde se recopiló y revisó información bibliográfica, datos previos de la zona y se adquirieron recursos visuales, como imágenes y modelos digitales de elevación. La fotointerpretación basada en datos remotos y fotografías aéreas de 1962 permitió la planificación de rutas de acceso y la recuperación de sensores termométricos en la cordillera Huaytapallana.

La etapa de campo involucró el reconocimiento directo de la zona de estudio, el cartografiado geomorfológico de relieves de origen glaciar y periglaciar, la toma de muestras de roca para validar información litoestratigráfica, y medidas *in situ* de los espesores glaciares en la cordillera Huaytapallana. Durante esta fase, se registraron detalladamente las condiciones del área a través de un registro fotográfico.

La posterior etapa de poscampo se centró en el análisis de la información recopilada en campo. Se procesaron fotografías aéreas para crear un orto-mosaico único de 1962, y se elaboró, corrigió e interpretó un mapa geomorfológico glaciar para la cordillera Huaytapallana. La aplicación de metodologías como GlaRe y herramientas GlabTop y ELA CALCULATION, utilizando sistemas de información geográfica (ARC GIS), permitió calcular espesores glaciares, paleoglaciares y líneas de equilibrio altitudinales (ELAs).

La culminación del estudio incluyó la elaboración de mapas que representan la evolución glaciar tanto en términos extensionales como volumétricos. Los resultados obtenidos a través de este análisis se sometieron a un detallado análisis, concluyendo con la redacción de la tesis que sintetiza los hallazgos y aportes significativos a la comprensión de la dinámica glaciar en la cordillera Huaytapallana. Este enfoque integral, desde la plani-

ficación hasta la interpretación de resultados, ha contribuido significativamente a la comprensión y documentación de la evolución de esta área montañosa.

La investigación corresponde a un estudio descriptivo con un enfoque cuantitativo, de alcance correlacional. Utiliza un diseño no experimental, transversal, centrado en un análisis geomorfológico de la cordillera Huaytapallana. El tipo descriptivo permite detallar las características principales del área de estudio y su evolución glaciar. El enfoque cuantitativo facilita la medición y cálculo de variables como espesores glaciares, paleoglaciares y líneas de equilibrio altitudinal. El alcance correlacional establece relaciones entre estas variables. Al ser un diseño no experimental, no se manipularon variables. Es transversal ya que el análisis se realizó en un momento específico. La geomorfología glaciar provee el contexto necesario para integrar los diversos datos recabados.

Las principales técnicas de recolección de datos fueron la observación directa, la fotointerpretación y el análisis documental. Se utilizaron instrumentos como fichas de observación durante los trabajos de campo, una ficha fotográfica para registrar aspectos geomorfológicos y glaciológicos, y fichas de contenido para sintetizar información bibliográfica relevante. Los datos también provinieron de sensores remotos como imágenes satelitales y fotografías aéreas. Su procesamiento a través de sistemas de información geográfica (SIG) generó modelos digitales de elevación, ortofotos y mapas temáticos. Otras herramientas utilizadas fueron GlaRe, GlabTop y ELA Calculation para modelamiento glaciar, así como programas para procesamiento y análisis estadístico. Los instrumentos permitieron representar tanto cuantitativa como cualitativamente la evolución glaciar de la zona.

PARTE II

**RESULTADOS DEL ES-
TUDIO DEL NEVADO
HUAYTAPALLANA**

CAPÍTULO III

GEOMORFOLOGÍA GLACIAR

3.1. Geoformas en ambientes glaciares y periglaciares

Este capítulo aborda el estudio de las geoformas generadas por eventos climáticos y factores gravitatorios en la cordillera Huaytapallana. Se destaca la importancia de la dinámica glaciaria en la evolución del relieve, considerando que muchos paisajes actuales están vinculados a procesos erosivos y acumulativos de la acción glaciaria. Se reconoce que las fluctuaciones glaciares, especialmente durante el Cuaternario, han modelado gradualmente el relieve, donde eventos glaciares han formado morrenas en los valles, y estos registros pueden ser modificados o preservados frente a la intensidad de las glaciaciones o los períodos interglaciares.

El cartografiado de unidades geomorfológicas se llevó a cabo utilizando imágenes de alta resolución, como la imagen spot7 de 6m/px, un mapa de sombras y un mapa de pendientes con la misma resolución. El enfoque principal fue identificar el registro en el terreno de la última glaciación conocida a nivel mundial como “La pequeña edad del hielo”. La figura 6

detalla las unidades geomorfológicas glaciares identificadas en la cordillera Huaytapallana.

Figura 7
Lista de unidades geomorfológicas y su respectiva simbología, identificadas en la zona glaciar y periglacial de la cordillera Huaytapallana

GEOFORMAS EN AMBIENTES GLACIARES Y PERIGLACIARES	 Glaciar	
	Geoformas de carácter deposicional o agradacional	 Glaciares cubiertos de escombros
		 Morrena frontal
		 Morrena lateral
		 Morrena de fondo
		 Till indiferenciado
		 Llanura de origen lacustre (Turbera)
		 Cono de detritos y gelifractos
		 Vertiente de bloques (gelifractos)
		 Caída de rocas
		 Abanico aluvial
		 Flujo de detritos y depósitos fluvioglaciares
	Geoformas de carácter tectónico degradacional	 Superficies de sobre-excavación
		 Superficies de abrasión glacial (rocas aborregadas) rocas volcánicas
		 Superficies de abrasión glacial (rocas aborregadas) rocas calcáreas
		 Superficies de abrasión glacial (rocas aborregadas) rocas metamórficas
	Geoformas particulares	 Lagunas
		 Bofedal

3.1.1. Glaciares

Actualmente, los glaciares de la cordillera Huaytapallana se encuentran por encima de los 4739 m. s. n. m., pero evidencias geomorfológicas indican que en el pasado llegaron a cotas más bajas. Se identificaron 130 glaciares con 14.2 km² en total. Los más extensos están en la cara sur del nevado Huaytapallana y en la cara este del mismo, con 1.34 km² y 1.08 km² respectivamente. Otros de tamaños similares se ubican sobre la laguna Chuspicocha. La mayoría de estos glaciares tienen pendientes entre 25° y 45°. Algunos glaciares colgados entre circos glaciares de diferente vertiente tienen pendientes moderadas de 5° a 15°.

En los glaciares se aprecian estructuras como estratificación por la acumulación de capas de hielo en años sucesivos, pliegues y bandeamientos por desplazamiento y gravedad, grietas por esfuerzos extensionales, seracs por intersección de grietas, rimayas que separan el hielo de la roca, y fallas con cambios de pendiente.

Figura 8

Fases de formación de pozos de criocónitas en el nevado Artesonraju – Cordillera Blanca



Nota. Adaptado de Cruz et al. (2019).

Un factor de degradación es la acumulación de crioonitas que absorben calor y funden parcialmente el hielo formando pozos interconectados que permiten la filtración de agua. Otro es la erosión de morrenas por aumento del caudal subglaciar, que genera pequeñas cavernas en paredes glaciares. Las geoformas modeladas por glaciares forman parte de la geomorfología climática. Se dividen en formas deposicionales o agradacionales y formas degradacionales.

3.1.2. Geoformas de carácter deposicional o agradacional

Los depósitos glaciares de carácter deposicional o agradacional en la cordillera Huaytapallana son:

- **Till indiferenciado:** producto de sedimentación glaciar con partículas y bloques en matriz areno-arcillosa, sin estratificación ni forma de relieve morrénico. Se origina por detritos supra, endo o subglaciares.
- **Morrenas:** crestas o depósitos de rocas transportadas por glaciares, como morrenas de fondo, laterales, centrales o frontales. Se cartografiaron 321 laterales, 90 frontales y 55 de fondo, cubriendo áreas de 25.74 km², 7.35 km² y 5.18 km² respectivamente.
- **Abanicos aluviales:** en vertientes glaciares por deshielo. Cubren 0.67 km².
- **Flujos y depósitos fluvioglaciares:** por fusión de hielo y lluvias, con terrazas escalonadas.
- **Vertientes de bloques y gelifractos:** Por meteorización con gelificación, dejando paredes abruptas.
- **Conos de detritos:** Organizan gelifractos según tamaño al caer.
- **Glaciares rocosos:** Constituidos por bloques angulosos con hielo interno. Cubren 1.32 km² en 14 unidades.

- **Llanuras de origen lacustre:** Superficies de pendiente baja que fueron lagunas con aporte orgánico mayor que hídrico. Incluye turberas de 7.74 km² y bofedales de 5.31 km².

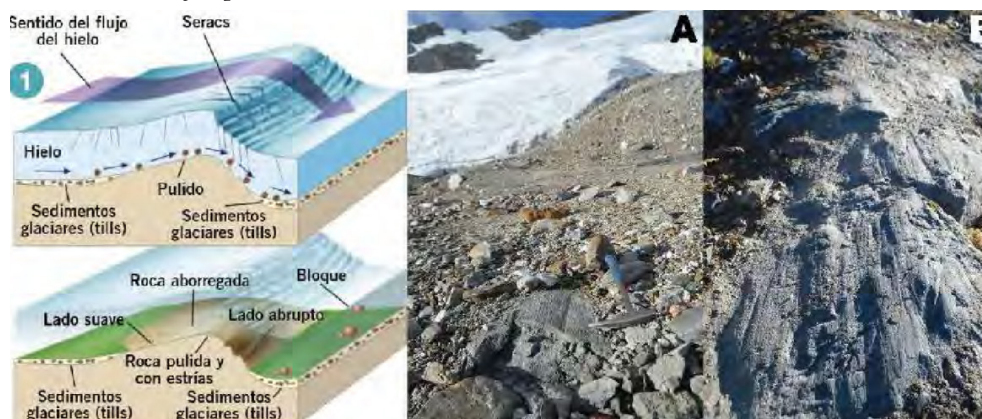
3.1.3. Geoformas de carácter tectónico-degradacional

Las geoformas de carácter degradacional de origen tectónico en la cordillera Huaytapallana incluyen:

- **Superficies de abrasión glacial y rocas aborregadas:** Relacionadas con procesos erosivos glaciares que producen estrías, surcos acanalados y pulimento sobre la roca del substrato. Las rocas aborregadas muestran evidencias de haber estado cubiertas por hielo.
- **Circos glaciares:** Depresiones semicirculares ubicadas en cabeceras de valles que estuvieron ocupadas por hielo glacial. Sus paredes están fragmentadas por sobre excavación y en ellas se origina la lengua glacial que fluye pendiente abajo desde la zona de contacto con el hielo conocida como rimaya.

Figura 9

Esquema de formación de estriamientos sobre el basamento rocoso A y B. Muestran estriamientos y acanaladuras en el basamento rocoso cubierto por till en la cordillera Huaytapallana



CAPÍTULO IV

EXTENSIÓN GLACIAR

4.1. Análisis comparativo entre la extensión glaciár de 2016, 1962 y la PEH

De acuerdo al análisis comparativo de la extensión glaciár en la cordillera Huaytapallana entre el año 2016, 1962 y el período de la Pequeña Edad de Hielo (PEH), se tienen los siguientes resultados:

- En la PEH los glaciares alcanzaron 52.3 km² de superficie. Para el 2016 esta superficie se redujo a 14 km², representando una pérdida de 73 % respecto a la PEH.

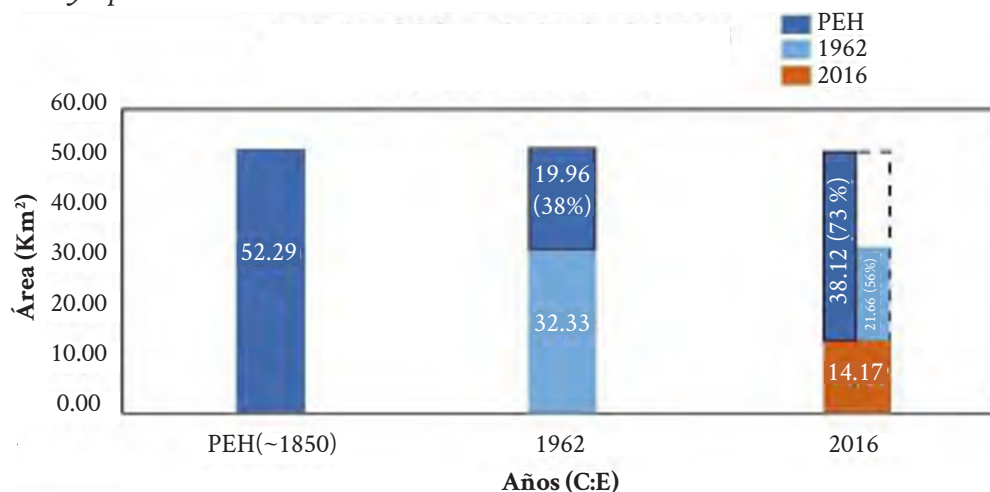
Tabla 1

Resumen del número de glaciares cartografiados y su extensión en km² en la cordillera Huaytapallana

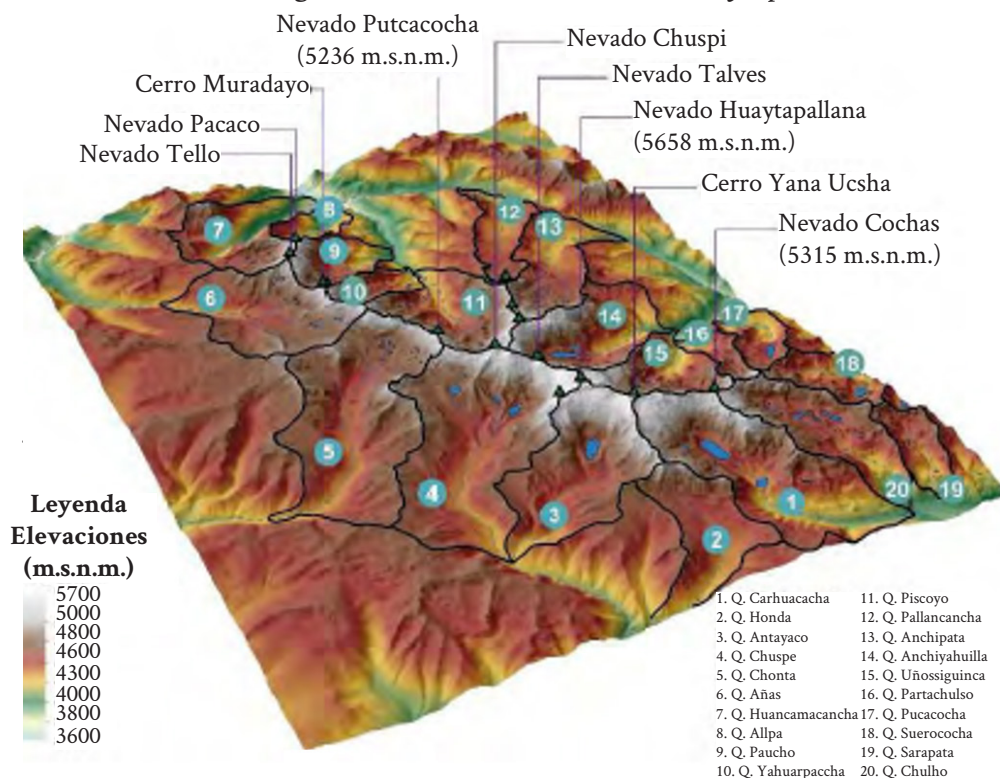
Periodo	Número de glaciares	Área (km ²)
PEH (~1850)	99	52.3
1962	118	32.3
2016	130	14.2

Figura 10

Gráfico de barras que muestra la reducción de área glaciaria en el nevado Huaytapallana



- En comparación con 1962 (32 km²), la reducción hasta el 2016 fue de 56 %.
- Alrededor del nevado Huaytapallana se identificaron 20 valles glaciares. Los valles Ronda y Sorapata actualmente no tienen glaciares, pero en 1962 tenían 0.15 y 0.20 km² respectivamente, y en la PEH 0.34 y 0.59 km².
- Los valles con mayor extensión glaciaria en 2016 son Pisuyo, Llacsapirca, Anlayaco, Anchiyahuiña, Chuspe y Carhuacocha. Le siguen Chonta, Portachuelo, Yahuarpaccha y Suerococha. Los de menor extensión son Paliacancha y Allpa con 0.01 km² cada uno.
- La distribución porcentual de extensión glaciaria muestra la predominancia en los valles Carhuacocha, Chuspe, Anchiyahuiña, Anlayaco, Llacsapirca y Pisuyo para los tres períodos analizados.
- El retroceso glaciario altitudinal desde la PEH (glaciares hasta 4460 m. s. n. m.) fue de 279 m hasta el 2016 (glaciares desde 5490 a 4739 m. s. n. m.).

Figura 11*Distribución de valles glaciares alrededor del nevado Huaytapallana*

4.2. Determinación del número de lagunas formadas entre la PEH 1962 y 2016

Según el análisis de la formación de lagunas en la cordillera Huaytapallana, en los períodos referidos a la Pequeña Edad de Hielo (PEH), 1962 y 2016, se tienen los siguientes resultados:

- Se identificaron en total 164 lagunas en el área de estudio.
- 72 lagunas se ubican fuera de los límites de la PEH, estimándose que su formación es anterior.

- 56 lagunas se encuentran dentro de los límites de la PEH y 1962, habiéndose formado en el intervalo entre estos dos períodos a medida que retrocedían los glaciares.
- 38 lagunas se formaron en el intervalo entre 1962 y 2016.
- Las lagunas de mayor extensión que se formaron entre la PEH y 1962 son: Cocha Grande (0.30 km²), Lazo Huntay (0.19 km²), Chuspicocha (0.10 km²), YanaUcscha (0.023 km²) y Pumacocha (0.14 km²).

Por lo tanto, la mayor cantidad e inclusive las de mayor tamaño correspondieron al periodo posterior a la PEH, como resultado directo de la desglaciación.

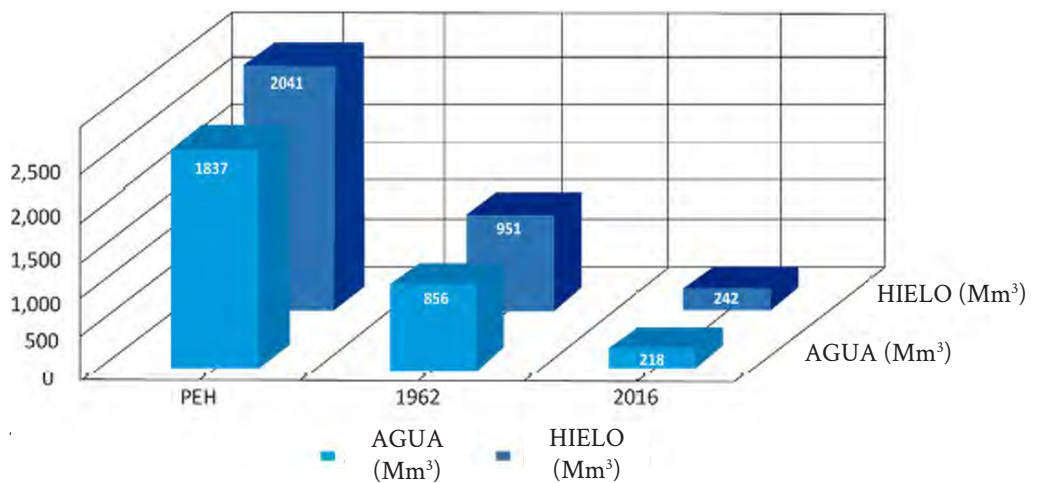
CAPÍTULO V

ESTIMACIÓN DEL VOLUMEN DE HIELO

5.1. Análisis comparativo entre los espesores glaciares de 2016, 1962 y la PEH

Figura 12

Comparativa entre volúmenes de hielo y su equivalente en agua en 2016, 1962 y la PEH



- Utilizando simulaciones y modelos glaciares, se estimó el volumen de hielo en cada año. En la PEH fue 2041 Mm³, en 1962 951 Mm³ y en 2016 242 Mm³.
- La Figura 12 muestra una reducción del 53 % entre la PEH y 1962, y del 88 % entre la PEH y 2016. Entre 1962 y 2016 la reducción fue del 74 %.

Tabla 2

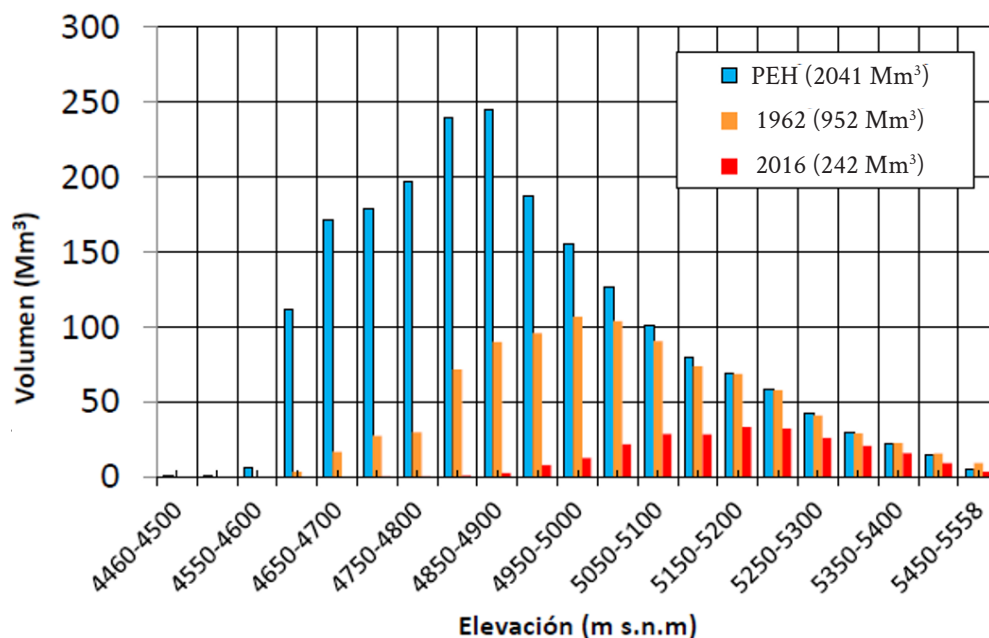
Resultados de volumen glaciar y pérdida porcentual desde la PEH 1962 hasta 2016

Año	Hielo (Mm ³)	Pérdida desde la PEH	%	Pérdida desde 1962	%
PEH	2041.25				
1962	951.555	1089.69	53.38		
2016	242.22	1799.03	88.13	709.33	74.54

- También se calcularon los volúmenes de agua equivalentes contenidos en el hielo, siendo 1837 Mm³ en la PEH, 856 Mm³ en 1962 y 218 Mm³ en 2016.
- Se determinó que los espesores máximos del hielo fueron de 150m en la PEH, 140m en 1962 y 91m en 2016.
- La extensión altitudinal de los glaciares también se redujo, llegando hasta los 4460 m. s. n. m. en la PEH, 4650 m. s. n. m. en 1962 y 4700 m. s. n. m. en 2016.
- Se reconstruyeron perfiles topográficos que muestran la evolución de los espesores de hielo y la formación de morrenas. En la PEH se formó la morrena de la laguna Chuspicocha.

Figura 13

Distribución de volúmenes glaciares en relación a la elevación (m. s. n. m.), durante 2016, 1962 y la PEH en la cordillera Huaytapallana

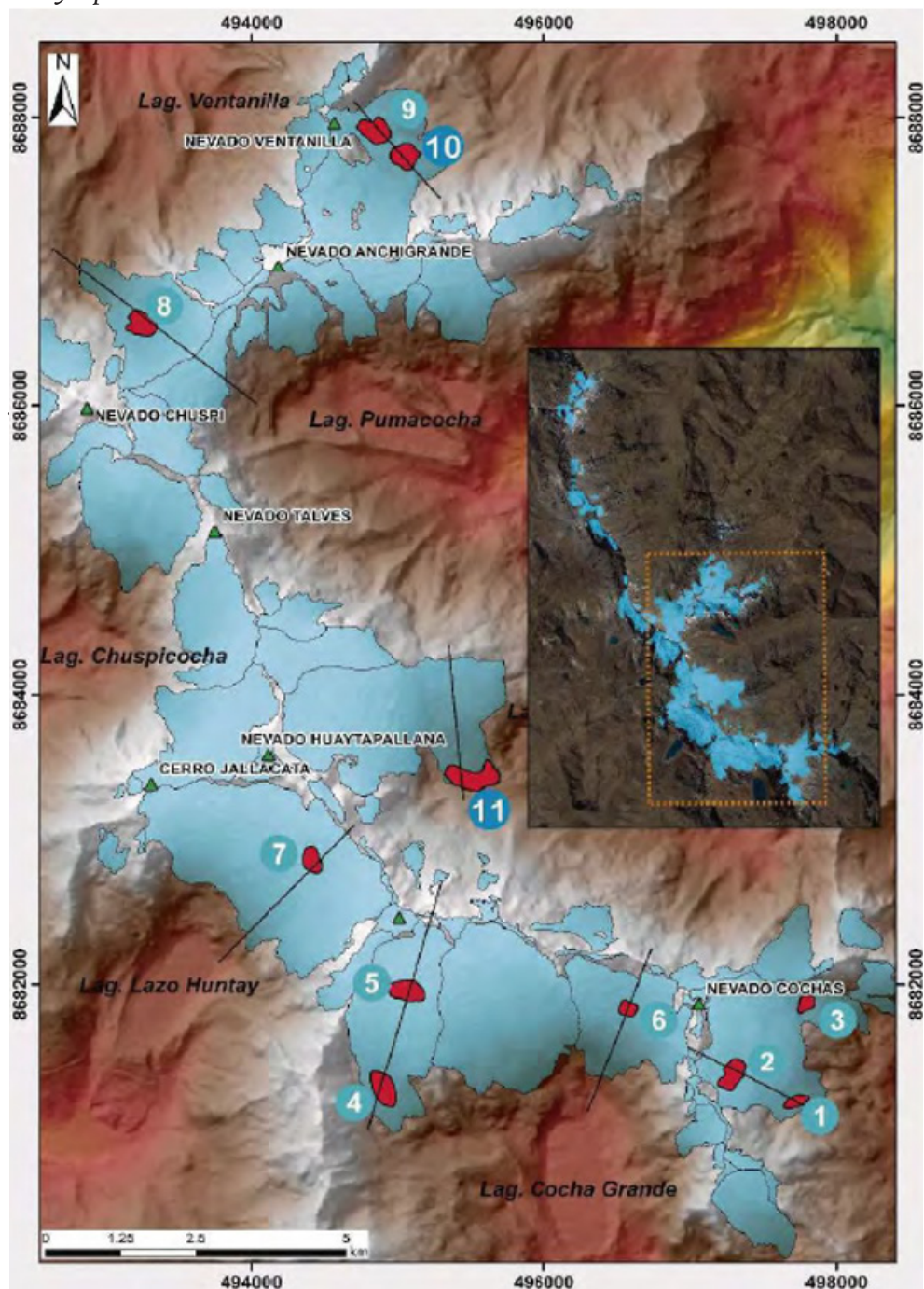


5.2. Distribución de volúmenes glaciares en relación a la elevación (m.s.n.m.), durante 2016, 1962 y la PEH en la cordillera Huaytapallana

El estudio realizó una identificación de posibles zonas de sobreexcavación glaciar o “overdeepenings” en el lecho rocoso debajo de los glaciares de la cordillera Huaytapallana. Estas zonas más profundas del lecho se forman por la erosión glaciar. Al retirarse los glaciares por el calentamiento global, estas depresiones quedan expuestas y pueden rellenarse de agua, formando lagunas. Para detectar estas probables lagunas futuras, se utilizó el modelo numérico GlabTop, que permite estimar la topografía del lecho glaciar. También se emplearon 3 criterios morfológicos en base a imágenes satelitales y observaciones de campo: cambios de pendiente, zonas libres de grietas y estrechamientos laterales de lenguas glaciares.

Figura 14

Muestra las zonas de futura formación de lagunas identificadas en la cordillera Huaytapallana

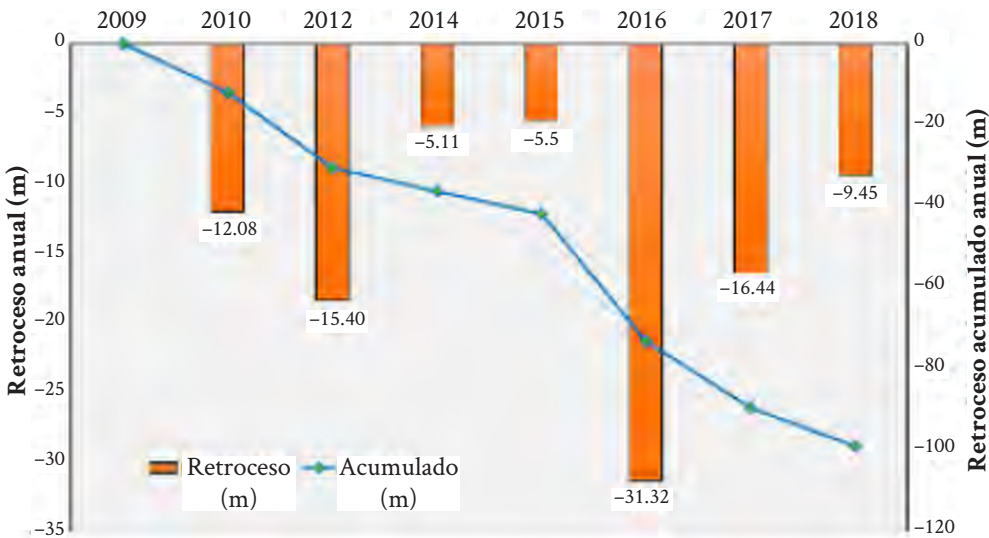


Con estas metodologías se identificaron 11 sitios con probabilidad media de convertirse en lagunas. Se realizaron cálculos para estimar sus áreas, profundidades medias y volúmenes futuros, obteniendo valores entre 10316 m² a 45685 m² de área superficial, profundidades medias de 3 a 35 metros, y volúmenes de 0.03 a 1.6 millones de m³. Al comparar con un estudio previo de la Autoridad Nacional del Agua (ANA), se encontró coincidencia en una laguna identificada. La diferencia en la cantidad total se explica por la mejor resolución del modelo de elevación digital (DEM) utilizado en este estudio, de 6m/px versus 30m/px del estudio de la ANA, tal como la muestra la Figura 14.

Luego, usando tasas de retroceso glaciar conocidas por estudios de la ANA y otros autores, se hicieron proyecciones para estimar los tiempos esperados de formación de estas lagunas. Los resultados indican que 1 laguna se formaría en menos de 5 años, 3 antes del año 2050 y los 7 restantes después del año 2050.

Figura 15

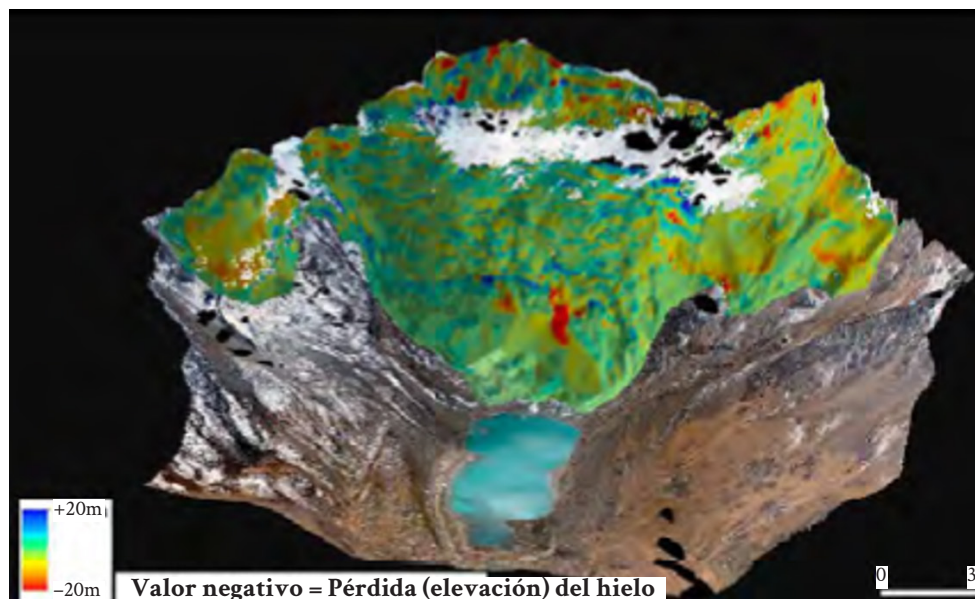
Registro del retroceso glaciar en el nevado Yana Ucsha, período 2009-2018



Nota. Tomado de ANA (2019).

Figura 16

Monitoreo de pérdida glaciár en el nevado Huaytapallana sobre la laguna Lazo Untay



Nota. Tomado de Mark et al. (2019).

El Lidar revela una pérdida de 0.59 m de pérdida vertical por año

La identificación de estas probables nuevas lagunas glaciares es importante porque representan futuros puntos de almacenamiento de agua, pero también nuevas zonas con potenciales amenazas asociadas, como desbor-des o aludes desde las cabeceras montañosas ubicadas encima de las lagu-nas. Una campaña de campo realizada en 2019 corroboró que efectiva-mente ya están apareciendo nuevas lagunas glaciares en la zona.

CAPÍTULO VI

LÍNEA DE EQUILIBRIO DE LOS GLACIARES Y PALEOGLACIARES

6.1. Cálculo de la ELA AABR (ela geomorfológica)

Se decidió calcular la ELA en cada uno de los períodos para la totalidad del área de estudio, obteniendo los siguientes resultados.

Tabla 3

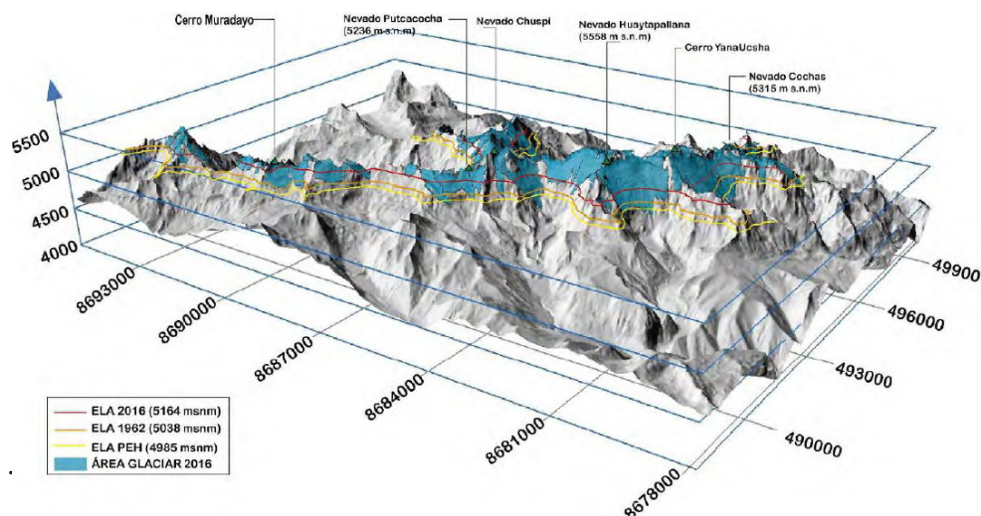
Resultados de ELA para cada año de estudio en la cordillera Huaytapallana

Período	N° de glaciares	Área (km ²)	ELA (m.s.n.m.)
PEH	99	52.3	4985
1962	118	32.3	5038
2016	130	14.2	5164

Los resultados del estudio muestran que la línea de equilibrio altitudinal (ELA) de los glaciares en la cordillera Huaytapallana ha ido ascendiendo progresivamente desde la Pequeña Edad de Hielo (PEH) alrededor de 1850. En la PEH, la ELA se situaba aproximadamente en los 4985 m. s. n. m. El área de acumulación de los glaciares entre la ELA y las lenguas glaciares en las cotas más altas (5490 m. s. n. m.) abarcaba unos 23.31 km².

Figura 17

Esquema 3D de ascenso de las ELAs (PEH, 1962, 2016), representadas sobre un modelo del relieve (hillsahde), con exageración vertical del nevado Huaytapallana



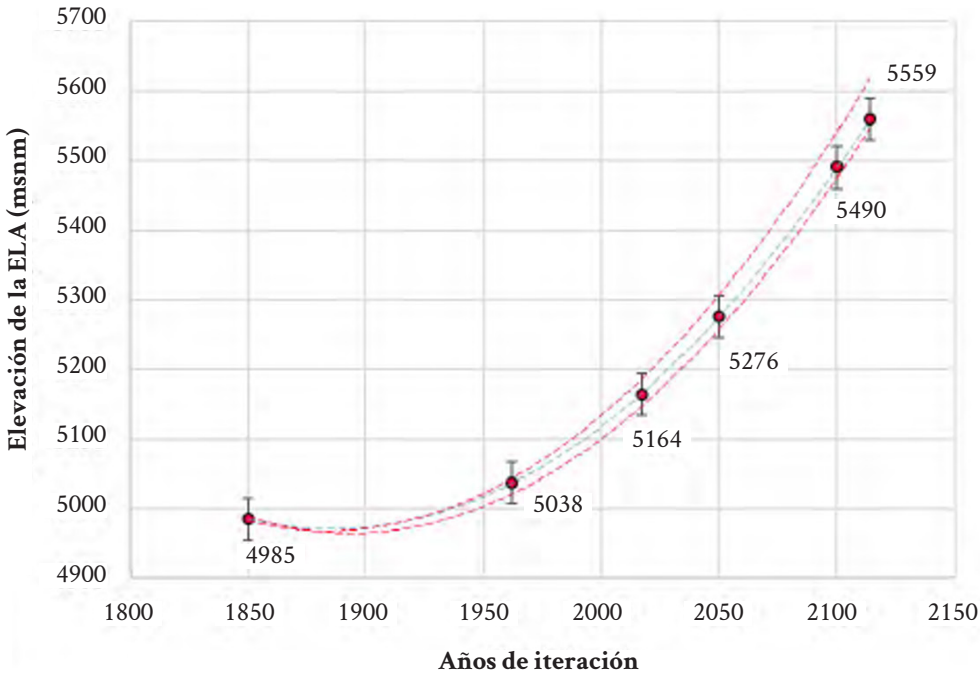
Para 1962, la ELA había ascendido hasta los 5038 m. s. n. m., elevándose 53 metros desde la PEH. Esto redujo el área de acumulación glaciar a 18.74 km². En 2016, la ELA llegó a ubicarse en los 5164 m. s. n. m., 179 metros más elevada que en la PEH. El área de acumulación se redujo así a solo 9.14 km². Por lo tanto, se observa una relación inversamente proporcional entre la elevación de la ELA y el área glaciar. Cuando la ELA asciende a mayores altitudes, el área de acumulación glaciar disminuye. Los resultados confirman que a menor altitud de la ELA existe una mayor extensión de los glaciares. El ascenso continuo de la ELA evidencia el impacto del calentamiento global en la reducción de los glaciares de la cordillera Huaytapallana desde la PEH hasta la actualidad. La identificación de este comportamiento de la ELA es clave para entender la dinámica glaciar pasada y futura en esta región.

6.2. Proyección de la ELA a futuro

Se realizó una proyección estadística de la elevación futura de la línea de equilibrio altitudinal (ELA) de los glaciares en la cordillera Huaytapallana. Usando los valores conocidos de la ELA en la Pequeña Edad de Hielo (1850), 1962 y 2016, se ajustó una regresión polinómica con un coeficiente R^2 de 1, que representa el 100 % de la variabilidad de los datos. Esta regresión polinómica permite predecir los valores futuros de la ELA en base a la tendencia histórica, asumiendo que se mantendrán las mismas tasas de cambio. Se aplicó un factor de corrección lineal a la fórmula polinómica, para ajustar pequeñas diferencias entre los valores predichos y los reales de la ELA en los años conocidos.

Figura 18

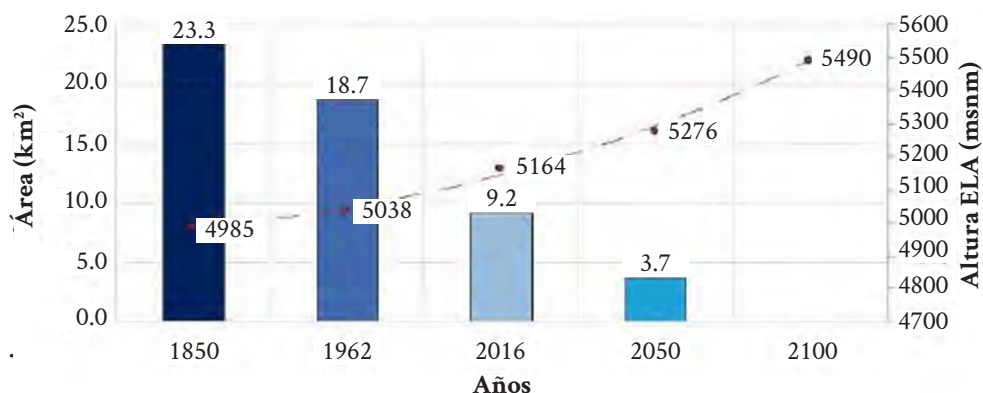
Gráfico de valores iterados para estimar el comportamiento de la ELA en el nevado Huaytapallana



Los resultados proyectan que la ELA sobrepasará la máxima elevación de la cordillera Huaytapallana (5558 m. s. n. m.) en el año 2114. La proyección estadística de la ELA permite prever escenarios futuros y constituye una herramienta útil para la gestión de los recursos hídricos glaciares.

Figura 19

Diagrama combinado de barras y líneas, muestra la relación inversamente proporcional entre la evolución de las ELAS y el área de acumulación



CAPÍTULO VII

RECONSTRUCCIÓN PALEOCLIMÁTICA

7.1. Variación de la temperatura actual (2016-2017) a partir de registros diarios en intervalos de 30 min

Se analizaron los registros de temperatura diarios y mensuales de la estación HUAYSO2 en la cordillera Huaytapallana para los años 2016 y 2017. La estación registra datos de temperatura del suelo a 30 cm de profundidad. Se estimó la temperatura del aire restando 5 °C al dato de suelo, como diferencia media aproximada entre ambos sensores. El promedio anual de temperatura en 2016 fue de 1.98 °C. En 2017 el promedio fue de 0.99 °C, un 50 % menor. Sin embargo, dado que el año de estudio es 2016, se tomará en cuenta solamente el valor promedio de ese año, 1.98 °C, para los análisis y modelamientos relacionados.

Los datos de la estación permiten caracterizar las variaciones diarias y mensuales de la temperatura en la zona de estudio. El promedio anual brinda un valor representativo para el modelo glaciario del año 2016. Si bien 2017 muestra temperaturas menores, no se considerará por estar

fuera del periodo de interés. El valor de 2016 es suficiente para los objetivos del estudio.

7.2. Gradiente térmico vertical para el valle del glaciar Yana Ucsha

Se calculó el gradiente térmico vertical (GTV) para la cordillera Huayta-pallana a partir de datos de temperatura de estaciones a diferentes alturas para los años 2016 y 2017.

Tabla 4

Determinación del Gradiente térmico vertical para los años 2016 y 2017 en el valle Carhuacocha en base a registradores data loggers

Estación	Z	Año	
		2016	2017
HUAYSO1	5000	1.98	0.99
HUAYSO2	3780	9.48	9.09
Δ	1220	7.5	8.1
	Δ	ΔT	$\Delta T (^{\circ}\text{C})$
	Z(m)	($^{\circ}\text{C}$)	2017
		2016	
GTV		0.0061	0.0066

En 2016 el GTV fue $0.0061^{\circ}\text{C}/\text{m}$ y en 2017 fue $0.0066^{\circ}\text{C}/\text{m}$. Estos valores son concordantes con estudios previos que estiman un GTV promedio global de $0.0065^{\circ}\text{C}/\text{m}$. El método utilizado fue medir directamente la temperatura durante 36 meses en estaciones a 3780 m. s. n. m. (HUAYSO2) y 5000 m. s. n. m. (HUAYSO1). La diferencia de temperatura entre ambas estaciones dividida por la diferencia de elevación da como resultado el GTV para cada año. Dada la variabilidad que puede tener el GTV local, se optó por utilizar el valor promedio resultante de $0.0063^{\circ}\text{C}/\text{m}$, equivalente a $6.3^{\circ}\text{C}/\text{km}$. Este valor obtenido directamente es consistente con la estimación global media según la literatura. El gradiente térmico

vertical es un parámetro clave para modelar la dinámica glaciar en función de la temperatura a diferentes altitudes.

7.3. Paleotemperatura en la PEH y 1962

Utilizando los valores conocidos de la línea de equilibrio altitudinal (ELA) para la Pequeña Edad de Hielo (PEH), 1962 y 2016, junto con el gradiente térmico vertical (GTV), se calcularon las temperaturas en la PEH y 1962. Entre la PEH y 2016 la ELA subió 179 m en 296 años, equivalente a un cambio de temperatura de 1.1277 °C. Entre 1962 y 2016 subió 126 m en 54 años (2.3 m/año), dando 0.7938 °C de calentamiento. Comparando la PEH y 1962, en 242 años la ELA subió 53 m, o 0.2 m/año, implicando un calentamiento de 0.3339 °C.

Tabla 5

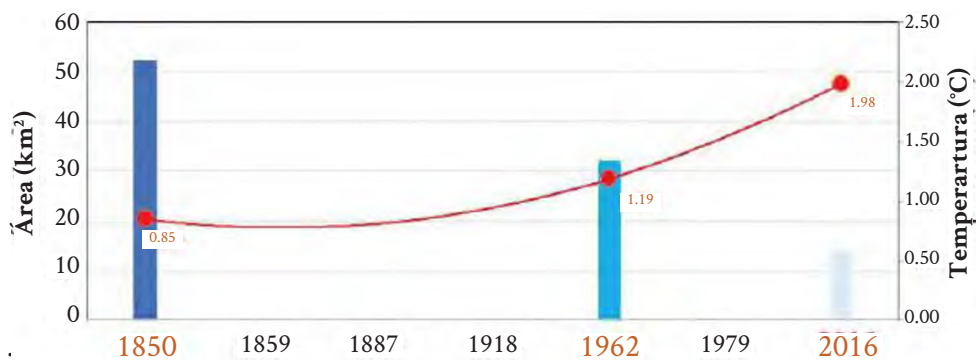
Cálculo de las variaciones de temperatura entre la PEH, 1962 y el 2016

Período	Intervalo de años	Desnivel de la ELA (m)	Desnivel de la ELA (m/año)	Variación de la T
PEH - 2016	296	179	0.6	1.1277
1962 - 2016	54	126	2.3	0.1938
PEH - 1962	242	53	0.2	0.3339

Tomando la temperatura conocida en 2016 de 1.98 °C, se le restaron los cambios de temperatura calculados para obtener 0.85 °C en la PEH y 1.19 °C en 1962. Esto muestra la relación inversa entre temperatura y extensión glaciar: a mayor temperatura, mayor ascenso de la ELA y menor área glaciar. Igualmente se proyectaron temperaturas futuras de 2.69 °C en 2050, 4.15 °C en 2100 y 4.47 °C en 2114, cuando la ELA sobrepasaría la máxima elevación de la cordillera. Este método de paleo-temperaturas basado en la ELA y GTV permite reconstruir la variabilidad climática pasada asociada a la dinámica glaciar.

Figura 20

Relación inversamente proporcional entre temperatura y área glaciar



CAPÍTULO VIII

PRONÓSTICO DE LA MASA GLACIAR

8.1 Escenario de avalanchas

8.1.1. Escenario 1: Avalanchas que afecten la laguna Peñacocha

La laguna Peñacocha, con un volumen de 297.630 m^3 y una profundidad de 18 metros, sería afectada por avalanchas provenientes de los bloques rocosos 1 al 4. El volumen total de la masa deslizante simulada es de 640.384 m^3 , con un volumen estimado de liberación de 299.860 m^3 . La avalancha alcanzaría la laguna a los 56 segundos después del desprendimiento inicial, con una velocidad máxima de 47.4 m/s , altura máxima de flujo de 24 metros y una presión máxima de 2247.84 kPa durante su recorrido. El volumen total que ingresaría a la laguna Peñacocha se estima en 127.493 m^3 , generando una capa de material depositado con altura mínima de 2.6 metros, altura media de 6.32 metros sobre la superficie lacustre.

8.1.2. Escenario 2: Avalanchas que afecten la laguna Ancapuachanan y Chuspicocha

Las lagunas Ancapuachanan y Chuspicocha se verían afectadas por avalanchas provenientes de los bloques rocosos 5 al 14. La laguna Chuspicocha tiene un volumen total de $1.338.206 \text{ m}^3$ y una profundidad de 25 metros, mientras que no se disponen datos batimétricos de la laguna Ancapuachanan. El volumen total simulado de la avalancha es de $3.777.635 \text{ m}^3$, con un volumen de liberación estimado de 749.752 m^3 . Alcanzaría las lagunas a los 88 segundos después del desprendimiento, con velocidad máxima de 56.86 m/s , altura máxima de 62.59 metros y presión máxima de $3.233.69 \text{ kPa}$. Se estima un volumen total depositado en la laguna Chuspicocha de $1.278.713 \text{ m}^3$, generando espesores entre 4.63 y 20.67 metros sobre la superficie lacustre. En la laguna Ancapuachanan ingresaría un volumen de 41.886 m^3 , con alturas medias de 2.6 metros y máxima de 7.68 metros.

8.1.3. Escenario 3: Avalanchas que afecten la laguna Lazo Huntay

La laguna Lazo Huntay, con un volumen de $1.630.331 \text{ m}^3$ y profundidad de 30 metros, sería impactada por una avalancha proveniente de los bloques 15 al 20. El volumen total de la masa deslizante simulada es de $2.068.301 \text{ m}^3$. Alcanzaría la laguna a los 105 segundos del desprendimiento inicial, con velocidad máxima de 52.73 m/s , altura máxima de flujo de 42.1 metros y presión máxima de $2.780.4 \text{ kPa}$. El volumen total que ingresaría a la laguna se estima en $1.630.331 \text{ m}^3$, generando una capa de material depositado con espesores entre 0.11 y 71.07 metros sobre la superficie lacustre, con un promedio de 8.35 metros.

8.2. Simulación de aluvión en la cuenca Shullcas

Para simular el comportamiento de los posibles flujos de detritos generados por las avalanchas, se utilizó un modelo hidráulico que considera estos

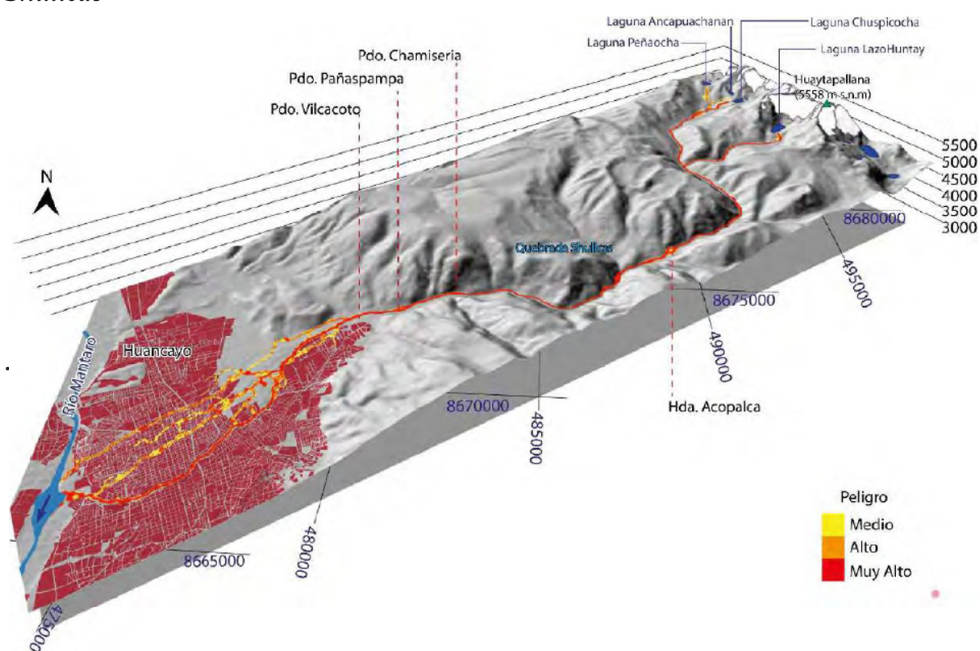
flujos como fluidos no newtonianos, con altas concentraciones volumétricas de sedimentos entre 20 % a 80 %.

Se definieron 3 hidrogramas triangulares representando el volumen de impacto calculado con el modelamiento previo de avalanchas en las lagunas. Los hidrogramas simulan el desembalse violento en un máximo de 120 minutos. El área modelada fue la cuenca del río Shullcas, hasta su abanico aluvial y desembocadura en el río Mantaro, incluyendo la zona urbana de Huancayo potencialmente expuesta.

Se asignaron valores de rugosidad de Manning diferenciados según el cauce del río, márgenes de quebrada, zonas urbanas y vías principales. Como resultados se obtuvieron mapas de tirantes y velocidades máximas, que permitieron generar el mapa de peligrosidad por aluviones en la zona de estudio. En suma, el modelo hidráulico consideró el comportamiento especial de flujos con alta carga sedimentaria y permitió identificar las zonas con mayor amenaza de inundación por aluviones generados a partir de escenarios de avalanchas modelados previamente en la cuenca.

Figura 21

Niveles de peligro, de un flujo de detritos originados en la parte alta de la cuenca Shullcas



CAPÍTULO IX

REFLEXIONES FINALES

9.1 Acciones y propuestas para la protección de glaciares

Los glaciares de los Andes tropicales desempeñan un papel fundamental como reservorios de agua dulce. Estudios recientes indican que la cobertura glaciaria en los Andes peruanos se ha reducido entre 20 % a 50 % en las últimas décadas, y se proyecta que pequeños glaciares desaparecerán en los próximos años (Plasencia Sánchez, 2021). Los glaciares de la cordillera Huaytapallana no son la excepción. Según los resultados de esta investigación, el área glaciaria se ha reducido 73 % respecto a la Pequeña Edad del Hielo, 56 % desde 1962 y sigue disminuyendo. Ante este panorama, se requieren medidas de protección de los glaciares.

En primer lugar, es importante reconocer los glaciares como ecosistemas frágiles ante el cambio climático en la legislación nacional. La Ley General del Ambiente del Perú considera a los glaciares como patrimonio de la Nación, pero aún falta su reglamentación para protegerlos efectivamente. Se propone que esta ley establezca los glaciares y sus áreas ad-

yacentes como zonas intangibles, prohibiendo actividades extractivas y asentamientos humanos en su entorno. Asimismo, se debe actualizar el Inventario Nacional de Glaciares y elaborar planes de contingencia frente a nuevos peligros como avalanchas o aluviones desde estos sistemas.

Otra acción prioritaria es el monitoreo detallado de los glaciares y variables climáticas de alta montaña. El Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología del Perú (SENAMHI) debe ampliar su red de estaciones meteorológicas automáticas en zonas glaciares sobre los 5000 m. s. n. m. Igualmente, el Instituto Geológico Minero Metalúrgico (INGEMMET) debe continuar los trabajos de inventario y monitoreo glaciar con mayor frecuencia. Las universidades también pueden contribuir instalando sus propias redes de monitoreo, como en este estudio. Mayor información redundará en mejores modelos para la gestión hídrica futura.

La conciencia ambiental y participación ciudadana es fundamental. Se propone difundir los resultados de esta investigación entre la población y autoridades, resaltando la importancia del recurso hídrico glaciar, su situación actual y medidas de adaptación necesarias frente a su reducción acelerada. Las universidades pueden tener un rol protagónico en campañas educativas y de conservación. Finalmente, se plantea la construcción de reservorios como medida de almacenamiento de agua ante la menor disponibilidad futura. La inversión en grandes proyectos hidráulicos contribuirá a garantizar el recurso para diferentes usos.

En último término, la acelerada desglaciación observada en los Andes tropicales amerita la protección legal de estos ecosistemas. El monitoreo detallado, los planes de contingencia, la conciencia ciudadana y las grandes obras hidráulicas son medidas fundamentales de adaptación frente a la crisis climática que enfrentan los glaciares de Perú y el mundo. Sólo con información precisa de su situación actual y acciones climáticamente inteligentes se podrá asegurar la oferta de estos gigantes de hielo para las generaciones futuras.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Azam, F., Wagnon, P., Berthier, E., Vincent, C., Fujita, K. y Kargel, S. (2018). Review of the status and mass changes of Himalayan-Karakoram glaciers. *Journal of Glaciology*, 64(243), 61-74. <https://doi.org/10.1017/jog.2017.86>
- Baraer, M., Mark, G., McKenzie, M., Condom, T., Bury, J., Huh, I., Portocarrero, C. y Rathay, S. (2012). Glacier recession and water resources in Peru's Cordillera Blanca. *Journal of Glaciology*, 58(207), 134-150. <https://doi.org/10.3189/2012JoG11J186>
- Benn, D. y Evans, D. (2010). *Glaciers and glaciation* (2° ed.). Hodder Education. <https://www.taylorfrancis.com/books/mono/10.4324/9780203785010/glaciers-glaciation-2nd-edition-douglas-benn-david-evans>
- Braun, H., Malz, P., Sommer, C., Farías-Barahona, D., Sauter, T., Casassa, G., Soruco, A., Skvarca, P. y Seehaus, T. C. (2019). Constraining glacier elevation and mass changes in South America. *Nature Climate Change*, 9(2), 130-136. <https://doi.org/10.1038/s41558-018-0375-7>
- Bury, J., Mark, G., Carey, M., Young, R., McKenzie, M., Baraer, M., French, A. y Polk, M. H. (2013). New geographies of water and climate change in

- Peru: Coupled natural and social transformations in the Santa River watershed. *Annals of the Association of American Geographers*, 101(2), 363-374. <https://www.tandfonline.com/doi/abs/10.1080/00045608.2013.754665>
- Buytaert, W., Vuille, M., Dewulf, A., Urrutia, R., Karmalkar, A. y Célleri, R. (2010). Uncertainties in climate change projections and regional downscaling in the tropical Andes: Implications for water resources management. *Hydrology and Earth System Sciences*, 14(7), 1247-1258. <https://doi.org/10.5194/hess-14-1247-2010>
- Canchis, J. (2019). Análisis multitemporal de los glaciares del nevado Huayta-pallana, mediante imágenes satelitales Landsat, Junín, Perú [Tesis de bachillerato, Universidad Nacional Agraria La Molina]. Repositorio Institucional UNALM. <https://repositorio.lamolina.edu.pe/>
- Carey, M., Baraer, M., Mark, G., French, A., Bury, J., Young, R. y McKenzie, M. (2014). Toward hydro-social modeling: Merging human variables and the social sciences with climate-glacier runoff models (Santa River, Peru). *Journal of Hydrology*, 518, 60-70. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2013.11.006>
- Carey, M., Huggel, C., Bury, J., Portocarrero, C. y Haeberli, W. (2012). An integrated socio-environmental framework for glacier hazard management and climate change adaptation: lessons from Lake 513, Cordillera Blanca, Peru. *Climatic Change*, 112(3), 733-767. <https://doi.org/10.1007/s10584-011-0249-8>
- Carrivick, L., Davies, J., James, H., Quincey, J. y Glasser, F. (2016). Distributed ice thickness and glacier volume in southern South America. *Global and Planetary Change*, 146, 122-132. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2016.09.010>

- Cogley, G., Hock, R., Rasmussen, A., Arendt, A., Bauder, A., Braithwaite, J., Jansson, P., Kaser, G., Möller, M., Nicholson, L. y Zemp, M. (2011). *Glossary of glacier mass balance and related terms*. IHP-VII Technical Documents in Hydrology N.º 86, IACS Contribution N.º 2. UNESCO-IHP. <https://unesdoc.unesco.org/ark:/48223/pf0000192525>
- Cuffey, M. y Paterson, S. (2010). *The physics of glaciers* (4th ed.). Academic Press.
- Drenkhan, F., Guardamino, L., Huggel, C. y Frey, H. (2018). Current and future glacier and lake assessment in the deglaciating Vilcanota-Urubamba basin, Peruvian Andes. *Global and Planetary Change*, 169, 105-118. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2018.07.005>
- Drenkhan, F., Guardamino, L., Huggel, C. y Frey, H. (2019). Current and future glacier and lake assessment in the deglaciating Vilcanota-Urubamba basin, Peruvian Andes. *Global and Planetary Change*, 177, 105-116. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2019.03.004>
- Earle, S. (2019). *Physical geography: Glaciers and glaciation*. BCcampus OpenEd. <https://opentextbc.ca/physicalgeology2ed/>
- Ferrando, F., Bellisario, C. y Oyarzún, L. (2014). Clasificación de glaciares rocosos de origen glacial. *Anales de la Sociedad Chilena de Ciencias Geográficas*, 311-321. <http://www.sociedadchilenadecienciasgeograficas.cl/anales.html>
- Gilbert, A., Leinss, S., Käab, A., Haemmig, C., Hajnsek, I. y Wiesmann, A. (2022). Supraglacial and englacial structure of tropical debris-covered Llaca glacier, Peru, using high-resolution ground penetrating radar. *Frontiers in Earth Science*, 9. <https://www.frontiersin.org/journals/earth-science/articles>

- Ginot, P., Schotterer, U., Schwikowski, M., Gäggeler, W., Francou, B., Gallaire, R. y Pouyaud, B. (2001). Potential for climate variability reconstruction from Andean glaciochemical records. *Annals of Glaciology*, 35, 443-450. <https://www.cambridge.org/core/journals/annals-of-glaciology/article/potential-for-climate-variability-reconstruction-from-andean-glaciochemical-records/DC425BA468665888F4BEA7E83061299C>
- Gökgöz, A. (2019). Glacial geomorphology: Landscape evolution and environmental reconstruction in Turkey. *Quaternary International*, 581, 76-96. <https://www.sciencedirect.com/journal/quaternary-international/articles-in-progress>
- Hernández, D. B. (2018). El modelado glaciar: el hielo como constructor del relieve. Geologicalman. <https://geologicalmanblog.wordpress.com/2018/01/10/modelado-glacial/>
- Hock, R., Rasul, G., Adler, C., Cáceres, B., Gruber, S., Hirabayashi, Y., Jackson, M., Kääb, A., Kang, S., Kutuzov, S. (2019). High mountain areas. In: IPCC Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate. IPCC. <https://www.ipcc.ch/srocc/chapter/chapter-2/>
- Howat, M., Ahn, Y., Joughin, I., Van den Broeke, R., Lenaerts, T. y Smith, B. (2019). Mass balance of Greenland and Antarctic ice sheets in the 21st century with surface mass balance parameterized by temperature. *Geophysical Research Letters*, 46(1), 43-49. <https://doi.org/10.1029/2018GL080455>
- Hugonnet, R., McNabb, R., Berthier, E., Menounos, B., Nuth, C., Girod, L., Farinotti, D., Huss, M., Dussaillant, I., Brun, F. y Kääb, A. (2021). Accelerated global glacier mass loss in the early twenty-first century. *Nature*, 592(7856), 726-731. <https://doi.org/10.1038/s41586-021-03436-z>

- Huss, M. y Hock, R. (2018). Global-scale hydrological response to future glacier mass loss. *Nature Climate Change*, 8, 135–140. <https://doi.org/10.1038/s41558-017-0049-x>
- INAIGEM. (2018). *Inventario nacional de glaciares y lagunas. Inventario de Glaciares del Perú*. <https://repositorio.inaigem.gob.pe/items/7029db53-5118-4e93-8b2a-71e6e26db5f6>
- Jiskoot, H., Murray, T. y Boyle, P. (2000). Controls on the distribution of surge-type glaciers in Svalbard. *Journal of Glaciology*, 46(154), 412–422. <https://doi.org/10.3189/172756500781833115>
- Johannesson, T., Raymond, C. y Waddington, E. (1989). Time-scale for adjustment of glaciers to changes in mass balance. *Journal of Glaciology*, 35(121), 355–369. <https://www.cambridge.org/core/journals/journal-of-glaciology/article/timescale-for-adjustment-of-glaciers-to-changes-in-mass-balance/B34E832DC10EADCF6DF4220695F34B9A>
- Johansen, K., Alfthan, B., Baker, E., Hespington, M., Schoolmeester, T. y Verbist, K. (2021). *El atlas de glaciares y aguas andinos. Una fotografía regional del impacto del retroceso acelerado de los glaciares sobre los recursos hídricos*. UNESCO. https://www.google.com/books/edition/El_atlas_de_glaciares_y_aguas_andinos/ipaHDwAAQBAJ?hl=es
- Jomelli, V., Villa, S., Lopez, S., Chevrier, B., Grancher, D., Brunstein, D. y Dus-saillant, A. (2020). Geomorphological heritage threatened by the shrinking of mountain glaciers related to climate change (Cordillera de los Andes, Chile). *Geomorphology*, 366, 106850. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2020.106850>

- Kaser, G. y Osmaston, H. (2002). *Tropical glaciers*. United Nations University Press.
- King, O., Bhattacharya, A., Ghuffar, S. y Bolch, T. (2019). Glacier mass loss since the Little Ice Age and its impact on water resources in the greater Himalayan region. *The Cryosphere*, 13(10), 2723-2752. <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/full/10.1029/2008GL035556>
- Koppes, M. y Montgomery, R. (2009). The relative efficacy of fluvial and glacial erosion over modern to orogenic timescales. *Nature Geoscience*, 2(9), 644-647. <https://doi.org/10.1038/ngeo616>
- Kraaijenbrink, P., Khanal, S., Bijl, L., Thompson, S. y Immerzeel, W. (2022). Contribution of debris cover to the future evolution of Himalayan glaciers. *Science Advances*, 8(11). <https://www.science.org/loi/sciadv>
- Los glaciares andinos perdieron el 42% de su superficie en 30 años. (2022). El agoradiario. <https://www.elagoradiario.com/desarrollo-sostenible/cambio-climatico/glaciares-andes-pierden-superficie/>
- MacGregor, R., Anderson, S., Anderson, S. y Waddington, D. (2000). Numerical simulations of glacial-valley longitudinal profile evolution. *Geology*, 28(11), 1031-1034. <https://pubs.geoscienceworld.org/gsa/geology/article-abstract/28/11/1031/190991/Numerical-simulations-of-glacial-valley>
- Mark, G., McKenzie, M. y Gómez, J. (2005). Hydrochemical evaluation of changing glacier meltwater contribution to stream discharge: Callejón de Huaylas, Peru. *Hydrological Sciences Journal*, 50(6), 975-987. <https://doi.org/10.1623/hysj.2005.50.6.975>

- Minowa, M., Sugiyama, S., Sakakibara, D. y Skvarca, P. (2017). Seasonal variations in ice-flow dynamics controlled by frontal ablation at Glaciar Perito Moreno, the Southern Patagonia Icefield. *Frontiers in Earth Science*, 5. <https://doi.org/10.3389/feart.2017.00066>
- Nicholson, I., Prinz, R., Mölg, T. y Gurgiser, W. (2020). Climate change impacts on mountain glaciers and permafrost. *United Nations Environment Programme (UNEP)*. <https://ui.adsabs.harvard.edu/abs/2007GPC...56D...7K/abstract>
- Pachauri, K., Allen, R., Barros, R., Broome, J., Cramer, W., Christ, R. y Dubash, N. (2014). *Climate change 2014: synthesis report*. Contribution of Working Groups I, II and III to the fifth assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (p. 151). IPCC. <https://www.ipcc.ch/report/ar5/syr/>
- Painter, J. (2007). Deglaciation in the Andean region. *United Nations Environment Programme (UNEP)*. <https://core.ac.uk/download/pdf/6248798.pdf>
- Pettersson, R., Jansson, P., Huwald, H. y Blatter, H. (2007). Spatial pattern and stability of the cold surface layer of Storglaciären, Sweden. *Journal of Glaciology*, 53(180), 99-109. <https://www.cambridge.org/core/journals/journal-of-glaciology/article/spatial-pattern-and-stability-of-the-cold-surface-layer-of-storglaciaren-sweden/848F-2D98942952E95127893158617B9A>
- Plasencia, E. (2015). Glaciares, cambio climático y actividades productivas: El caso de Perú. *Revista Virtual REDESMA*, 9(1), 31-43. <https://keneamazon.net/Documents/Publications/Virtual-Library/Ecosistemas-Zonas-Aridas/12.pdf>

- Plasencia, E. (2021). *Cryosphere: Regional climate change assessment report for Latin America*. Interamerican Institute for Global Change Research. <https://www.iai.int/en/newsletter>
- Rabatel, A., Dedieu, P., Thibert, E., Letréguilly, A. y Vincent, C. (2008). 25 years (1981–2005) of equilibrium-line altitude and mass-balance reconstruction on Glacier Blanc, French Alps, using remote-sensing methods and meteorological data. *Journal of Glaciology*, 54(185), 307-314. <https://www.cambridge.org/core/journals/journal-of-glaciology/article/25-years-19812005-of-equilibriumline-altitude-and-massbalance-reconstruction-on-glacier-blanc-french-alps-using-remotesensing-methods-and-meteorological-data/DB04ED9DE41C79FCA-126917511C8A08E>
- Rangecroft, S., Harrison, S. y Pacheco, P. (2019). Rock glaciers as water stores in the Bolivian Andes: an assessment of their hydrological importance. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, 51(1), 176-186. <https://www.tandfonline.com/doi/full/10.1657/AAAR0014-029>
- Rangecroft, S., Harrison, S., Anderson, K., Magrath, J., Castel, P. y Pacheco, P. (2014). A first rock glacier inventory for the Bolivian Andes. *Permafrost and Periglacial Processes*, 25(4), 333-343. <https://doi.org/10.1002/ppp.1816>
- Rivera, A., Benham, T., Casassa, G., Bamber, J. y Dowdeswell, A. (2007). Ice elevation and areal changes of glaciers from the Northern Patagonia Icefield, Chile. *Global and Planetary Change*, 59(1-4), 126-137. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2006.11.037>
- Schauwecker, S., Rohrer, M., Acuña, D., Cochachin, A., Dávila, L., Frey, H., Giráldez, C., Gómez, J., Huggel, C., Jacques, M. y Loarte, E. (2014). Cli-

- mate trends and glacier retreat in the Cordillera Blanca, Peru, revisited. *Global and Planetary Change*, 119, 85-97. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2014.05.005>
- Schauwecker, S., Rohrer, M., Acuña, D., Cochachin, A., Dávila, L., Frey, H., Giráldez, C., Gómez, J., Huggel, C., Jacques, M. y Loarte, E. (2017). Climate trends and glacier retreat in the Cordillera Blanca, Peru, revisited. *Global and Planetary Change*, 119, 85-97. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2014.05.005>
- Solomina, N., Bradley, S., Hodgson, A., Ivy, S., Jomelli, V., Mackintosh, N., Nesje, A., Owen, A., Wanner, H., Wiles, C. y Young, E. (2015). Holocene glacier fluctuations. *Quaternary Science Reviews*, 111, 9-34. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2014.11.018>
- Troll, C. (1958). *Structure soils, solifluction, and frost climates of the earth*. U.S. Army Snow, Ice and Permafrost Research Establishment.
- Veettil, K., Kamp, U. y de Souza, F. (2021). Remote sensing of mountain glaciers and permafrost: A review. *Earth-Science Reviews*, 220, 103735. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2021.103735>
- Vuille, M., Carey, M., Huggel, C., Buytaert, W., Rabatel, A., Jacobsen, D., Soruco, A., Villacis, M., Yarleque, C., Elison Timm, O. y Condom, T. (2018). Rapid decline of snow and ice in the tropical Andes—Impacts, uncertainties and challenges ahead. *Earth-Science Reviews*, 176, 195-213. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.09.019>
- Young, K. y Lipton, K. (2006). Adaptive governance and climate change in the tropical highlands of western South America. *Climatic change*, 78(1), 63-102. <https://doi.org/10.1007/s10584-006-9091-9>



EDITORIAL
NAVEGANTE