

UNIVERSIDAD NACIONAL DEL CALLAO

**FACULTAD DE INGENIERÍA AMBIENTAL Y DE RECURSOS
NATURALES**

**ESCUELA PROFESIONAL DE INGENIERÍA AMBIENTAL Y DE RECURSOS
NATURALES**



**“EL IMPACTO DEL CAMBIO CLIMÁTICO EN LA EVOLUCIÓN GLACIAR
DESDE LA PEQUEÑA EDAD DE HIELO, EN LA VERTIENTE OCCIDENTAL
DE LA SUBCUENCA RANRAHIRCA (CORDILLERA BLANCA, ANCASH)”**

**TESIS PARA OPTAR EL TÍTULO PROFESIONAL DE
INGENIERO AMBIENTAL Y DE RECURSOS NATURALES**

AUTORES:

JEHIEL GERSON CHÁVEZ MODESTO
JHON CARLOS GONZALES RAMOS
JOSHUA ER ADDI IPARRAGUIRRE AYALA

ASESORES:

ASESORA: Ing. Ena María Jaimes Espinoza
ASESOR EXTERNO: Dr. José Úbeda Palenque

LÍNEA DE INVESTIGACIÓN: Ciencias de la Tierra y el Ambiente

Callao, 2023

PERÚ

Handwritten signatures in blue ink. The first signature is 'Jehiel Gerson Chávez Modesto'. The second is 'Jhon Carlos Gonzales Ramos'. The third is 'Joshua Er Addi Iparraguirre Ayala'. Below these are the signatures of the advisors: 'Ing. Ena María Jaimes Espinoza' and 'Dr. José Úbeda Palenque'.



UNIVERSIDAD NACIONAL DEL CALLAO

FACULTAD DE INGENIERIA AMBIENTAL Y DE RECURSOS NATURALES



(Resolución N° 019-2021-CU del 20 de enero de 2021)

ANEXO 2

ACTA N° 005-2023-JST-FIARN-UNAC DE SUSTENTACIÓN DE TESIS SIN CICLO DE TESIS PARA LA OBTENCIÓN DEL TÍTULO PROFESIONAL DE INGENIERO AMBIENTAL Y DE RECURSOS NATURALES

LIBRO N° 02 FOLIO N° 10 ACTA 005-2023-JST-FIARN-UNAC DE SUSTENTACIÓN DE TESIS SIN CICLO DE TESIS PARA LA OBTENCIÓN DEL TÍTULO PROFESIONAL DE INGENIERO AMBIENTAL Y DE RECURSOS NATURALES.





Al 31 día del mes de agosto del año 2023, siendo las 16:12 horas, se reunió en la sala Meet: Mg. Teófilo Allende Ccahuana, Dr. José Pablo Rivera Rodríguez y Mtro. Abner Josué Vigo Roldan, el JURADO DE SUSTENTACIÓN DE TESIS, según la resolución N° 082-2023-D-FIARN, para la obtención del título profesional de Ingeniero Ambiental y de Recursos Naturales de la facultad de Ingeniería Ambiental y de Recursos Naturales conformado por los siguientes docentes ordinarios de la Universidad Nacional del Callao:

Mg. Teófilo Allende Ccahuana	Presidente
Dr. José Pablo Rivera Rodríguez	Secretario
Mtro. Abner Josué Vigo Roldan	Vocal
Ing. Ena María Jaimes Espinoza	Asesora

Se dio inicio al acto de sustentación de la tesis de los Bachilleres Jehiel Gerson Chávez Modesto, Jhon Carlos Gonzales Ramos y Joshua Er Addi Iparraguirre Ayala, quien habiendo cumplido con los requisitos para optar el Título Profesional de Ingeniero Ambiental y de Recursos Naturales, sustentan la tesis titulada: "EL IMPACTO DEL CAMBIO CLIMÁTICO EN LA EVOLUCIÓN GLACIAR DESDE LA PEQUEÑA EDAD DE HIELO, EN LA VERTIENTE OCCIDENTAL DE LA SUBCUENCA RANRAHIRCA (CORDILLERA BLANCA-ANCASH)", cumpliendo con la sustentación en acto público, de manera no presencial a través de la Plataforma Virtual, en cumplimiento de la declaración de emergencia adoptada por el Poder Ejecutivo para afrontar la pandemia del Covid-19, a través del D.S. N° 044-2020-PCM y lo dispuesto en el DU N° 026-2020 y en concordancia con la Resolución del Consejo Directivo N°039-2020-SUNEDU-CD y la Resolución Viceministerial N° 085-2020-MINEDU, que aprueba las "Orientaciones para la continuidad del servicio educativo superior universitario".

Con el quórum reglamentario de ley, se dio inicio a la sustentación de conformidad con lo establecido por el Reglamento de Grados y Títulos vigente. Luego de la exposición, y la absolución de las preguntas formuladas por el Jurado y efectuadas las deliberaciones pertinentes, acordó: Dar por APROBADO con la escala de calificación cualitativa MUY BUENO y calificación cuantitativa DIECISEIS (16), la presente tesis, conforme a lo dispuesto en el Art. 24 del Reglamento de Grados y Títulos de la UNAC, aprobado por Resolución de Consejo Universitario N° 150-2023-CU del 15 de junio del 2023.











Se dio por cerrada la sesión a las 18:00 horas del día jueves 31 de agosto del año en curso.

 Mg. Teófilo Allende Ccahuana Presidente	 Dr. José Pablo Rivera Rodríguez Secretario
 Mtro. Abner Josué Vigo Roldán Vocal	 Ing. Ena María Jaimes Espinoza Asesora

Document Information

Analyzed document	INFORME FINAL DE TESIS_CHAVEZ MODESTO-GONZALES RAMOS-IPARRAGUIRRE AYALA.pdf (D173238680)
Submitted	8/30/2023 12:14:00 AM
Submitted by	
Submitter email	fiarn.investigacion@unac.edu.pe
Similarity	2%
Analysis address	unidad.de.investigacion.fiarn.unac@analysis.urkund.com

Sources included in the report

SA	TESIS FORMATO FINAL.docx Document TESIS FORMATO FINAL.docx (D143026090)		2
SA	XCI-SECTEI-ESPOCH_2023_paper_20.pdf Document XCI-SECTEI-ESPOCH_2023_paper_20.pdf (D171787895)		4
SA	Tesis_DRH_Cavalcanti 230424.pdf Document Tesis_DRH_Cavalcanti 230424.pdf (D164947089)		10
SA	Tesis_Cavalcanti.pdf Document Tesis_Cavalcanti.pdf (D163078718)		7
SA	Informe_Educativo_Retroceso de glaciares.pdf Document Informe_Educativo_Retroceso de glaciares.pdf (D109535733)		3
W	URL: https://hdl.handle.net/20.500.12543/3266 Fetched: 8/30/2023 12:14:00 AM		1
SA	TESIS_GAMERO_2022.docx Document TESIS_GAMERO_2022.docx (D144076672)		2
W	URL: http://www.unige.ch/sphn/Publications/ArchivesSciences/AdS%202017/PDF%20MRes%2069-2/145-162_Si... Fetched: 8/30/2023 12:14:00 AM		3
SA	PAPER AGUILAR LOAYZA UPS.docx Document PAPER AGUILAR LOAYZA UPS.docx (D23904187)		1
SA	TES_1_AGRAM.docx Document TES_1_AGRAM.docx (D110344556)		1

Entire Document

INFORMACIÓN BÁSICA

FACULTAD

FACULTAD DE INGENIERÍA AMBIENTAL Y RECURSOS NATURALES

UNIDAD DE INVESTIGACIÓN

FACULTAD DE INGENIERÍA AMBIENTAL Y RECURSOS NATURALES

TÍTULO

EL IMPACTO DEL CAMBIO CLIMÁTICO EN LA EVOLUCIÓN GLACIAR DESDE LA PEQUEÑA EDAD DE HIELO, EN LA VERTIENTE OCCIDENTAL DE LA SUBCUENCA RANRAHIRCA (CORDILLERA BLANCA, ANCASH)

AUTORES

BACH. JEHIEL GERSON CHÁVEZ MODESTO

ORCID: / DNI: 0009-0008-4614-8605 / 70898693

BACH. JHON CARLOS GONZALES RAMOS

ORCID / DNI: 0009-0007-6420-7384 / 77028436

BACH. JOSHUA ER ADDI IPARRAGUIRRE AYALA

ORCID: 0000-0001-8893-4112 / DNI: 48194131

ASESORES

ING. ENA MARIA JAIMES ESPINOZA ORCID: 0000-0002-1028-2609 / DNI: 48194131

PhD. JOSE ÚBEDA PALENQUE ORCID: 0000-0003-1304-9607 / DNI: 48194131

LUGAR DE EJECUCIÓN

HUARÁZ, ANCASH, PERÚ

UNIDADES DE ANÁLISIS

GLACIARES DE LA VERTIENTE OCCIDENTAL DE LA SUBSUBCUENCA RANRAHIRCA

TIPO DE INVESTIGACIÓN

DESCRIPTIVO CORRELACIONAL

TEMA OCDE

Línea Ciencias Naturales / Ciencias de la Tierra y Ambiente / Ciencias del Medio Ambiente

DEDICATORIA

Por el apoyo incondicional, la paciencia y los consejos, dedico el presente trabajo a mis padres: Eusebio Gonzales y Máxima Ramos, y a mis hermanos Carmen, Edwin, Lenin y Anderson.

Jhon Carlos Gonzales Ramos

Dedico este trabajo a mi familia, quienes han estado a mi lado de manera incondicional todo este tiempo.

Jehiel Gerson Chávez Modesto

En los momentos de oscuridad, mi hermano Paul fue mi compañía y me enseñó a ser fuerte. En los momentos de “no poder más”, mi madre Alicia me enseñó a no rendirme y apreciar lo que tengo. En los momentos de desafío, mi amada Flor me enseñó que podía superar mis miedos y vencer mis límites que pensé nunca superaría. Por sus grandes enseñanzas les dedico mi trabajo más importante.

Joshua Er Addi Iparraguirre Ayala

AGRADECIMIENTO

Agradezco sobre todo a Dios por darme una familia maravillosa, con unos padres y hermanos espectaculares, quienes han estado en los momentos buenos y malos, y por darme salud y vitalidad para continuar con todos los proyectos en mi vida.

Jhon Carlos Gonzales Ramos

Agradezco a mis padres que siempre me dieron su apoyo y cariño incondicional cuando más lo necesité, que con sus palabras de aliento no me dejaron decaer para que siguiera adelante y siempre sea perseverante.

A mis hermanas que fueron mi mayor motivación para seguir adelante y poder cumplir mis objetivos.

A mis compañeros y amigos quienes sin esperar nada a cambio compartieron su conocimiento, alegrías y tristezas y a todas aquellas personas que durante estos años de universidad estuvieron a mi lado.

Finalmente agradezco a todos mis profesores que me brindaron sus conocimientos tanto de la profesión como de la vida, impulsándome siempre a seguir adelante.

Jehiel Gerson Chávez Modesto

Iniciar estas líneas agradeciendo a mis compañeros y maestros del INGEMMET, en especial al Dr. Jose Úbeda, Ing. Ronald Concha y al Ing. Pool Vásquez. Ellos me iniciaron en la vida de la montaña y me han brindado la confianza de plasmar mis ideas en los proyectos. Un gran trabajo en equipo que ha permitido lograr grandes proyectos.

También, agradecer los momentos duros que la vida nos da. Es en esas etapas donde uno aprende a madurar, razonar y decidir. Siempre hay que ver el lado positivo de las cosas, incluso cuando pensamos que es el momento más oscuro.

Joshua Er Addi Iparraguirre Ayala

ÍNDICE

INTRODUCCIÓN

I.	PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA.....	17
1.1.	Descripción de la realidad problemática.....	17
1.2.	Formulación del problema.....	22
1.2.1	Problema General.....	22
1.2.2.	Problemas específicos.....	22
1.3	Objetivos.....	22
1.3.1	Objetivo General.....	22
1.3.2.	Objetivos específicos.....	22
1.4	Justificación.....	23
1.4.1.	Legal.....	23
1.4.2.	Teórica e investigación.....	24
1.4.3.	Ambiental.....	24
1.4.4.	Económica y social.....	24
1.5.	Limitantes de la investigación.....	25
1.5.1	Teórica.....	25
1.5.2	Temporal.....	25
1.5.3	Espacial.....	25
II.	MARCO TEORICO.....	26
2.1.	Antecedentes.....	26
2.1.1.	Antecedentes internacionales.....	26
2.1.2.	Antecedentes nacionales.....	28
2.2.	Bases teóricas.....	29
2.2.1.	Glaciares.....	29
2.2.2.	Cambio climático.....	35
2.3.	Conceptual.....	44
2.3.1.	El impacto del cambio climático y la evolución de los glaciares	44
2.4.	Definición de términos básicos.....	46
2.4.1.	Balance de Masa.....	46
2.4.2.	Balance Energético.....	46
2.4.3.	Frente glaciar.....	47
2.4.4.	Morrenas.....	47
2.4.5.	Zona de Acumulación.....	47
2.4.6.	Zona de Ablación.....	47

III.	HIPOTESIS Y VARIABLES	47
3.1.	Hipótesis.	47
3.1.1.	Hipótesis General	47
3.1.2.	Hipótesis Especificas	47
3.2.	Definición conceptual de las variables.	48
IV.	METODOLOGÍA DEL PROYECTO.	53
4.1.	Tipo y diseño metodológico.....	53
4.2.	Método de la investigación.....	53
4.3.	Población y muestra.....	55
4.4.	Lugar de estudio y periodo desarrollado.	56
4.4.1.	Característica general	56
4.4.2.	Características geológicas	58
4.4.3.	Características climáticas	60
4.5.	Técnicas e instrumentos para la recolección de la información.	60
4.6.	Análisis y procesamiento de datos.	62
V.	RESULTADOS	64
5.1.-	Resultados descriptivos	64
5.1.1.	Etapa 1: Cartografiado geomorfológico de la vertiente occidental de la subcuenca Ranrahirca	64
5.1.2.	Etapa 2: Reconstrucción 3D de glaciares actuales y paleoglaciares	65
5.1.3.	Etapa 3: Cálculo de la ELA geomorfológica	76
5.1.4.	Etapa 4: Reconstrucción de la ELA climática	82
5.1.5.	Etapa 5: Evaluación del cambio climático	98
5.1.6.	Etapa 6: Pronóstico de escenario de deglaciación futura	98
5.2.-	Resultados Inferenciales.....	99
5.2.1.	Etapa 1: Cartografiado geomorfológico de la vertiente occidental de la subcuenca Ranrahirca	99
5.2.2.	Etapa 2: Reconstrucción 3D de glaciares actuales y paleoglaciares	102
5.2.3.	Etapa 3: Cálculo de la ELA geomorfológica	113
5.2.4.	Etapa 4: Reconstrucción de la ELA climática	114
5.2.5.	Etapa 5: Evaluación del cambio climático	116
5.2.6.	Etapa 6: Pronóstico de escenario de deglaciación futura	118
VI.	DISCUSIÓN DE RESULTADOS.....	122
6.1	Contrastación y demostración de la hipótesis con los resultados	122

6.2	Contrastación de los resultados con otros estudios similares.....	122
6.2.1	Respecto al Retroceso Glaciar.....	122
6.2.2.	Respecto a las reconstrucciones 3D de las superficies glaciares y paleoglaciares.....	123
6.2.3.	Respecto a la evolución de las ELAs geomorfológica y climática.....	125
6.2.4.	Respecto a la ELA climática.....	126
6.2.5.	Respecto al aumento de la temperatura del aire del PEH.	127
6.3.	Responsabilidad ética	128
VII.	CONCLUSIONES	128
VIII.	RECOMENDACIONES.....	129
IX.	REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS.....	131
X.	ANEXO	149
	Matriz de consistencia	149
	Instrumentos de recolección de datos.....	152
	Hoja programada para el cálculo de la ELA climática	153
	Data de la estación meteorológica del glaciar Artesonraju	153
	Valor de los Gradientes Verticales de Temperatura del aire, Temperatura Superficial del Hielo y de la Precipitación.....	154
	Hoja de Consentimiento Informado	155

Índice de figuras

<i>Figura 1. Izquierda: Huella del aluvión de 1970 en el Valle Ranrahirca (tomado de Evans et al., 2009). Derecha: La ciudad de Huaraz, tras el aluvión ocurrido en 1941 (Heim, 1947).</i>	20
<i>Figura 2. Proceso de formación del hielo glaciar.</i>	30
<i>Figura 3. Variación de la temperatura global desde 540 Ma con respecto al promedio 1960-1990 (Fuente: modificado de http://gergs.net/).</i>	35
<i>Figura 4. Variación desde hace ~420 ka de tres indicadores esenciales sobre cambios climáticos: concentración de CO2 en la atmósfera (verde), anomalía de temperatura (rojo) y nivel global de los océanos (azul). El gráfico demuestra que existe una correlación muy clara entre las variables. Modificado de Hasen et al., 2013.</i>	37
<i>Figura 5. Representación de a) la emisión de icebergs desde los glaciares de Norteamérica al Océano Atlántico (Fuente: Muniyikwa et al., 2020); y b) transmisión de agua dulce y descarga de sedimentos glaciares, como consecuencia del deshielo (Fuente Uriarte, 2004).</i>	38
<i>Figura 6. Promedios mensuales de precipitación 1998-2007 registrados por satélite en la Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM-NASA). El triángulo</i>	

<i>negro muestra la localización de la Cordillera Blanca (Modificado de Úbeda et al., 2018).</i>	39
<i>Figura 7. Corte transversal de un típico glaciar de valle con sus estructuras internas y partes (tomado de Strahler y Strahler, 1989).</i>	43
<i>Figura 8. Corte Transversal de un típico glaciar de valle con sus estructuras internas y partes (tomado de Strahler y Strahler, 1989). Esquema del proceso de abrasión glaciar (Fuente: Enciclopedia.us.es/Index.php/Relieve_glaciar).</i>	44
<i>Figura 9. Representación de la respuesta de la ELA y los glaciares ante los diferentes cambios climático.</i>	46
<i>Figura 10. Imagen tridimensional de la Cordillera Blanca que muestra sus montañas más importantes (Elaboración propia).</i>	57
<i>Figura 11. Mapa de ubicación del valle Ranrahirca (Elaboración propia).</i>	57
<i>Figura 12 Mapa geológico de la subcuenca Ranrahirca.</i>	59
<i>Figura 13. Fotografía con sus puntos de control usado en el proceso de georreferenciación.</i>	65
<i>Figura 14. Delimitación glaciar tomando en consideración el inicio de arranque el circo glaciar.</i>	66
<i>Figura 15. Compartimiento de delimitación glaciar entre el glaciar actual y el paleoglaciar.</i>	66
<i>Figura 16. Delimitación glaciar de los escenarios: Pequeña Edad de Hielo, 1962 y 2016.</i>	67
<i>Figura 17. Digitación de los BrachLines para la delimitación glaciar actual (2016).</i>	68
<i>Figura 18. Segmentación de los BrachLines con las curvas de nivel (e= 50 m).</i>	69
<i>Figura 19. Generación de los espesores centrales a lo largo de los BrachLines de la delimitación glaciar actual (2016).</i>	70
<i>Figura 20. Ecuación del cálculo de espesores insertado en el programa ArcGIS 10.8.</i>	71
<i>Figura 21. Rango de espesores de la delimitación glaciar actual (2016).</i>	72
<i>Figura 22. Digitación de FlowLines en los glaciares del escenario de 1962.</i>	73
<i>Figura 23. Nodos generados a lo largo de los FlowLines digitalizados.</i>	73
<i>Figura 24. Metodología para el cálculo del factor de forma aplicado en paleoglaciares.</i>	75
<i>Figura 25. Rango de espesores de los paleoglaciares del escenario de 1962.</i>	75
<i>Figura 26. Rango de espesores del escenario de la Pequeña Edad de Hielo (PEH).</i>	76
<i>Figura 27. Datos procesados de balance de masa del nevado Artesonraju del 2003 - 2014.</i>	77
<i>Figura 28. Cálculo de la ELA representativa.</i>	78
<i>Figura 29. Hoja de cálculo creada para el procesamiento de los datos del balance de masa tomados en el nevado Artesonraju.</i>	79
<i>Figura 30. Visualización de la herramienta ELA Calculation.</i>	80
<i>Figura 31. ELA geomorfológica estimada para el escenario actual (2016).</i>	81
<i>Figura 32. ELA geomorfológica estimada para el escenario de 1962.</i>	81

Figura 33. ELA geomorfológica estimada para el escenario de la Pequeña Edad de Hielo (PEH).	82
Figura 34. Ubicación de la estación automática del proyecto CRYOPERU (punto azul en la figura) en el nevado Artesonraju.....	84
Figura 35. Conversión a radiancia en el Techo de la Atmósfera (TOA).....	86
Figura 36. Conversión a Temperatura de Brillo en el Satélite.....	87
Figura 37. Combinación de Bandas Térmicas.....	87
Figura 38. Cálculo de la Emisividad de la superficie de la Tierra (LSE).....	88
Figura 39. Estimación de la Temperatura de Superficie (LST).	89
Figura 40. Coordenadas de los puntos de control para la Temperatura mínima y máxima.....	90
Figura 41. Estructura de la hoja programada para el cálculo de la ELA climática.	93
Figura 42. Configuración interna de una celda de la hoja programada.....	97
Figura 43. Mapa geomorfológico de la subcuenca Ranrahirca.....	102
Figura 44. Visualización de un glaciar cubierto entre los nevados Chopicalqui y Huascarán.....	103
Figura 45. Evolución del área glaciar en la subcuenca Ranrahirca.	104
Figura 46. Visualización del retroceso glaciar en los nevaos de mayor pérdida: Yanapaccha y Huandoy.....	105
Figura 47. Áreas glaciares cubiertas. La figura corresponde a los glaciares Chopicalqui y Pisco.	106
Figura 48. Evolución de la disponibilidad hídrica en la subcuenca Ranrahirca.	107
Figura 49. Evolución de los espesores reconstruidos de toda la subcuenca Ranrahirca de la Pequeña Edad de Hielo, 1962 y 2016.	110
Figura 50. Distribución altitudinal del área glaciar para los escenarios planteados.....	112
Figura 51. Distribución altitudinal del volumen glaciar para los escenarios planteados.....	112
Figura 52. Evolución del área y la ELA versus el tiempo.....	113
Figura 53. Evolución del volumen y la ELA versus el tiempo.....	114
Figura 54. Configuración de la hoja de cálculo para la estimación de la ELA climática.....	115
Figura 55. Visualización de la ELA climática sobre la delimitación glaciar actual (2016).....	115
Figura 56. Configuración de la hoja programada para el cálculo de la paleoprecipitación.....	116
Figura 57. Forzamiento entre la ELA geomorfológica y la ELA climática.	117
Figura 58. Evolución de las áreas, ELAs y Temperatura en el valle Ranrahirca.	118
Figura 59. Escenario B, que simuló la elevación de la ELA climática en 1°C.	120
Figura 60. Escenario C, que simuló la elevación de la ELA climática en 2°C.	120
Figura 61. Escenario D, que simuló la elevación de la ELA climática en 3°C.	121
Figura 62. Escenario E, que simuló la elevación de la ELA climática en 4°C.	121

<i>Figura 63. Acumulación de precipitación decadal en el glaciar Quelccaya. El polígono rojo indica cuando ocurrió la Pequeña Edad de Hielo.</i>	<i>127</i>
<i>Figura 64 Estructura de la hoja programada para el cálculo de la ELA climática y la paleoprecipitación.....</i>	<i>153</i>

Índice de tablas

<i>Tabla 1.....</i>	<i>48</i>
<i>Tabla 2.....</i>	<i>49</i>
<i>Tabla 3.....</i>	<i>77</i>
<i>Tabla 4.....</i>	<i>80</i>
<i>Tabla 5.....</i>	<i>90</i>
<i>Tabla 6.....</i>	<i>95</i>
<i>Tabla 7.....</i>	<i>95</i>
<i>Tabla 8.....</i>	<i>96</i>
<i>Tabla 9.....</i>	<i>98</i>
<i>Tabla 10.....</i>	<i>98</i>
<i>Tabla 11.....</i>	<i>103</i>
<i>Tabla 12.....</i>	<i>104</i>
<i>Tabla 13.....</i>	<i>105</i>
<i>Tabla 14.....</i>	<i>106</i>
<i>Tabla 15.....</i>	<i>107</i>
<i>Tabla 16.....</i>	<i>107</i>
<i>Tabla 17.....</i>	<i>108</i>
<i>Tabla 18.....</i>	<i>108</i>
<i>Tabla 19.....</i>	<i>109</i>
<i>Tabla 20.....</i>	<i>109</i>
<i>Tabla 21.....</i>	<i>111</i>
<i>Tabla 22.....</i>	<i>113</i>
<i>Tabla 23.....</i>	<i>119</i>

RESUMEN

El 58% de la población peruana vive en la árida costa del Pacífico y depende de la disponibilidad hídrica proveniente del deshielo de los Andes para su consumo y actividades económicas. Los glaciares tropicales, de los cuales el Perú posee ~71% a nivel mundial, son indicadores sensibles del impacto del cambio climático expandiendo/reduciéndose sus áreas y espesores. Los glaciares tienen dos zonas bien definidas: a) De acumulación; donde el balance de masa es positivo; b) De ablación; donde el balance de masa es negativo. La línea que separa ambas zonas se conoce como Altitud de la Línea de Equilibrio (o ELA) donde el balance de masa es cero. Existen dos tipos de ELA: Climática (ELAc), deducida de variables implicadas en el balance de masa; Geomorfológica (ELAg), deducida de la altitud y forma del glaciar. Su evolución conjunta es la respuesta de los glaciares al cambio climático en permanente equilibrio con el clima ($ELAg=ELAc$). Por lo que, estimar la ELA actual y del pasado la convierte en el parámetro que mejor expresa la sensibilidad glaciar. El último periodo frío fue la Pequeña Edad de Hielo (1600-1850) con condiciones climáticas favorables que permitió la expansión de los paleoglaciares y desde su finalización los glaciares han venido reduciéndose; siendo un lapso de tiempo ideal de estudio. El objetivo de esta tesis fue evaluar el impacto del cambio climático en los glaciares de la vertiente occidental de la subcuenca Ranrahirca (Cordillera Blanca), por el desnivel entre la ELA geomorfológica y la ELA climática desde la Pequeña Edad de Hielo. Se siguió una metodología dividida en 5 etapas: 1) Cartografiado geomorfológico del área de estudio permitió delimitar la extensión glaciar y paleoglaciar; 2) Reconstrucción tridimensional de los glaciares y paleoglaciares permitió estimar la ELAg; 3) Desarrollo de un Modelo numérico de reconstrucción de balance de masa glaciar permitió estimar la ELAc; 4) Reconstrucción de los balance de masa de los paleoglaciares permitió reconstruir las condiciones paleoambientales y 5) Simulaciones de aumento de temperatura del aire a nivel global permitió evaluar la respuesta glaciar al cambio climático al año 2100. Los resultados indican que desde la Pequeña Edad de Hielo a 1962 (lapso de 112 años) se perdió ~13 km² de área glaciar (retroceso de 0.12 km²/año). Entre 1962-2016 (lapso de 54 años), se perdió ~7 km² de área glaciar (retroceso de 0.14 km²/año). Se demostró que los glaciares están en desequilibrio con el clima ($ELAc > ELAg$). Durante la Pequeña Edad de Hielo los paleoglaciares estaban en equilibrio con el paleoclima ($ELAc=ELAg$), estimándose una paleoprecipitación de 2337 mm y una paleotemperatura menor en 1.1°C a la actual. Simulando los 5 escenarios de calentamiento global al 2100 según el IPCC, la desaparición de la zona de acumulación sería: Escenario A=Temp actual (5 lenguas glaciares); Escenario B=+1°C (10 lenguas glaciares); Escenario C=+2°C (22 lenguas glaciares); Escenario D=+3°C (25 lenguas glaciares) y Escenario E=+4°C (34 lenguas glaciares). Se concluyó que, el impacto del cambio climático de 1962-2016 ha superado al impacto desde la Pequeña Edad de Hielo a 1962. La tendencia de deglaciación a futuro superaría a la actual siendo el origen de muchos escenarios de riesgos para vidas cercanas al área de estudio.

Palabras clave: Glaciares tropicales, Cordillera Blanca, ELA, IPCC

ABSTRACT

The 58% of the Peruvian population lives on the arid Pacific coast and depends on the availability of water from the melting Andes for consumption and economic activities. Tropical glaciers, of which Peru has ~71% worldwide, are sensitive indicators of the impact of climate change by expanding/reducing their areas and thicknesses. Glaciers have two well-defined zones: a) Accumulation; where the mass balance is positive; b) Ablation; where the mass balance is negative. The line separating the two zones is known as the Equilibrium Line Altitude (or ELA) where the mass balance is zero. There are two types of ELA: Climatic (ELAc), deduced from variables involved in the mass balance; Geomorphological (ELAg), deduced from the altitude and shape of the glacier. Their joint evolution is the response of glaciers to climate change in permanent equilibrium with climate (ELAg=ELAc). Therefore, estimating the current and past ELA makes it the parameter that best expresses glacier sensitivity. The last cold period was the Little Ice Age (1600-1850) with favorable climatic conditions that allowed the expansion of paleoglaciers and since its end the glaciers have been shrinking; being an ideal time period to study. The aim of this thesis was to evaluate the impact of climate change on the glaciers of the western slope of the Ranrahirca subbasin (Cordillera Blanca), due to the lag between the geomorphological ELA and the climatic ELA since the Little Ice Age. A methodology divided into 5 stages was followed: 1) Geomorphological mapping of the study area allowed to delimit the glacial and paleoglacial extent; 2) Three-dimensional reconstruction of glaciers and paleoglaciers allowed to estimate the ELAg; 3) Development of a numerical Glacier Mass Balance Reconstruction Model allowed to estimate the ELAc; 4) Reconstruction of paleoglacial mass balances allowed us to reconstruct paleoenvironmental conditions; and 5) Simulations of global air temperature increase allowed to evaluate the glacial response to climate change by the year 2100. The results indicate that from the Little Ice Age to 1962 (112-year lapse) ~13 km² of glacier area was lost (retreat of 0.12 km²/year). Between 1962-2016 (54-year lapse), ~7 km² of glacier area was lost (retreat of 0.14 km²/yr). It was shown that glaciers are in disequilibrium with climate (ELAc>ELAg). During the Little Ice Age, paleoglaciers were in equilibrium with paleoclimate (ELAc=ELAg), estimating a paleoprecipitation of 2337 mm and a paleotemperature 1.1°C lower than today. Simulating the 5 global warming scenarios to 2100 according to the IPCC, the disappearance of the accumulation zone would be: Scenario A=Current temp (5 glacier tongues); Scenario B=+1°C (10 glacier tongues); Scenario C=+2°C (22 glacier tongues); Scenario D=+3°C (25 glacier tongues) and Scenario E=+4°C (34 glacier tongues). It was concluded that the impact of climate change from 1962-2016 has exceeded the impact from the Little Ice Age to 1962. The future deglaciation trend would exceed the current one, being the origin of many risk scenarios for lives near the study area.

Keywords: Tropical glaciers, Cordillera Blanca, ELA, IPCC

INTRODUCCIÓN

Los glaciares son reservas sólidas de agua de la que depende gran parte de la población mundial (Carey, 2010). Los glaciares son sensibles al cambio climático; pero son los glaciares tropicales los considerados indicadores por excelencia; debido a que en un ciclo hidrológico su acumulación nival sólo es durante 6 meses; mientras que, su ablación todo el año (Kaser, 2003). Es decir, si hubiese variaciones en la precipitación y/o la temperatura, los glaciares avanzarán o retrocederán. Los glaciares tropicales están distribuidos en América central, África y Sudamérica. En este último se albergan en la cordillera continental más extensa del planeta: Los Andes (Guerrero et al., 2019) que abarca desde Venezuela a Bolivia. El Perú posee el 71% del total de los glaciares tropicales del mundo (Licciardi et al., 2009) y la mayoría albergados en la Cordillera Blanca (Ancash) que es la cadena montañosa tropical más extensa del mundo, convirtiéndola en un importante laboratorio climático de estudio.

Por otro lado, el cambio climático es un fenómeno que ha ocurrido desde hace ~4600 millones de años (Ma), permitiendo la aparición de los primeros océanos, continentes y formas de vida. Así mismo, los gases de efecto invernadero han estado presente a lo largo del proceso evolutivo de la Tierra. Por ejemplo, CO₂ ha sido fundamental impidiendo que la temperatura media global se encuentre por debajo del umbral de congelamiento (0°C); así como también, pequeñas variaciones en su concentración han generado abruptas fases de enfriamiento/calentamiento (<http://gergs.net/>). Los Andes han conservado evidencias geomorfológicas de los avances y retrocesos glaciares en respuesta a climas favorables y desfavorables, respectivamente. Por ejemplo, la Cordillera Blanca ha registrado avances glaciares (Farber et al., 2005; Smith y Rodbell, 2010; Glasser et al., 2009) desde ~110 ka. El último avance glaciar sucedió en la Pequeña Edad de Hielo (1500 – 1850; Solomina et al., 2007; Jomelli et al., 2008) según estudios de isótopos de oxígeno del glaciar Quelccaya. Este periodo se caracterizó por ser más húmedo y con mayor precipitación. Estas condiciones favorecieron la máxima expansión de los glaciares depositando morrenas que represan lagunas cerca del actual frente glaciar. El fin de este periodo frío coincidió con el inicio de la era industrial que brindó un rol más importante a las emisiones del hombre. Si bien, los gases de efecto invernadero han estado presente en la atmósfera desde antes de los humanos, el impacto antropogénico no está bien documentado. Pero algunas investigaciones, estiman que el incremento de la temperatura ha sido de 0.31°C/década entre 1969–1998, y 0.13°C/década entre 1983–2012 (Schauwecker et al., 2014). Debido a esto, el Panel Intergubernamental del Cambio Climático estimó 5 escenarios de calentamiento global al 2100 (IPCC, 2013). Pero, para entender el impacto del cambio climático en el futuro es necesario comprender el pasado. Las evidencias están registradas en las montañas, reconstruir el área y volumen de los glaciares permitirá conocer la evolución de los glaciares desde la Pequeña Edad de Hielo. Además, este tipo de investigaciones permiten a las autoridades la mejor toma de decisiones con respecto a las posibles consecuencias a las que está asociada la deglaciación de nuestras montañas glaciares.

I. PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA.

1.1. Descripción de la realidad problemática.

a) La deglaciación, los recursos hídricos y los peligros

El 71% de los glaciares tropicales del mundo están en Perú, donde el 58% de la población vive en la costa del Océano Pacífico (INEI 2017), una de las regiones más áridas de la Tierra. En dicho contexto geográfico, el abastecimiento de agua de millones de personas depende en gran parte de los glaciares de la cordillera de los Andes (Kaser & Osmaston, 2002), una dependencia mayor en la temporada seca (Schauwecker et al., 2017). Debido al cambio climático, los glaciares están retrocediendo desde mediados del siglo XX (Francou et al., 2010) y el proceso se ha acelerado en las últimas décadas (Georges, 2004; Rabatel et al., 2013). Se prevé que, en un futuro próximo, el crecimiento de la población agudizará los conflictos sociales, económicos y ambientales, en relación con la disminución de los recursos hídricos (Villue, 2013; Villue et al., 2018). Además, el cambio climático propiciará la inestabilidad de masas de hielo glaciar que pueden desprenderse y caer sobre los cientos de nuevas lagunas en formación (UNESCO 2018; INAIGEM 2016; ANA 2014) volviendo a ocurrir escenarios como los ya ocurridos en 1941 (desborde de la laguna Palcaraju-Palcacocha; Carey, 2010) y en 1970 (donde un sismo desprendió un bloque de hielo del nevado Huascarán enterrando a toda la ciudad de Yungay; Evans et al. 2009).

b) Evaluación de la deglaciación.

En su gran mayoría, se han realizado estudios estimando la reducción del área glaciar a nivel nacional en toda la extensión de los Andes peruanos (ANA, 2014; INAIGEM, 2016) mediante teledetección; es decir, cartografiar glaciares usando imágenes satelitales. Pero, como los Andes es una cadena montañosa muy extensa, por lo tanto, se usaron imágenes satélites de baja resolución (tamaño de pixel 100m, 500m e incluso 1km) para minimizar el tiempo de procesamiento.

Y la cordillera Blanca, debido a que es la cadena montañosa glaciar más extensa de los trópicos (Kaser, Ames & Zamora, 1990) no ha sido ajena a estudios con teledetección. A través de esta metodología se ha evaluado la superficie glaciar de toda la Cordillera Blanca en 1962 (723 km²; Ames et al. 1989); 1970 (658 km²; Georges et al. 2004) y 2003 (527 km²; ANA, 2014). Incluso otros trabajos han calculado tasas de deglaciación anual, en términos de superficie total ($\Delta S_{1987-2016}=5.82 \text{ km}^2 \cdot \text{a}^{-1}$; Silverio & Jaquet, 2017) o porcentaje de reducción de superficie glaciar ($\Delta S_{1986-1997}=0.69\% \cdot \text{a}^{-1}$ y $\Delta S_{1997-2005}=0.67\% \cdot \text{a}^{-1}$; Silverio & Jaquet, 2005).

Si bien, estas estimaciones por teledetección permiten cartografiar regiones glaciares muy extensas (toda una cordillera, los Andes peruanos e incluso los Andes a nivel sudamericano que incluye desde Venezuela hasta Argentina) en un tiempo razonable. Sin embargo, su precisión va a depender de dos aspectos; 1) de la fecha de toma de la imagen satelital; puesto que, si es en temporada de lluvias la presencia de nieve no permitirá conocer exactamente los límites del

glaciar, generando así una sobreestimación del área (Úbeda et al., 2018). Y 2) de la extensión del área de estudio; ya que las imágenes satelitales (sobre todo las gratuitas) son de baja resolución; y para áreas pequeñas se necesita alto detalle. Por lo tanto, para el estudio de una cuenca glaciar es necesario complementar con estudios de campo y elaborar mapas geomorfológicos mejorando así la precisión del cartografiado del área glaciar.

Pocos trabajos, se han realizado con tanto detalle y sólo en determinadas cuencas y algunas montañas nevadas que no incluyen la Cordillera Blanca. Por ejemplo, en la cuenca Vilcanota-Urubamba han estimado el área glaciar en los últimos 50 años: Drenkhan et al., 2018) y, por ejemplo, en el nevado volcán Coropuna; Peduzzi et al. 2010; Úbeda 2011; Kochtitzky et al 2018) al sur del Perú se estimaron las áreas glaciares desde el Último Máximo Glaciar (LGM), pero esta montaña tiene un régimen climático diferente al área de estudio de la presente tesis. Lo cual convierte al estudio en la subcuenca Ranrahirca de alto interés investigativo.

c) Altitud de la línea de equilibrio AABR.

La Altitud de la Línea de Equilibrio (ELA) es un indicador sensible del impacto del cambio climático en los glaciares tropicales (Kaser & Osmaston, 2002), porque responde a las variaciones de la temperatura y la precipitación en función del tiempo y el espacio.

Las ELAs actuales y pasadas (PaleoELAs) pueden reconstruirse mediante el método *Area x Altitude Balance Ratio* (o conocido mundialmente por el acrónimo AABR; Osmaston, 2005), que hasta el momento ha proporcionado los mejores resultados (Úbeda et al., 2018, Vásquez, 2019, Concha et al, 2017, Benn et al, 2005). Este método fundamentalmente se basa en reconstruir el balance de masa; para lo cual, el punto de inicio es asumir una ELA que por lo general es la altitud media del glaciar. Luego, se divide el glaciar en bandas o franjas cuyo límite superior e inferior son las curvas de nivel (equidistancia de 100 m). Cada banda o franja tiene su propia área (donde la sumatoria de todas las bandas es el área total del glaciar) que se multiplica por la altura media de cada banda. Luego, el resultado de esa multiplicación es positiva (+) si está por encima de la ELA inicial o negativa (-) si está por debajo de la ELA inicial. Finalmente, si la sumatoria total me da un valor negativo significa que debo asumir otra ELA inicial. El procedimiento se repite hasta encontrar el mínimo valor positivo que significa que está más próximo a una ELA correcta (recordando que la ELA indica donde el balance de masa es igual a cero). Actualmente todo el proceso del cálculo de la ELA AABR se ha automatizado lo que facilita el procedimiento (Pellitero et al 2016). De todos modos, el entorno operativo es complejo y se requiere de conocimientos en glaciología; lo cual no ha permitido su aplicación en los Andes peruanos.

En la última década, algunos trabajos muy preliminares (Concha et al. 2017; Vásquez et al., 2016; Úbeda et al. 2013; Úbeda, 2011, Giráldez, 2011) han estimado que la altitud de la ELA cada año ha ascendido de manera alarmante. Por definición, se sabe que toda área glaciar que se encuentre por debajo de la ELA eventualmente se perderá; por ese motivo la ELA es un indicador de gran importancia. Entonces, el monitoreo constante de este

indicador es fundamental para poder observar las condiciones del glaciar. Es por esto, que si la altitud de la ELA supera la altura del glaciar significaría que toda esa masa glaciar se perdería. El mismo principio se puede aplicar para toda una cuenca; lo único que se tendría que hacer es estimar el promedio de todas las ELAs de cada glaciar.

d) Reconstrucciones 3D de glaciares y paleoglaciares.

- **Glaciares actuales.**

En los Andes peruanos apenas se han realizado trabajos para reconstruir las superficies, pero se han realizado algunas mediciones de espesor con *Ground Penetrating Radar* (GPR) en glaciares puntuales como el Artesonraju, Coropuna y Quelccaya; sin embargo, muchos glaciares no son accesibles. Por ese motivo es preciso emplear modelos numéricos que reconstruyan los espesores glaciares.

Algunos son de fácil aplicación, por ejemplo, Bahr et al., 1997, propusieron una ecuación que está en función del área glaciar y coeficientes que han derivado de datos de balance de masa a nivel mundial. Y similares estudios han seguido esta metodología: Chen & Ohmura, 1990; Lüthi, 2009; Radic & Hock, 2011; Grinsted, 2013. Mientras que hay ecuaciones de mayor complejidad, por ejemplo, Linsbauer et al., 2009, involucraron parámetros físicos que están relacionados con la dinámica glaciar (*shear stress, plasticity, reology, etc.*). Y de igual manera, otros estudios han seguido esta tendencia: Farinotti et al., 2009; Paul & Linsbauer, 2011; Linsbauer et al., 2012; Li et al., 2012; Frey et al., 2014; Farinotti et al., 2014; James & Carrivick, 2016.

Sea cual sea la metodología a utilizar (dependiendo de la disponibilidad de datos) es de importancia para cuantificar la reserva hídrica sólida que representan las masas glaciares. En las últimas décadas, se está agudizando el retroceso glaciar a causa del cambio climático; por lo que, es necesario estimar la cantidad de recurso hídrico disponible y así poder gestionarlo de una manera correcta para el consumo y las diferentes actividades económicas. Por otro lado, el retiro del hielo está permitiendo la formación de nuevas lagunas con el potencial necesario para generar daño a las poblaciones que se encuentran aguas abajo. Los casos más conocidos, por ejemplo, el de Yungay en 1941 y 1970, donde se estimaron que fallecieron +150 000 personas (Figura 1).

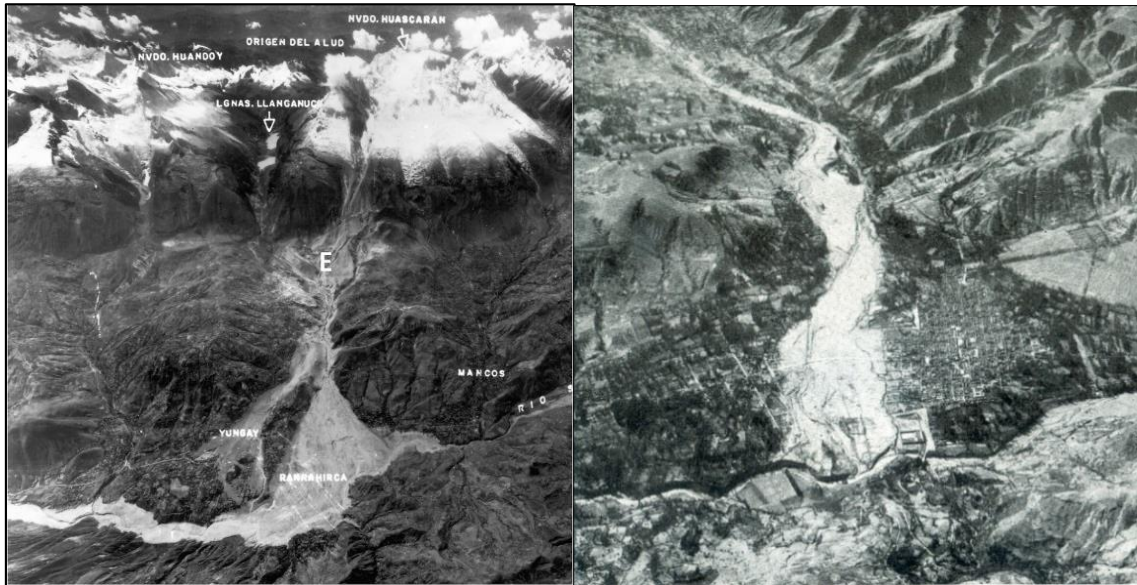


FIGURA 1. IZQUIERDA: HUELLA DEL ALUVIÓN DE 1970 EN EL VALLE RANRAHIRCA (TOMADO DE EVANS ET AL., 2009). DERECHA: LA CIUDAD DE HUARAZ, TRAS EL ALUVIÓN OCURRIDO EN 1941 (HEIM, 1947).

- **Paleoglaciares**

El paso fundamental para la reconstrucción de las superficies paleoglaciares deriva de evidencia geomorfológica dejada en su avance/retroceso (Benn & Hulton, 2010; Pellitero et al., 2015). Posterior a este paso, se complementa con modelamientos numéricos que están basados en parámetros físicos glaciológicos, como la reología, la plasticidad, la rugosidad del suelo, el tipo de sustrato debajo del hielo, etc. (Nye, 1952; Nye, 1965; Haeberli & Hoelzle, 1995) y en su mayoría siempre asumiendo un comportamiento ideal de las masas glaciares (Pellitero et al., 2016; Ng et al., 2010; Benn & Hulton, 2010; Napieralski et al., 2007; Gollidge et al., 2007; Locke, 1995). Los estudios son escasos; sólo existiendo reconstrucciones paleoglaciares en cuencas puntuales de los Andes peruanos como la cuenca Parón (Concha et al., 2017) y dos lenguas glaciares del nevado Pariacaca (Vásquez et al., 2017).

En el Perú, los estudios glaciológicos se han venido realizando desde los años 40s aproximadamente (Úbeda et al., 2016) y no en todas las regiones altoandinas. Para comprender el impacto del cambio climático se necesita un análisis lo suficientemente amplia; ya que, no es un fenómeno que ocurre en las últimas décadas; sino, que es un patrón cíclico que se ha dado a lo largo de cientos y miles de años. Por lo tanto, reconstruir las superficies de los glaciares del pasado (paleoglaciares) tiene un gran interés científico para poder ampliar el registro temporal de la evolución de las masas glaciares, más allá de las escasas mediciones actuales disponibles; sino también, para conocer las implicaciones paleoclimáticas en diferentes escalas espacio/temporales (evolución de precipitación y temperatura).

- **La Pequeña Edad de Hielo.**

Fue el último periodo frío conocido mundialmente, donde sucedieron los últimos avances de las masas glaciares entre los años 1500 - 1850 (Solomina et al., 2007; Jomelli et al., 2008) de acuerdo con los isótopos de oxígeno del glaciar Quelccaya. Este periodo se caracterizó por ser más húmedo, con mayor precipitación y un clima más frío. Estas características favorecieron la máxima expansión de los glaciares depositando como evidencia de su avance las morrenas que todavía represan lagunas cerca del frente glaciar actual. Aún no está claro cuán frío fue el clima durante la Pequeña Edad de Hielo. Se cree que la temperatura fue de 1°C – 2 °C más baja que la temperatura media global (Matthews & Briffa, 2005; Malone et al., 2015).

En cambio, en las últimas décadas gracias al desarrollo de nuevos modelamientos, se ha podido entender un poco más de las fluctuaciones glaciares. Esto ha permitido una mejor comprensión de su relación con el clima (Veettil et al., 2016). Por ejemplo, se estimó que el incremento de la temperatura ha sido de 0.31 °C/década entre 1969 – 1998, y 0.13 °C/década entre 1983–2012 (Schauwecker et al., 2014). Mientras que, el IPCC, (2013) según sus tendencias anuales indicó que el incremento de la temperatura global del aire desde 1880–2012 se estimó en 0.85°C/0.78 °C en las series de 1890–1900 / 2003–2012. Lamentablemente, todos estos datos han sido estimados a una escala regional. Debido a que, realizar estudios locales; ya sea, por cada cuenca o incluso por cordillera son muy costosas y demandan mucho procesamiento.

A pesar de los estudios que se hayan realizado, la Pequeña Edad de Hielo aún sigue siendo un periodo frío poco documentado. La mayoría de los estudios se han centrado en la Liquenometría, que es una de las técnicas poco complejas y de menor costo. Mediante esta técnica se ha podido estimar que la Pequeña Edad de Hielo no ha sido uniforme, o por lo menos, empezó de manera tardía en Perú (Siglo XVII) en comparación con Venezuela y Bolivia (Solomina et al., 2007; Thompson et al., 1996; Thompson et al., 1992; Thompson et al., 1991). Estudios más recientes a partir de análisis de Ice Core del glaciar Quelccaya (Cuzco) han estimado que la temperatura era 1.1°C menor a la temperatura media actual (Malone et al., 2015).

Por todo lo planteado, es importante el poder evaluar el impacto del cambio climático en los glaciares; más aún cuando no ha sido bien documentada a nivel local y en menor medida a nivel regional. Los pocos trabajos que existen sólo han abarcado algunas décadas, y no han tomado en consideración elaborar mapas geomorfológicos, se han basado únicamente en usar la teledetección para cartografiar las superficies glaciares ni se han reconstruido tridimensionalmente y lamentablemente no han contrastado con parámetros climáticas. Este trabajo de investigación se enfocará en unir todo esto faltante, permitiendo ampliar el análisis a glaciares inaccesibles como los que alberga la subcuenca Ranrahirca.

1.2. Formulación del problema.

1.2.1 Problema General

- ¿Es posible evaluar el impacto del cambio climático en los glaciares de la vertiente occidental de la subcuenca Ranrahirca por el desnivel entre la ELA geomorfológica y la ELA climática?

1.2.2. Problemas específicos

- ¿Es posible estimar las áreas de los glaciares actuales y de los paleoglaciares de 1962 y la Pequeña Edad de Hielo identificando las unidades geomorfológicas de la vertiente occidental en la subcuenca Ranrahirca?
- ¿Es posible estimar la ELA geomorfológica de la vertiente occidental en la subcuenca Ranrahirca reconstruyendo tridimensionalmente los glaciares actuales y los paleoglaciares de 1962 y la Pequeña Edad de Hielo?
- ¿Es posible estimar la ELA climática actual de la vertiente occidental en la subcuenca Ranrahirca elaborando un modelo numérico de reconstrucción del balance de masa glaciar?
- ¿Es posible simular las condiciones paleoambientales durante la Pequeña Edad de Hielo de la vertiente occidental en la subcuenca Ranrahirca reconstruyendo los balances de masa de los paleoglaciares?
- ¿Es posible evaluar la respuesta de las masas glaciares al año 2100 de la vertiente occidental en la subcuenca Ranrahirca de acuerdo a los aumentos de temperatura del aire a nivel global según el Panel Intergubernamental del Cambio Climático (IPCC)?

1.3 Objetivos.

1.3.1 Objetivo General.

- Evaluar el impacto del cambio climático en los glaciares de la vertiente occidental de la subcuenca Ranrahirca por el desnivel entre la ELA geomorfológica y la ELA climática

1.3.2. Objetivos específicos.

- Identificar las unidades geomorfológicas de la vertiente occidental en la subcuenca Ranrahirca para estimar las áreas de los glaciares actuales y de los paleoglaciares de 1962 y la Pequeña Edad de Hielo en la subcuenca Ranrahirca.
- Reconstruir tridimensional de los glaciares actuales y paleoglaciares de 1962 y la Pequeña Edad de hielo para estimar la ELA geomorfológica de la vertiente occidental en la subcuenca Ranrahirca.
- Elaborar un modelo numérico de reconstrucción del balance de masa glaciar para estimar la ELA climática actual de la vertiente occidental en la subcuenca Ranrahirca.

- Reconstruir los balances de masa de los paleoglaciares para simular las condiciones paleoambientales durante Pequeña Edad de Hielo.
- Simular los aumentos de la temperatura del aire a nivel global según el Panel Intergubernamental del Cambio Climático (IPCC) para evaluar la respuesta de las masas de hielo al año 2100 de la vertiente occidental en la subcuenca Ranrahirca.

1.4 Justificación.

El estudio de los glaciares de la vertiente occidental de la subcuenca Ranrahirca y su respuesta al cambio climático está justificado principalmente por estas razones:

- a) Son reservas hídricas de las cuales dependen las poblaciones de Yungay para la satisfacción de sus necesidades primarias y el desarrollo de sus actividades económicas.
- b) Son un posible escenario de riesgo, debido a que glaciares inestables de gran tamaño pueden desprenderse y generar aluviones arrastrando consigo gran material suelto e incluso pueden aumentar su peligrosidad si caen sobre alguna laguna.
- c) Son un excelente registro de la evolución glacial en diferentes escalas de tiempo; ya que, debido a sus fluctuaciones dejan a su paso diferentes formas geomorfológicas (como morrenas y los umbrales rocosos), que sirven para estudios más complejos de reconstrucción climática como por ejemplo las dataciones cosmogénicas de isótopos de Berilio y Cloro.

1.4.1. Legal

Primeramente, basados en la Ley N° 29338 que es la Ley General de Recursos Hídricos que indica que el agua es una necesidad primaria y su acceso a ella es un derecho fundamental en cualquier momento. Teniendo en cuenta, que el Perú depende en ~90% de las aguas proveniente de la deglaciación de los Andes, la presente tesis se justifica legalmente para investigar las condiciones actuales de los glaciares permitirá la mejor toma de decisiones con respecto a la preservación del recurso hídrico para destinarlo al consumo, agricultura y otras actividades actuales urgentes.

Segundo, que según la Ley N° 30286 que crea el Instituto Nacional de Investigación en Glaciares y Ecosistemas de Montaña (INAIGEM), indica que esta institución debe fomentar la investigación científica para el beneficio de las poblaciones. Debido a la tendencia en aumento de la población a nivel nacional (INEI, 2017) los problemas asociados a la disponibilidad hídrica actuales se recrudecerán en unos años. Por lo tanto, el presente trabajo de tesis se justifica legalmente para investigar los recursos hídricos sólidos para ayudar en la mejor toma de decisiones de las autoridades encargadas sobre la gestión y preservación de los recursos hídricos a futuro.

1.4.2. Teórica e investigación

El Perú posee ~71% de los glaciares tropicales distribuidos en 19 cordilleras nevadas (INAIGEM, 2020) y son pocos los estudios realizados en los Andes. Justamente los Andes juega un rol importante como factor climático, por la altura que posee. Por ejemplo, en los glaciares de la cordillera occidental, son un poco más sensibles a los cambios de precipitación que de la temperatura. Mientras que, en los glaciares de la cordillera oriental, son un poco más sensibles a los cambios de temperatura que la precipitación (Úbeda et al., 2018). Por lo tanto, aún existe una brecha teórica e investigativa que no permite ampliar el conocimiento glaciológico y a su vez mejorar los modelamientos que permitirán explicar los diferentes fenómenos que afectan a los Andes como el ENSO.

1.4.3. Ambiental

Ambientalmente, los glaciares han modelado la topografía que actualmente conocemos. Esto se remonta desde hace millones de años atrás, cuando ocurrieron las glaciaciones más grandes en la historia de la Tierra en el periodo Criogénico hace ~650 Ma (Zachos et al., 2008); y han venido cumpliendo este rol desde entonces. Actualmente, los valles que conocemos en el pasado han sido valles rellenos de hielo. Los glaciares actuales, muy aparte de ser la principal fuente de agua, no son masas de hielo con gran espesor por lo que su retroceso no altera de manera significativa la topografía; además de que en su gran mayoría se ubica en zonas de alta pendiente (ANA, 2014). Sino que su actual impacto es la formación de lagunas pro glaciares que se han generado por su retroceso. Evidentemente, hay algunas zonas que, por la dinámica del glaciar y la gravedad, escaba lo suficiente la topografía basal permitiendo generar depresiones que acumulan el agua proveniente de la deglaciación.

1.4.4. Económica y social

Los glaciares son la fuente principal de agua para el consumo humano y sus diferentes actividades productivas en el Perú; sobre todo teniendo en cuenta que gran parte de la población se ubica en la costa árida del pacífico. Por lo que, la dependencia de los glaciares es alta. Actualmente se estima que entre 7 – 8 millones de peruanos no tienen acceso al agua potable (OXFAM, 2023) y muy lejos de políticas de estrategias de planeamiento familiar el crecimiento poblacional en un futuro no muy lejano agudizará los conflictos sociales, económicos y ambientales, en relación con la disminución de los recursos hídricos (Villue, 2013; Villue et al., 2018).

Económicamente, la mala gestión y el desperdicio de los recursos conlleva también pérdidas económicas. Según Pozada, Bravo-Toledo e Iparraguirre, 2023, estimaron que la pérdida monetaria por la pérdida glaciar en la cuenca Parón desde entre el 2009 – 2018 fue de un poco más de 3.2 millones de dólares. No es difícil imaginar la pérdida monetaria que se ha perdido si se estima para todas las cuencas glaciares del Perú. Además, se debe considerar que la pérdida de glaciares generará pérdidas monetarias por la poca llegada de turistas.

1.5. Limitantes de la investigación.

1.5.1 Teórica

La presente tesis realizará una investigación completa que incluye la evolución de las áreas y de los volúmenes de los glaciares y paleoglaciares que son los pasos fundamentales para estimar cuánto aumento la temperatura. Anteriores trabajos sólo se han limitado a estimar el área o el volumen; pero no juntos. Esto debido a la complejidad de los modelos numéricos, la falta de datos, etc.

Por otro lado, otro insumo de gran importancia para el cumplimiento del objetivo de la presente investigación fue la obtención de datos de campo, principalmente obtenidos por estaciones meteorológicas para la creación de hojas de cálculo programadas para estimar el balance de masa actual y reconstruir el balance de masa del pasado. La bibliografía actual en lo que respecta a temas de glaciares, no contempla modelos de balance de masa en criósfera y mucho menos para reconstrucciones paleoclimáticas. Por lo general, elaborar balances de masas requiere elaborar también balances de energía sobre glaciares; pero, en la presente tesis no se realizará reconstrucciones de balances de energía debido a la complejidad de las ecuaciones involucradas, a la gran cantidad de datos y la limitada cantidad de profesionales especializados en ese tema.

1.5.2 Temporal

El último periodo frío conocido fue la Pequeña Edad de Hielo, y desde esta fase podremos tener algunas respuestas de cómo han respondido los glaciares a condiciones favorables. De igual manera, se podrá entender la evolución de los glaciares ante condiciones desfavorables como lo que viene ocurriendo desde que acabó la Pequeña Edad de Hielo y que se han venido viendo en las últimas décadas. Pero, se debe tener en cuenta, que han existido muchos escenarios de enfriamiento/calentamiento a lo largo de la existencia de la Tierra y que no han tenido las mismas condiciones. Por este motivo, en la presente tesis sólo se ha limitado hasta la Pequeña Edad de Hielo que ha sido el escenario frío más cercano conocido; ya que para escenarios más antiguos la data es más escasa. Por ejemplo, no se podría decir, que las condiciones climáticas de la Pequeña Edad de Hielo (1500 – 1850) han sido similares o idénticas que las del Último Máximo Glaciar (LGM) que ocurrió hace ~26ka – 30ka. Entonces, se sentarán las bases con respecto al análisis de los paleoclimas; pero no será lo suficiente para afirmar que la respuesta glaciar siempre ha sido de la misma. Por lo que, la presente tesis brinda luces de cómo abordar estudios de glaciares y paleoclimas de escenarios ocurridos hace cientos o miles de años; más no para afirmar sucesos más allá de la Pequeña Edad de Hielo.

1.5.3 Espacial

La elección del área de estudio, que es la Cordillera Blanca, ha sido por dos motivos importantes: a) Es la cordillera tropical más estudiada y con la mayor cantidad de datos, lo que permitió comparar nuestros resultados y tener una discusión más enriquecedora; y b) haber sido una zona con eventos de avalanchas asociados a los glaciares (Yungay 1941, Yungay 1970). Por estos

motivos, hacen que el área de estudio sea de mayor importancia en comparación de otras cuencas de la Cordillera Blanca.

II. MARCO TEORICO.

2.1. Antecedentes

El estudio del impacto del cambio climático en la evolución de los glaciares de los Andes peruanos, desde el punto de vista del uso de modelamientos numéricos para las reconstrucciones tridimensionales de superficies glaciares y paleoglaciares, reconstrucciones paleoclimáticas de precipitación y temperatura mediante balance de masas; así como, estimaciones a futuro de la respuesta glaciar, no han sido temáticas ampliamente estudiados a nivel internacional ni nacional. Por tal motivo, los antecedentes no necesariamente son actuales; pero sí ampliamente citados actualmente en diferentes repositorios reconocidos mundialmente; debido a que son metodologías que aún son aplicados en diferentes áreas de estudios:

2.1.1. Antecedentes internacionales.

Pellitero et al., (2016) en su artículo de investigación titulado “GLARE, A GIS TOOL TO RECONSTRUCT THE 3D SURFACE OF PALAEOGLACIERS” tuvo como objetivo establecer una metodología semiautomática para reconstruir superficies 3D de paleoglaciares. La herramienta creada se llama “GlaRe” codificada en Python y de uso en ArcGIS. La metodología consistió en generar espesores de hielo a partir de conocer la topografía basal y asumiendo la línea de flujo (FlowLine) que tenían en el pasado. La herramienta convierte las líneas de flujo en nodos y se le asigna una fuerza de desplazamiento dependiendo si la topografía basal es sedimento o roca. Por último, mediante interpolaciones, genera una reconstrucción 3D de los espesores en todo el glaciar. La zona de estudio fue el campo de Hielo Folgefonna al Oeste de Noruega y el valle glaciar Griesse de los Alpes Suizos. El resultado obtenido por la herramienta pudo replicar los glaciares existentes en términos de espesor de hielo, área y volumen. La sobrestimación del del volumen simulado fue del 13% con respecto del volumen real. Concluyeron que para realizar una correcta reconstrucción de los paleoglaciares es necesario contar con la topografía basal; así se minimizan estimaciones en el frente glaciar.

Pellitero et al., (2015) en su artículo de investigación titulado “A GIS TOOL FOR AUTOMATIC CALCULATION OF GLACIER EQUILIBRIUM-LINE ALTITUDES”, tuvo como objetivo automatizar el cálculo de la ELA (*Equilibrium Line Altitude*) que es parámetro que mejor indica las condiciones de los glaciares con respecto al cambio climático con su herramienta “*ELA Calculation*”; para diferentes relaciones de proporción glaciar: Area x Altitude Ratio (AAR), Area x Altitude Balance Ratio (AABR) y Kurowki. La metodología aplicada seguida fue compilar diferentes modelos numéricos de reconstrucción de la ELA en una sola herramienta programándolo en el lenguaje universal conocido como python. De esta manera, permitió su uso como ArcToolbox en ArcGIS sin necesidad la ruta de instalación. El área de estudio fue el paleoglaciar Valdenievas de España con

datos de balance de masa medidos en campo. Sus resultados simulados variaron en 10% con respecto a los resultados medidos en campo. Concluyeron que, para un uso correcto de la herramienta, era necesario contar con datos de balance de masa para poder ajustar la herramienta y evitar sobreestimaciones.

Linsbauer et al., (2012), en su artículo de investigación titulado “MODELING GLACIER THICKNESS DISTRIBUTION AND BED TOPOGRAPHY OVER ENTIRE MOUNTAIN RANGES WITH GLABTOP: APPLICATION OF A FAST AND ROBUST APPROACH” tuvo como objetivo reconstruir los espesores y calcular el volumen equivalente de todos los glaciares que conforman los Alpes Suizos. Su metodología la denominó “GlaBTop”, y consistió en cartografiar la extensión de los glaciares actuales, identificar sus líneas de flujo y generar centroides a lo largo de las mismas. En cada centroide se resolvió la ecuación que está en función del rango altitudinal, la densidad del hielo, el factor de forma y el seno de la pendiente. Después, interpoló todos los centroides teniendo como condición de borde la cartografía glaciar. Así de esta manera reconstruyó los espesores (en m), que al sumarlos y multiplicarlos por el tamaño de celda (en m²) obtuvieron el volumen. El resultado obtenido fue un volumen para todos los glaciares suizos de 75 ± 22 km³ para el año de 1973 y 65 ± 20 km³ en 1999. Concluyeron que la metodología se ajustaba a la realidad, ya que al contrastar con datos de GPR en los Alpes Suizos el margen de error fue de aproximadamente el 10%.

Paul & Linsbauer, (2012) en su artículo de investigación titulado “MODELING OF GLACIER BED TOPOGRAPHY FROM GLACIER OUTLINES, CENTRAL BRANCH LINES AND A DEM”, tuvo como objetivo obtener la topografía basal a partir de las reconstrucciones 3D de las superficies, con la finalidad de poder determinar las posibles zonas donde se podrían formar lagunas por el retroceso glaciar. Realizaron su estudio en los Alpes suizos teniendo en consideración sólo algunos insumos básicos: un DEM, cartografía glaciar, siguiendo la metodología GlaBTop. Los resultados mostraron que los espesores más robustos (200 – 300 m) fueron localizados en los glaciares de tipo valle. Mientras que, espesores bajos (20 – 30m) fueron reconstruidos en los frentes glaciares. Concluyeron que la herramienta se ajusta perfectamente a glaciar de mayor tamaño que 1km², mientras que, en los glaciares pequeños, no se obtenía valores exactos debido a la calidad del DEM.

Haeberli & Hoelzle, (1995) en su artículo de investigación titulado “APPLICATION OF INVENTORY DATA FOR ESTIMATING CHARACTERISTICS OF AND REGIONAL CLIMATE-CHANGE EFFECTS ON MOUNTAIN GLACIERS: A PILOT STUDY WITH THE EUROPEAN ALPS”, tuvo como objetivo parametrizar un esquema que permita calcular el esfuerzo de cizallamiento (fuerza que permite el avance glaciar vertiente abajo) de manera automática mediante algoritmos numéricos. Para lograr este objetivo la metodología aplicada fue reconstruir paleoglaciares extintos usando diferentes valores de cizallamiento. Las reconstrucciones las contrastaron con datos de GPR que se habían realizado antes de las extinciones de dichos glaciares (en su mayoría de los Alpes franceses). Los resultados estimados indicaron que un

máximo valor de cizallamiento de 1.5 bares y mínimamente la extensión del glaciar debe ser de 1.6 km. Concluyeron que la fuerza de cizallamiento está muy ligado a dos factores: el tipo de topografía basal (sedimento o roca) y al rango altitudinal.

2.1.2. Antecedentes nacionales.

Iparraguirre et al, (2019) en su artículo de investigación titulado “MODELO HIPSOMÉTRICO DE LA DEGLACIACIÓN FUTURA DE LA CUENCA PALTAY (CORDILLERA BLANCA, PERÚ)”, tuvo como objetivo estimar el área glaciar que quedaría para el año 2100 en función del aumento de la temperatura del aire según las provisiones del IPCC (+ 1°C, + 2°C, + 3°C y + 4°C). La metodología consistió en invertir las ecuaciones involucradas en las estimaciones de la ELA y del aumento de temperatura. En el presente, el desnivel de las ELAs nos permite conocer el aumento de temperatura, pero al asumir 4 escenarios de calentamiento global y conociendo la ELA geomorfológica actual, podemos reconstruir cuál sería la ELA necesaria para que se cumpla cada escenario provisto por el IPCC. Así lograron las siguientes estimaciones: ELA2100(+ 1°C) =5342 m; ELA2100(+ 2°C) =5496 m; ELA2100(+ 3°C) =5650 m y ELA2100(+ 4°C) =5804 m. Si se conoce la altura de la ELA futura, entonces se puede inferir el área mínima que se necesita para poder obtener la ELA futura, entonces así los porcentajes de reducción de superficie de los glaciares de la cuenca Paltay (en 2100 con respecto a 2016) fueron: 31% para +1 °C; 85% para +2 °C; 89% para +3 °C y 95% para +4 °C. Concluyeron que según los escenarios planteados los riesgos asociados son muy elevados; por lo que, los tomadores de decisiones con respecto al cambio climático deben plantear medidas para la preservación para evitar daños a la población y sus infraestructuras.

Concha et al., 2017 en su artículo de investigación presentado en el CONGRESO INTERNACIONAL DE CAMBIO CLIMÁTICO titulado “EVOLUCIÓN GLACIAR A FINALES DEL HOLOCENO EN GLACIARES DE LA CUENCA PARÓN (CORDILLERA BLANCA – ANCASH)” tuvo como objetivo estimar el impacto del cambio climático comparando dos escenarios: Pequeña Edad de Hielo – 1962 y 1962 – 2016; con la finalidad de estimar la ratio de deglaciación en cada escenario y mostrar cómo en los últimos 50 años los glaciares están retrocediendo con mayor aceleración. Calcularon la ELAg y PaleoELAg. La metodología usada fue por medio del uso de la herramienta de ArcGIS (ArcToolbox) codificado en Python denominado “ELA Calculation”, que integra el método Area x Altitude Balance Ratio, propuesto por Osmaston, 2005. Los resultados de la ELAg al año 2016, así como para el año de 1962 y la Pequeña Edad de Hielo fue de 5164m, 5114m y 5058m respectivamente. La estimación del enfriamiento se determinó a partir de la Gradiente Térmica Vertical global (0.0065 °C/Km; valor medio de la Tierra): dando un valor de enfriamiento de 0.69°C desde la Pequeña Edad de Hielo hasta la actualidad y un valor de enfriamiento de 0.36°C desde 1962. Concluyeron que los glaciares de la cuenca Parón se encuentran en un retroceso acelerado en los últimos 50 años; en comparación, con el retroceso esperado en los últimos años.

Úbeda et al., (2013) en su artículo de investigación titulado “EVALUACIÓN DEL ENFRIAMIENTO DEL CLIMA DURANTE LA PEQUEÑA EDAD DEL HIELO EN LOS ANDES CENTRALES DEDUCIDO DE LA ALTITUD DE LA LÍNEA DE EQUILIBRIO DE GLACIARES ACTUALES Y PASADOS “, tuvo como objetivo estimar el aumento de la temperatura desde la Pequeña Edad de Hielo en el sector suroeste del Nevado Hualcán (9°S, 77°W; 6122 m); la vertiente meridional de la Cordillera Pariacaca (12°S, 76°W; 5658 m) y los cuadrantes noroeste, noreste, sureste y suroeste del Nevado Coropuna (16°S, 72°W; 6377 m). Delimitaron los glaciares actuales (2013) y morrenas pertenecientes a la Pequeña Edad de hielo, de cada área de estudio de manera manual. Utilizaron la metodología Area x Altitude Balance Ratio (AABR), metodología novedosa aplicado en los Andes Centrales para la estimación de ELAS y PaleoELAs. El Gradiente Térmico Vertical que se utilizó fueron dos: 6.5°C/km (valor medio de la Tierra) y 8.4 °C/km (valor real medido en el Nevado Coropuna, obtenido de los sensores de temperatura en el área de estudio). Los resultados obtenidos fueron que en Hualcán (Cordillera Blanca) el aumento de la temperatura osciló entre 0,65-1, en Pariacaca (Cordillera central) fue de 0.6 °C y en el nevado volcán Coropuna (Cordillera occidental) fue entre 0,72 - 0,85°C. El estudio concluyó que los glaciares pueden brindar un indicio de como el cambio climático ha afectado las reservas sólidas y que el aumento de la temperatura ha sido probablemente homogéneo a lo largo de los Andes peruanos.

Úbeda et al., (2011) en su tesis doctoral titulado “EL IMPACTO DEL CAMBIO CLIMÁTICO EN LOS GLACIARES DEL COMPLEJO VOLCÁNICO NEVADO COROPUNA, (CORDILLERA OCCIDENTAL DE LOS ANDES CENTRALES) “, tuvo como objetivo demostrar la hipótesis que el impacto del cambio climático en los glaciares puede evaluarse interpretando el desnivel de las ELAs y PaleoELAs climáticas con respecto de la ELA y PaleoELA geomorfológica. La metodología consistió en ensayar un modelo de ELA climática mediante la resolución de un sistema de dos ecuaciones: a) Ecuación del balance de masa: $b=a-c$, donde b: balance de masa (mm); a: ablación (mm) y c: acumulación (mm), que se asume equivalente a la precipitación. b) Ecuación de la ablación: $a= (tm/Lm) \cdot \alpha(Ts-Ta)$, donde a: ablación (mm); tm: duración anual del periodo de ablación (días/año); Lm: calor latente de fusión (3.34×10^5 J/kg); α : coeficiente de masa transferida por calor sensible (1,5 MJ/m²/día); Ta: temperatura media anual del aire (°C) y Ts: temperatura media anual del Suelo (°C). Sus resultados fueron ELAc 2007 =6012 m y ELAc PEH= 5886 m. Los valores tienen mucha concordancia con la hipótesis planteada, pero la ecuación no estuvo bien planteada, debido a que utilizó Temperatura del suelo, cuando la ecuación general utiliza la Temperatura superficial del hielo. De todos modos, concluyeron que los glaciares al año 2010 se encontraban en desequilibrio con el clima.

2.2. Bases teóricas.

2.2.1. Glaciares

Los glaciares tropicales son indicadores sensibles del cambio climático. La variabilidad de la temperatura y/o precipitación quedan registrados en el balance

de masa al final de año hidrológico, pudiendo ser positivo o negativo; afectando directamente en la formación de hielo glaciar o en su desaparición.

Los glaciares se ubican en tierra firme, que se desplazan vertiente debajo de manera lenta impulsado por su propio peso y ayudado por la gravedad (Rivera, 2011). Se forman a partir de la caída de precipitación sólida (copos de nieve) que año tras año se acumulan, se compactan y se convierte en nieve granular. Debido a la presión y el aire, la nieve se cristaliza formando lo que se conoce como neviza, donde la presencia de aire es menor y los cristales están comprimidos formando pequeños trozos de hielo glaciar. Por último, debido a la alta presión generada por las capas superiores de nieve se logra un estado de plasticidad; que al final une los trozos de neviza formando así el hielo glaciar (Figura 2).



FIGURA 2. PROCESO DE FORMACIÓN DEL HIELO GLACIAR.

- **Partes de un glaciar**

a) Área de acumulación

Área de formación del hielo donde predominan los procesos que favorecen la ganancia de masa (innivación, redistribución eólica de nieve y avalancha).

b) Área de ablación

Área de deshielo donde los fenómenos de fusión y sublimación provocan pérdidas de masa y se relaciona de forma directa con la evolución de los glaciares (Vásquez y Úbeda, 2016).

Dinámica glaciar

Los glaciares son masas de hielo de un gran peso que por efecto de la gravedad muestran movimientos o flujos. Estos movimientos pueden ser negativos (o de retroceso) y positivos (o de ganancia). Por ejemplo, cuando la ablación sobre pasa el total de acumulación de nieve, el glaciar se manifiesta retrocediendo (lo cual se llamaría un balance de masa negativo). Mientras que, si se incrementa la acumulación de nieve, y la ablación se mantiene constante, entonces el glaciar se manifiesta avanzando (en este caso, se llamaría un balance de masa positivo).

La dinámica de estos flujos o movimientos se da por dos principios físicos fundamentales:

a) Plasticidad

Propiedad que adquiere el hielo relacionado con su peso y fuerzas de stress asociadas a la aceleración de la gravedad. La plasticidad cumple un rol importante ya que permite al hielo actuar como un plástico y adaptarse a la topografía basal y subglacial (Paterson, 2001).

b) Deslizamiento

Propiedad de movimiento que la masa de hielo posee, debido a la topografía y pendiente. Es el resultado de la plasticidad, ya que el hielo por la presión y su propio peso rompe las barreras de tensión, el hielo en las capas en contacto con la topografía actúa como fluido y permite el movimiento pendiente abajo.

• Clasificación de los glaciares

a) Según su forma: Se clasifican teniendo en cuenta su geometría y tamaño.

- Casquetes de hielo continental
- Ice shelves
- Corrientes de hielo
- Glaciares piedemonte
- Glaciares de valle
- Ice caps
- Icefields
- Glaciares de cráter
- Glaciares de montaña
- Glaciares de circo

- Glaciares rocosos

b) Según la temperatura: Se clasifican teniendo en cuenta el punto de fusión sobre su superficie

- Glaciares fríos
- Glaciares intermedios
- Glaciares templados

- **Variación de la geometría glaciar**

Conocer la evolución de los glaciares es de gran interés para cuantificar las reservas de agua sólida y prevenir los peligros asociados a la deglaciación. En los Andes peruanos, las mediciones de espesores glaciares se han logrado usando GPR (Ground Penetrating Radar) en zonas que cumplen las condiciones de accesibilidad: El nevado Artesonraju (Chisolm et al., 2014), nevado Coropuna (Herrerros et al., 2009) y el nevado Quelccaya (Chadwell et al., 2016). Según los resultados propuestos por el INAIGEM, 2018, que analizaron usando teledetección; los glaciares peruanos han retrocedido casi en un 50%. Como ya se ha explicado, este método genera sobrestimaciones; pero aun así brinda señales del posible impacto registrado en los Andes. Sin embargo, debido a la poca facilidad de poder acceder a las montañas glaciares, se ha recurrido a modelos numéricos con la finalidad de simular la realidad. Algunos de estos modelos son fácilmente aplicables debido a que no requieren data compleja para su funcionamiento; pues solamente requieren Modelos Digitales de Elevación (DEM) y cartografía glaciar (Chen & Ohmura, 1990; Lüthi, 2009; Radic & Hock, 2011; Grinsted, 2013).

La evolución de los paleoglaciares no ha sido bien documentada a pesar de ser de gran interés porque permite extender el registro temporal de los diferentes impactos ambientales en escalas de cientos a miles de años. Los modelos de evolución paleoglaciar están basados en parámetros físicos glaciológicos como la reología, la plasticidad y velocidad de desplazamiento (Pellitero et al., 2016; Ng et al., 2010; Benn & Hulton, 2010; Napieralski et al., 2007; Golledge et al., 2007; Locke, 1995)

- **Variación de la hipsometría glaciar**

Actualmente, con el avance de la tecnología y el desarrollo de nuevos softwares, se puede estimar su evolución conociendo el parámetro mundialmente conocido como ELA (Equilibrium Line Altitude) que divide al glaciar en dos zonas: acumulación (donde el balance de masa es positivo) y de ablación (donde el balance de masas es negativo). Este indicador puede ser estimando por medio del balance de masa, por la geometría del glaciar o directamente de trabajos de campo. El principio de este parámetro es muy sencillo: A mejores condiciones climáticas la altitud de la ELA disminuirá; mientras que, a condiciones climáticas desfavorables la altitud de la ELA aumentará. Si se estima que la altitud de la ELA se ubica por encima de la cota máxima del glaciar, significaría que el glaciar va a desaparecer con el tiempo.

La ELA puede determinarse empleando diferentes métodos: Por observaciones glaciológicas o hidrológicas realizadas sobre el terreno (ELA de monitoreo, Francou et al. 2004), análisis geomorfológicos: deducida de la altitud y de la forma del glaciar (ELA geomorfológica) o ecuaciones numéricas que relacionan los parámetros climáticos implicados: precipitación, temperatura del aire, temperatura superficial del hielo y sus respectivas gradientes verticales (Oerlemans et al. 2005).

- **ELA de monitoreo**

Según INAIGEM, 2018; este método consiste en un Monitoreo Glaciológico Integral (MGI) midiendo el balance de masa con balizas, posterior calcular la altura a la que se encuentra un balance igual a cero y para finalizar extrapolar las mediciones de balance a todo el glaciar. Esta metodología es dividida en 5 etapas, algunas de estas realizándose en forma simultánea:

Primera etapa: Inspecciones en campo

Consiste en observar la ruta de ascenso y su accesibilidad. Los tiempos de arribo para llevar los equipos y donde se almacenarán mientras dure la campaña de campo.

Segunda etapa: Características de la zona de estudio

Consiste en la determinación de los puntos donde se instalarán las balizas. Se tiene que tener en cuenta la pendiente, zonas donde no haya antecedentes de avalanchas, estudios previos de GPR para colocar la balizas en zonas con amplio espesor, además, de constatar que el glaciar se mantenga limpio, es decir, sin mucha presencia de grietas.

Tercera etapa: Trabajos topográficos

Consiste en la toma de información mediante equipos especializados que permiten cartografiar la superficie glaciar y lenguas glaciares para elaborar mapas a detalle que permiten determinar la mejor ubicación donde irán las balizas fijas.

Cuarta etapa: Perforaciones en la zona de estudio

Se realizan para la instalación de las balizas en la zona de acumulación para medir la cantidad de nieve que cae para la época de precipitación; así como, en la zona de ablación.

Quinta etapa: Evaluación hidrológica

Las perforaciones también cumplen otra función, que es la de medir la evolución de los glaciares. Con la evaluación hidrográfica, en conjunto con la información topográfica, permite determinar la fusión por m^2 sobre el área de estudio. A su vez, a partir de los datos de espesor, se pueden expresar en $m^3/seg.$, como aporte a la microcuenca. Todo este estudio permite dos cosas:

a) La altura a la que se encuentra la línea de 0 mm. Ésta será considerado como la ELA de MONITOREO.

b) Determinar si el balance de masa del año hidrológico es positivo o negativo.

- **ELA Geomorfológica**

Se deduce a partir de la altitud y de la forma del glaciar. Básicamente está en función de relacionar matemáticamente la altitud máxima que han dejado las morrenas laterales y las morrenas frontales. A partir de ellos, se empiezan a reconstruir los glaciares actuales y los paleoglaciares.

Las ELAs actuales y pasadas (PaleoELAs) utilizan como principio el método $\text{Area} \times \text{Altitud} \times \text{Balance Ratio}$, AABR (Osmaston, 2005) que es la que mejores resultados proporciona para glaciares tropicales (Benn et al, 2005). La ELA Geomorfológica se basa en dos supuestos: a) Los gradientes de acumulación y ablación son aproximadamente lineales y b) La relación neta entre la ablación y la acumulación es conocida y permanece fija a través del tiempo (Benn y Lehmkuhl, 2000; Rea, 2009, Iparraguirre et al., 2020).

Este método, reconoce que cualquier área de la superficie del glaciar que está altitudinalmente más lejos de la ELA (ya sea positiva o negativa), tiene una mayor contribución al balance general de masas, que una unidad de área que se encuentra más cerca de la ELA.

El método AABR es el más adecuado para los glaciares “limpios”, es decir que no tengan una incidencia importante de masa provenientes de avalanchas, o donde extensos glaciares cubiertos y degradados, no ejerzan una fuerte influencia sobre el gradiente de ablación (Benn y Lehmkuhl, 2000, Osmaston, 2005) o donde una abrupta topografía no influya en el desarrollo normal de un glaciar.

- **ELA Climática**

Esta metodología surge de las observaciones realizadas en campo con el uso de las balizas o pozos de nieve instalados sobre los glaciares. Los modelamientos numéricos que intentan expresar estos datos medidos en campo surgieron inicialmente en los años 80s; por ejemplo, Kuhn (1981, 1984, 1989), Oerlemans, 1989, Oerlemans & Hoogendoorn, 1989, analizaron la influencia entre la precipitación y la temperatura y sus cambios a lo largo del tiempo, especialmente en cuencas que albergan gran cantidad de glaciares. De esta manera, enunció ecuaciones que simulaban el balance de masa de los glaciares. A inicios del año 2000, fueron Kull et al., (2000, 2002, 2003, 2008) quienes adicionaron nuevas variables climáticas para el ajuste de los modelos numéricos: humedad relativa, radiación y velocidad del viento. Y desde entonces, los modelos se han mantenido en gran parte por la falta de datos en zonas remotas como lo son los Andes.

El involucrar demasiadas variables climáticas trae consigo que se deban obtener valores desde el mismo sitio de estudio. Pero, Klein et al., 1999, solucionaron esa incertidumbre empleando un modelamiento que sólo se basó en la temperatura y la precipitación. En esta tesis, debido a que se cuenta con datos de otras variables climáticas y no sólo de precipitación y temperatura; se ha

redefinido la propuesta de Klein et al., 1999 para generar un modelo de balance de masa.

2.2.2. Cambio climático

- **Variación de la temperatura y de la precipitación**

El planeta Tierra es el resultado de un largo proceso evolutivo que comienza hace ~4600 Ma. En sus primeros ~1000 Ma, la atmósfera carecía de oxígeno y estaba a temperaturas cercanas a los 100 °C, formada por vapor de agua, CO₂, nitrógeno y otros gases residuales. Durante ese periodo, sucedieron ciclos de evaporación, condensación y precipitación de agua, que poco a poco enfriaron el planeta hasta permitir la aparición de los primeros océanos, continentes y también de las primeras formas de vida anaerobia (sin oxígeno). Hace ~3500 Ma aparecieron los estromatolitos, colonias de algas que fotosintetizaban y generaban oxígeno como residuo. Por tanto, durante los siguientes 2000 Ma la atmósfera se fue enriqueciendo progresivamente en oxígeno, lo que permitió mucho tiempo después el desarrollo de formas de vida cada vez más complejas. Hace ~650 Ma las masas de hielo continentales se extendieron posiblemente hasta el Ecuador, así lo demuestran las tillitas encontradas en latitudes tropicales. A este periodo se le llama Criogénico y considera las glaciaciones más grandes en la historia de la Tierra, que pudieron haber cubierto todo el planeta. La Figura 3 muestra las reconstrucciones de la temperatura del planeta desde hace ~540 Ma. Una línea horizontal negra representa el promedio de temperatura global en el periodo 1960-1990. Para representar la evolución de la temperatura de un periodo tan dilatado de tiempo en un mismo gráfico se utilizan diferentes escalas cronológicas (A cientos de Ma), (B decenas de Ma), (C Ma), (D cientos de ka) y (E ka).

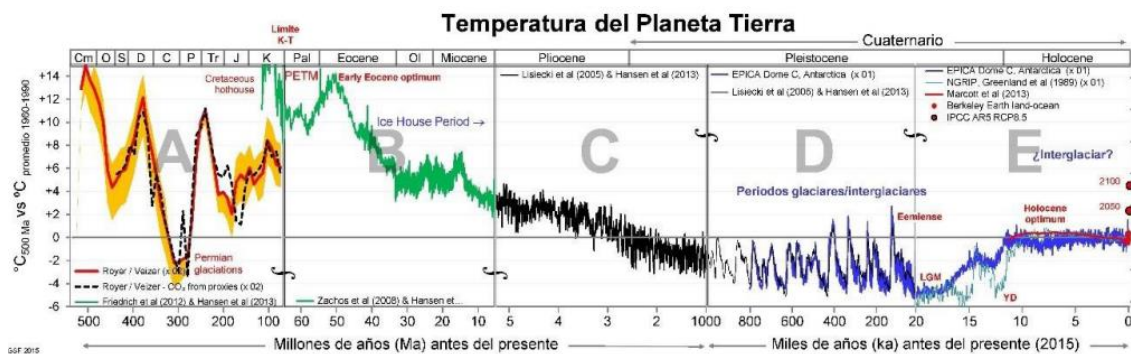


FIGURA 3. VARIACIÓN DE LA TEMPERATURA GLOBAL DESDE 540 MA CON RESPECTO AL PROMEDIO 1960-1990 (FUENTE: MODIFICADO DE [HTTP://GERGS.NET/](http://GERGS.NET/)).

Estas temperaturas se reconstruyeron a partir diversos proxies paleoclimáticos como la abundancia de CO₂, un gas de efecto invernadero fundamental en la configuración del clima de la Tierra. Su presencia impide que la temperatura media del planeta se encuentre por debajo del umbral de congelación (0°C) y sus pequeñas variaciones pueden provocar abruptos cambios climáticos. Durante ~540-65 Ma antes del presente, el clima de la Tierra tuvo numerosas oscilaciones cálidas, a excepción de un periodo de intensas glaciaciones durante

el Carbonífero y el Pérmico. Al comienzo de la era Cenozoica, el planeta pasó por varios máximos climáticos que luego dieron paso al periodo "Ice House", una fase que todavía continúa, donde el clima permite la existencia de agua sólida en regiones de elevada altitud y latitud. Hace ~34 Ma el planeta experimentó un enfriamiento progresivo originado en parte por la separación de Sudamérica y Australia de la Antártida, que originó la corriente circumpolar antártica que rodea ese continente retroalimentando su enfriamiento. Por ese motivo y por su localización, la Antártida empezó a estar ocupada por extensos glaciares. En los últimos ~2 Ma (Cuaternario), el planeta ha alcanzado el máximo enfriamiento desde hace ~540 Ma. Este periodo se ha caracterizado por fuertes oscilaciones climáticas con fases frías conocidas como ciclos glaciares (con ~100 ka de duración) y periodos interglaciares (con una duración de ~20-10 ka). El periodo Cuaternario comprende dos épocas: el Pleistoceno, que comprende todas las glaciaciones cuaternarias y casi todos los periodos interglaciares, y el Holoceno, que incluye el último periodo interglaciar que comenzó hace 11.7 ka. Las investigaciones científicas demuestran el papel esencial que ha desempeñado el CO₂ en los cambios climáticos. La Figura 4 presenta la evolución de tres variables desde hace ~420 ka: 1) la concentración de CO₂ en la atmósfera; 2) las variaciones de la temperatura; y 3) el nivel medio del mar, con descensos hasta 120 m por debajo de su valor actual (0 m). La interpretación de las curvas permite identificar 4 ciclos glaciares durante los últimos 420 ka. Los avances glaciares encontrados en la Cordillera Blanca (Farber et al., 2005; Smith & Rodbell, 2010; Glasser et al., 2009), están dentro del último ciclo glacial, que comenzó hace ~110 ka. La máxima expansión de los glaciares sucedió durante el último máximo glacial (LGM), que los estudios sobre el nivel global del mar sitúan entre 30-19 ka antes del presente (Clark et al., 2009). En ese tiempo comenzó la tendencia a la desglaciación, que ha sido interrumpida por avances menores de magnitud decreciente en área y volumen. Los últimos avances sucedieron en la PEH (Solomina et al., 2007; Jomelli et al., 2008), de acuerdo con los isótopos de oxígeno del glaciar Quelccaya (Thompson et al., 1986). Esos avances depositaron morrenas que todavía represan lagunas cerca del frente glaciar actual.

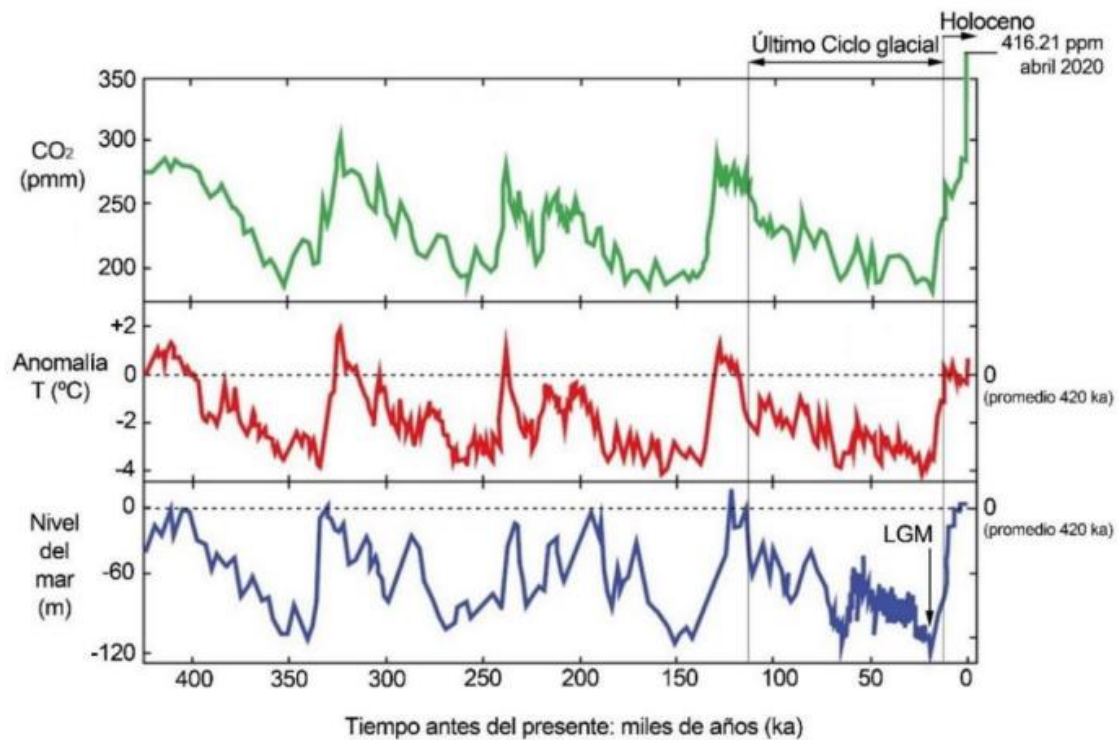


FIGURA 4. VARIACIÓN DESDE HACER ~420 KA DE TRES INDICADORES ESENCIALES SOBRE CAMBIOS CLIMÁTICOS: CONCENTRACIÓN DE CO₂ EN LA ATMÓSFERA (VERDE), ANOMALÍA DE TEMPERATURA (ROJO) Y NIVEL GLOBAL DE LOS OCÉANOS (AZUL). EL GRÁFICO DEMUESTRA QUE EXISTE UNA CORRELACIÓN MUY CLARA ENTRE LAS VARIABLES. MODIFICADO DE HASEN ET AL., 2013.

- **Causas de los cambios climáticos**

Son muchos los factores que provocan esos cambios en diferentes escalas de tiempo e intensidad, incluso factores tectónicos producen cambios en escalas de Ma. A continuación, sugerimos los factores más importantes para interpretar los resultados de este boletín. Las corrientes termohalinas son uno de los principales procesos para la regulación térmica de la Tierra. Los tramos más cálidos son menos salinos, más ligeros y circulan en la superficie del mar y los tramos más fríos son más salinos, densos y circulan en el fondo de los océanos. Las alteraciones de estos sistemas provocan cambios climáticos a escala planetaria. Hace ~13 ka lenguas de hielo descendían desde los grandes glaciares regionales de América del Norte hacia el Océano Atlántico (Figura 5a), desde donde emitían grandes icebergs (Figura 5b) que, al derretirse, transferían al Atlántico Norte grandes cantidades de agua dulce y dejaban caer al fondo del mar rocas y sedimentos de su antigua carga glacial. Esta inyección de agua dulce provocó varias interrupciones de la corriente termohalina, que desencadenaron fases de brusco enfriamiento del clima terrestre. El análisis sedimentario permitió confirmar el área fuente de los icebergs y datar esas fases de enfriamiento (eventos Heinrich 1 ~17 ka, Heinrich 2 ~22 ka y Heinrich 3 ~31

ka). También se reconoció un evento similar pero más reciente (hace ~11-12 ka) denominado Younger Dryas.

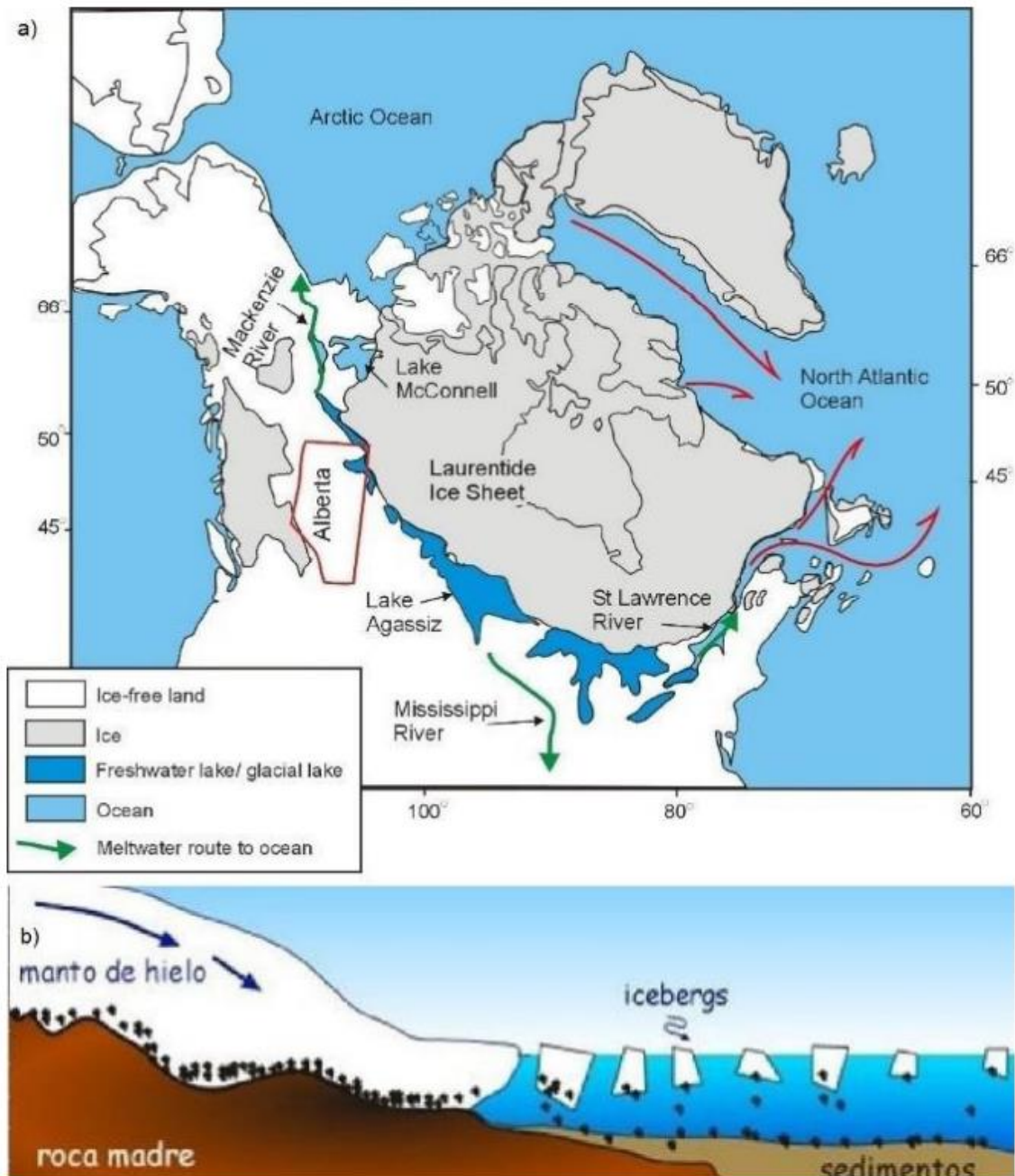


FIGURA 5. REPRESENTACIÓN DE A) LA EMISIÓN DE ICEBERGS DESDE LOS GLACIARES DE NORTEAMÉRICA AL OCEANO ATLÁNTICO (FUENTE: MUNYIKWA ET AL., 2020); Y B) TRANSMISIÓN DE AGUA DULCE Y DESCARGA DE SEDIMENTOS GLACIARES, COMO CONSECUENCIA DEL DESHIELO (FUENTE URIARTE, 2004).

En los últimos 130 ka se reconocieron varias fases climáticas húmedas y frías en el hemisferio norte relacionadas con la interrupción de la circulación termohalina, que en los Andes tropicales originaron avances glaciares (Blard et al., 2009; Kelly et al., 2012; Úbeda et al., 2018) y la aparición de lagos en el

altiplano boliviano (Placzek et al., 2013). Esa relación, enfriamiento boreal-humedad tropical, parece haber sucedido a causa de un mayor desplazamiento hacia el sur de la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT), una región de la tropósfera donde la confluencia de masas de aire de los hemisferios norte y sur generan movimientos convectivos ascendentes cálidos y húmedos. Este ascenso provoca el enfriamiento de las masas de aire y, por tanto, la condensación y precipitación en forma de lluvia y nieve. La ZCIT oscila anualmente entre las latitudes 10° S y 10° N en Sudamérica. En la actualidad, cuando el hemisferio norte se enfría (invierno boreal), la ZCIT se desplaza hacia el sur trayendo la mayor precipitación anual en los Andes peruanos (Clapperton, 1991). Durante el verano boreal la ZCIT se desplaza hacia el norte y ocurre la estación seca en los Andes de Perú y la Amazonía meridional (Figura 6). Este mismo fenómeno anual pudo haberse extendido con mayor intensidad o duración en el pasado, en escalas de miles de años, generando un mayor desplazamiento hacia el sur de la ZCIT y/o una mayor intensificación de la convección en la tropósfera. Estos procesos pudieron provocar cambios climáticos con condiciones más húmedas a las actuales que, unidos al mayor enfriamiento global, propiciaron grandes avances glaciares en la Cordillera Blanca.

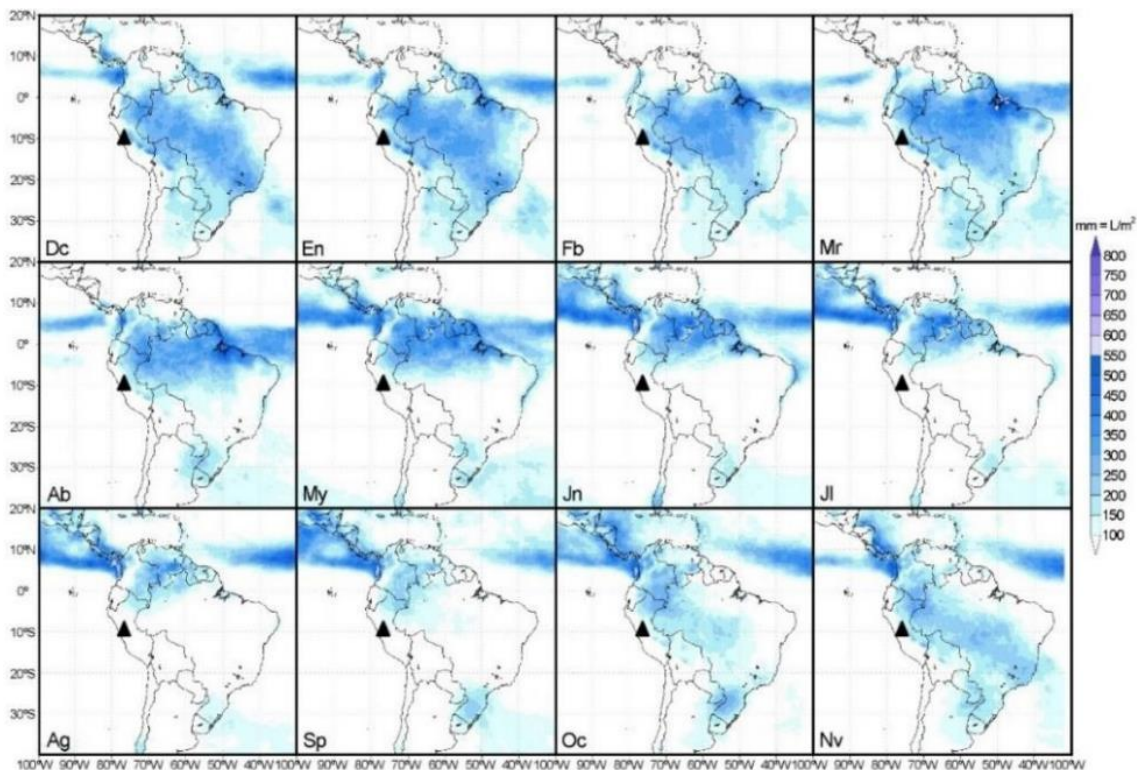


FIGURA 6. PROMEDIOS MENSUALES DE PRECIPITACIÓN 1998-2007 REGISTRADOS POR SATÉLITE EN LA TROPICAL RAINFALL MEASURING MISSION (TRMM-NASA). EL TRIÁNGULO NEGRO MUESTRA LA LOCALIZACIÓN DE LA CORDILLERA BLANCA (MODIFICADO DE ÚBEDA ET AL., 2018).

Otro importante factor influyente en los cambios climáticos son las variaciones geométricas de los movimientos astronómicos, ya que alteran la cantidad de energía solar que recibe la superficie del planeta. Se trata de un conjunto de fenómenos astronómicos conocidos como Ciclos de Milankovitch (Milankovitch, 1941), que resultan de la suma de tres ciclos: precesión, oblicuidad y excentricidad. La precesión consiste en los cambios en el ángulo de inclinación del eje de rotación terrestre con respecto al plano de la eclíptica (22.1° - 24.5° en ciclos de ~ 21 ka). La oblicuidad es el cambio en el ángulo del eje de rotación de la Tierra con respecto a la vertical (22° - 24° en ciclos de cada ~ 41 ka). La excentricidad expresa la desviación de la órbita elíptica traslacional que sigue la Tierra con respecto a una órbita circular. Se completa en ciclos de variación cada ~ 100 ka.

Podemos distinguir también los factores humanos que han afectado al cambio del clima actual desde la Revolución Industrial, que comenzó en el siglo XIX y su generalización a todo el planeta ocurrió progresivamente durante el siglo XX. Además, coincide con el final de la Pequeña Edad del Hielo (PEH), la última pulsación fría a escala planetaria. Los isótopos de oxígeno del glaciar Quelccaya sugieren que en los Andes tropicales la PEH tuvo lugar entre los años 1500 y 1900 (Thompson et al., 1986), justo antes de la industrialización a escala global. Por otra parte, los modelos matemáticos demuestran causas antrópicas del calentamiento global entre 1900 y 2000 (IPCC, 2013). Las simulaciones numéricas reproducen el calentamiento observado con mediciones instrumentales, los factores antrópicos (fundamentalmente la emisión de gases de efecto invernadero) y los factores naturales (p. e. circulación general de la atmósfera y otros).

- **Periodos Interglaciares**

Los periodos interglaciares de los últimos ~ 30 k años que han sido documentados extensamente en múltiples bibliografías y que permitieron muchas fases de avance/retroceso de las masas glaciares:

LGM (Ultimo Máximo Glaciar)

Fue la última máxima glaciación (o *Last Glacial Maximum*) que ocurrió hace ~ 30 k – 19 k años en los Andes peruanos (Úbeda et al., 2018, Hughes et al., 2013). Representó un descenso del nivel del mar entre 120 – 40 m (Lambeck et al., 2014). La potencia de las masas glaciares esculpió los actuales valles, que por ejemplo pueden verse en los Andes peruanos (Úbeda et al., 2018). La isolínea de 0°C en los Andes centrales estaba 500 – 1200 m que el presente y con una disminución entre 5 - 9°C con respecto al presente (Klein et al., 1999). Si bien la LGM ocurrió a nivel mundial, esta máxima glaciación en los Andes fue la más reciente y de menor duración (Smith et al, 2005)

Older Dryas.

Periodo frío de aproximadamente entre 300 – 400 años con masas de hielo de mayor potencial que el Younger Dryas (Pettit & White, 2012). Este periodo se caracterizó por ser un corto re-avance de las masas provenientes de la LGM y

más intenso que los Younger Dryas (Palacios, et al., 2014). En los Andes peruanos esta característica no ha sido diferente, ya que las morrenas dejadas en este periodo frío han sido más fáciles de identificar. Por ejemplo, en el nevado Hualcán se realizaron dataciones cosmogénicas brindando un estimado de este periodo entre 16000 – 14000 años antes del presente (Úbeda et al., 2018).

Younger Dryas

Este período surgió después de un período cálido denominado *The Bolling* (~14600 años antes del presente). El Younger Dryas se caracterizó por un cambio brusco de las condiciones de temperatura y humedad (Stansell et al., 2010). Por ejemplo, la temperatura promedio era entre 2.5 – 3.8 °C menor a la actual (Rull et al., 2010). Este periodo frío significó el final del Pleistoceno y el inicio del Holoceno

Óptimo Cálido Medieval (OCM).

Periodo cálido que se dio hace 1000 – 800 años antes del presente. La temperatura del aire se cree fue entre 4°C - 5°C por encima de la media actual. Esto conllevó a la deglaciación de la mayoría de los nevados alrededor del mundo (Uriarte, 2003). Pero, esto permitió la expansión de la civilización ya que los primeros registros de agricultura en zonas altoandinas se dieron en este periodo. Así como, el colapso de civilizaciones que no pudieron aguantar el cambio climático: caso de los Tiahuanaco (Binford et al., 1997).

Pequeña Edad de Hielo (PEH).

Tuvo lugar entre el siglo XIV y a finales del siglo XIX, donde los glaciares de climas polares y subpolares ocuparon una mayor extensión y de igual modo los glaciares tropicales (Rabatel et al. 2013). De este modo se ponía fin a un periodo de clima extremadamente caluroso denominado Periodo Cálido Medieval (Figura 5, Mann, 2000).

La causa de este periodo frío fue en parte por dos mecanismos de forzamiento:

a) Cambios en la irradiación solar: Mecanismo de forzamiento basado en las manchas solares, las cuales son zonas oscuras y relativamente más frías en comparación con la fotosfera. Al ser oscuras emiten menos energía de lo normal, pero las áreas que las rodean (fáculas solares) son más brillantes. De esta forma, el Sol emite más energía si hay mayor cantidad de manchas solares. Durante la PEH estas manchas solares disminuyeron hasta incluso no ver ni una, siendo a este periodo de baja actividad denominado Mínimo de Maunder (Eddy, 1976) y;

b) El volcanismo: Debido a la concentración de cenizas gracias a las erupciones volcánicas del hemisferio sur, las cuales influyeron en las temperaturas del hemisferio norte. Crowley, (2000) realizó estudios de testigos de hielo provenientes de Creta y Groenlandia deduciendo que la irradiación solar y la actividad volcánica para aquella época incidieron en la temperatura.

Si bien la PEH ha sido bien documentada para el hemisferio norte, evaluar cómo fue el clima en el último avance glacial en Sudamérica, durante la LIA a través

de datos paleoclimáticos indirectos aún no son tan amplios (récord de sedimentos, sedimentos lacustres y registros de los niveles de lagos, récords de polen, Isótopos estables, sitios arqueológicos e incluso fotografías aéreas, Engel et al. 2014).

Por ejemplo, uno de los primeros métodos de datación para determinar la cronología de la LIA en el Perú se basó en tasas de crecimiento de especies líquénicas colonizadoras en morrenas depositadas por las masas de hielo al culminar sus avances. Se realizó en dos sectores de los Andes Centrales: en la Cordillera Blanca (9-10°S, 77°O; Solomina et al. 2007) y la Cordillera Real de Bolivia (15- 16°-67-68°O; Rabatel et al. 2008), ambos estudios basados en la especie líquénica *Rhizocarpon*.

- **Contexto geomorfológico**

- Morrenas**

Depósitos glaciares de variadas formas compuestas por till. Son sedimentos compuestos por materiales directamente por el glaciar sin estratificación y sus fragmentos son estriados. Su depósito se da gracias al transporte por acción del avance glaciar (Rivera, 2011, Figura 7). Por lo tanto, existen varios tipos de morrenas:

- Morrena frontal:** Montículo de till depositados en el frente glaciar cuando el glaciar ha alcanzado su máxima expansión y se ha estabilizado por años.
- Morrena lateral:** Típicas de los glaciares de valle ya que depositan sus sedimentos a lo largo de los márgenes del valle (Núñez, 1995)
- Morrena basal:** Depósitos de till, característico cuando los glaciares retroceden, dejando una capa fina de till sobre la roca desnuda.

- Rocas pulidas**

Rocas que se forman debido a la abrasión constante de partículas finas (limos y arcillas) que forman estrías pequeñas visibles microscópicamente que caracterizan al substrato rocoso con una capa superficial lisa (Figura 8).

- Valle glaciar**

Glaciares que fluyen vertiente abajo como las corrientes de agua. Forma un conducto por el que se moviliza el hielo, de paredes verticales con sección transversal en U y perfil longitudinal escalonado claramente asimétrico con umbrales y cubetas (lagunas) (Fernández, 2014)

- Rimaya**

Localizada en la cabecera del glaciar, de pendiente muy elevada dejando libre un espacio entre el glaciar y la pared de la cabecera. Este espacio se explica por el hecho de la gran acumulación de la nieve y a las avalanchas que caen desde las vertientes. Suelen ser visibles en temporada seca, ya que es la temporada donde la cornisa de nieve que rellena ese espacio, desaparece (Lliboutry, 1956).

Circo glaciar

Depresión semicircular ocupada (o ha sido) por el hielo, de paredes casi verticales (muy fragmentadas) y fondo sobre excavado. Se encuentra separado del valle glaciar por un umbral (resalte rocoso o depósitos de Till).

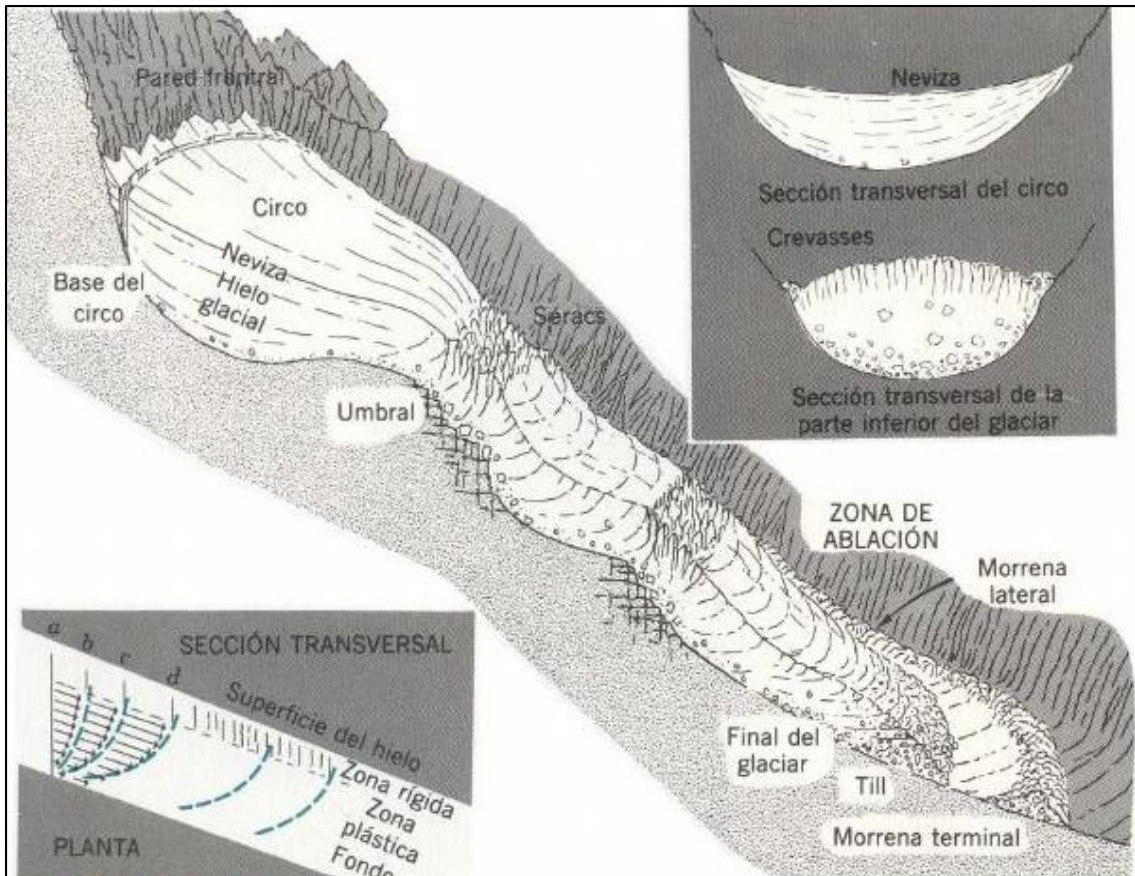


FIGURA 7. CORTE TRANSVERSAL DE UN TÍPICO GLACIAR DE VALLE CON SUS ESTRUCTURAS INTERNAS Y PARTES (TOMADO DE STRAHLER Y STRAHLER, 1989).

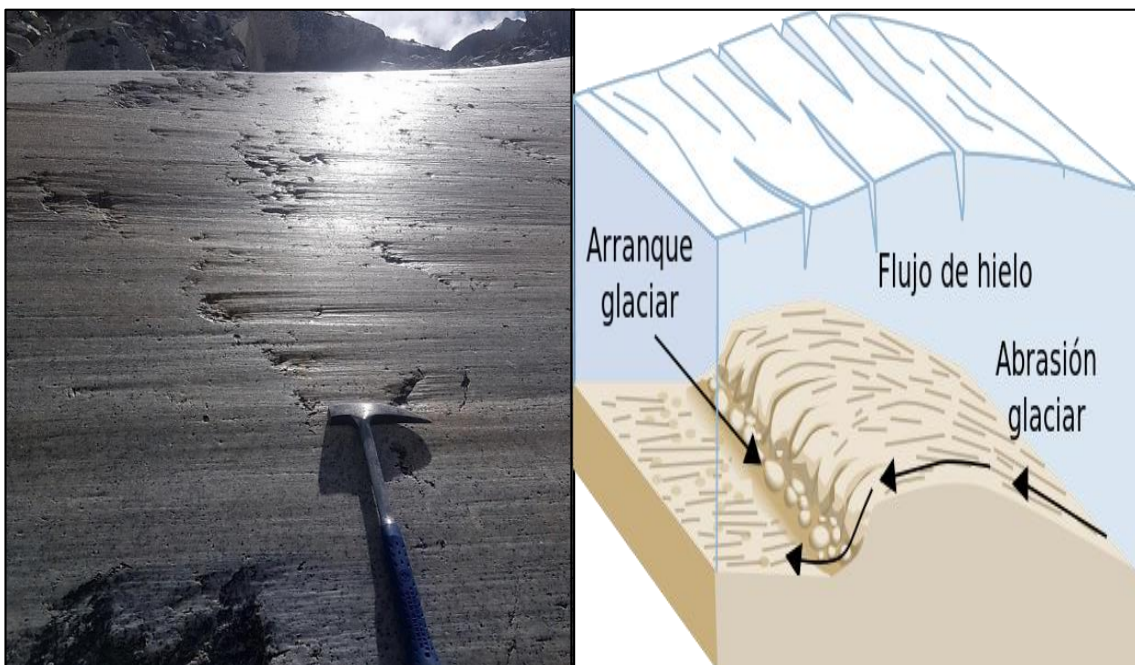


FIGURA 8. CORTE TRANSVERSAL DE UN TÍPICO GLACIAR DE VALLE CON SUS ESTRUCTURAS INTERNAS Y PARTES (TOMADO DE STRAHLER Y STRAHLER, 1989). ESQUEMA DEL PROCESO DE ABRASIÓN GLACIAR (FUENTE: ENCICLOPEDIA.US.ES/INDEX.PHP/RELIEVE_GLACIAR).

2.3. Conceptual.

2.3.1. El impacto del cambio climático y la evolución de los glaciares

El cambio climático es la variación del clima que ha sucedido a lo largo de cientos a miles de años en la Tierra. Se debe tener en consideración que son muchos los factores que han propiciado el cambio climático; por ejemplo, erupciones volcánicas, manchas solares, inclinación de la Tierra, etc. (Uriarte, 2003) Pero, con el inicio de la era industrial aumentó de manera exponencial los gases de efecto invernadero gracias al impacto antropogénico de sus actividades económicas (Coss et al., 2017, Hennessy et al., 2022).

El cambio climático gracias a la contribución directa o indirectamente de la actividad humana, ha acelerado en medidas sin precedentes el calentamiento global por la emisión de Gases de Efecto Invernadero (GEI). El Efecto invernadero, de por sí, es un fenómeno natural generado por la radiación solar (transformada en calor) que es retenida en la atmósfera terrestre. Pero, es en este punto, donde los humanos por diferentes actividades, no hemos controlado las emisiones de GEI (emisión de dióxido de carbono, quema de árboles, humo de fábricas, metano por la ganadería, etc.). Por lo tanto, este exceso de GEI está generando un exceso en la retención de la radiación que al final se transforma en un aumento general del calor (o comúnmente conocido como “Temperatura”).

Producto de este nuevo escenario más caliente, los fenómenos naturales se han visto intensificados. Por ejemplo, las heladas ahora son más intensas afectando la salud de niños y adultos mayores vulnerables. Las sequías son más fuertes, ya que la lluvia demora en llegar perdiendo sembríos, retarda la cosecha, y por ende una menor disponibilidad alimenticia y una mayor demanda alimentaria. Y cuando las precipitaciones llegan lo hacen en intensidad originando inundaciones de mayor frecuencia, asociadas en su mayoría a destrucción de cosechas y/o de infraestructuras que comunican poblados (CMNUCC, 2009).

Así mismo, los glaciares son los indicadores sensibles del cambio climático; expresándose en su expansión/retroceso. La mejor manera de estimar cómo está afectando el cambio climático es evaluando la altura a la que se encuentra su ELA; ya que, por debajo el balance de masa es negativo y por encima el balance de masa es positivo. Como ya se ha explicado en apartados anteriores, en esta tesis se evaluarán dos tipos de ELAs: climática y geomorfológica; donde el desnivel entre ambas expresa el estado de las condiciones ambientales de las que depende el balance de masa. Las dos ELAs evolucionan con el tiempo que se han mantenido a lo largo del tiempo (Figura 9):

Fase 1: Cuando el cambio climático fue favorable, la PaleoELA climática descendió determinado por el descenso de la temperatura y aumento de la precipitación.

Fase 2: A consecuencia del impacto del cambio climático la nieve se mantiene por más tiempo, se cristaliza, compacta y forma masas de hielo, desencadenando el avance glaciar vertiente abajo. A medida que disminuye la cota a la que se encuentra la masa de hielo su ELA geomorfológica también se reduce teniendo la tendencia a equilibrarse con el nivel previamente alcanzado por la ELA climática (Fase 1).

Fase 3: El glaciar ha alcanzado su máxima expansión determinada por el clima que significa el equilibrio alcanzado entre la ELA climática y la ELA geomorfológica.

Fase 4: Inicia el cambio climático desfavorable, generando que la ELA climática ascienda estabilizándose a una altura determinada por el aumento de la temperatura y disminución de la precipitación.

Fase 5: A consecuencia del impacto climático la nieve se derrite en un tiempo menor y por lo tanto el glaciar recibe menos fuente de alimentación y el frente glaciar comienza a retroceder vertiente arriba. La ELA geomorfológica empieza a incrementarse buscando el equilibrio con la ELA climática.

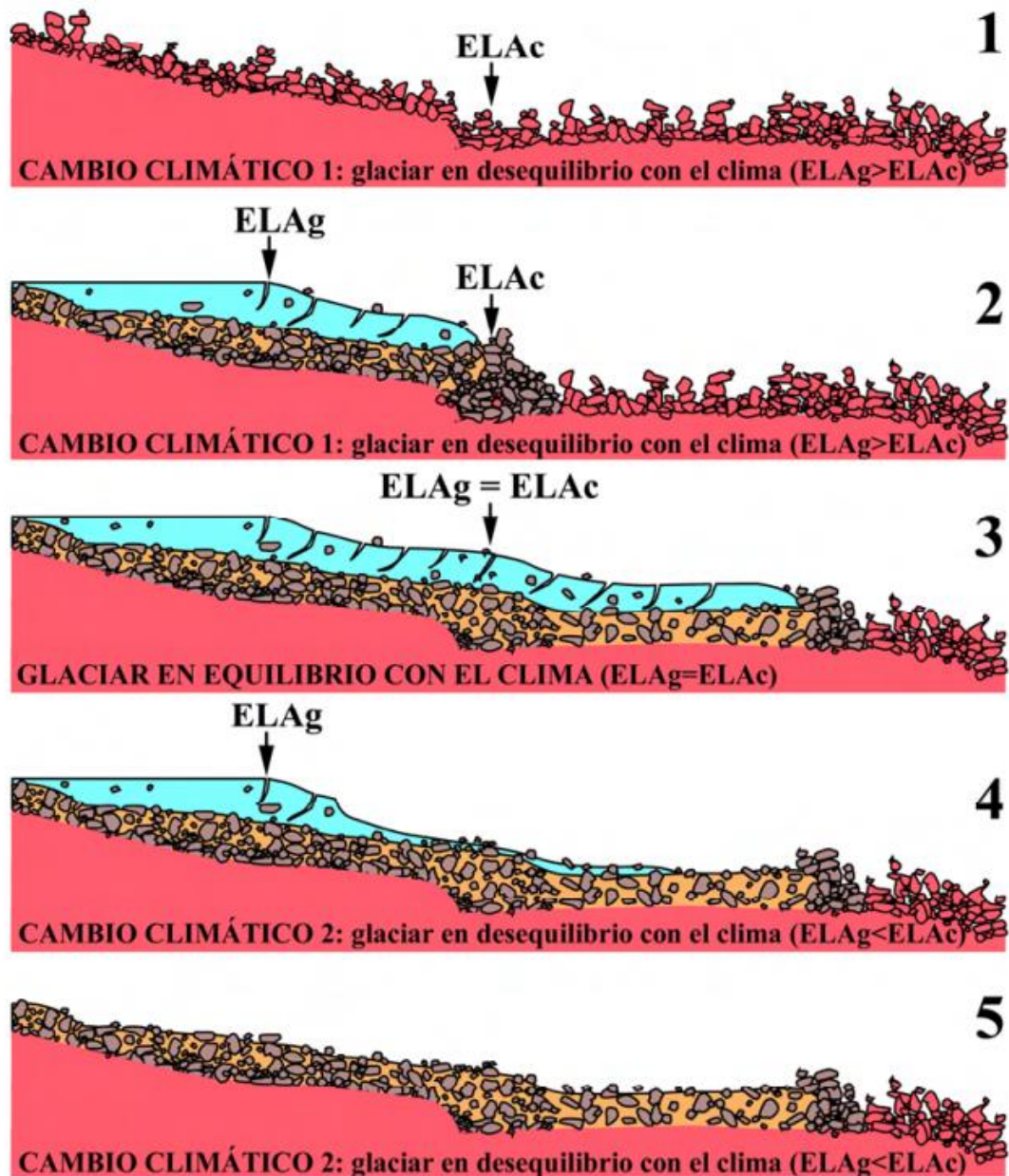


FIGURA 9. REPRESENTACIÓN DE LA RESPUESTA DE LA ELA Y LOS GLACIARES ANTE LOS DIFERENTES CAMBIOS CLIMÁTICO.

2.4. Definición de términos básicos.

2.4.1. Balance de Masa

Es la evaluación de la masa de nieve y hielo ganada en un ciclo anual en la Zona de Acumulación de un glaciar, y su comparación con la masa perdida, también en un ciclo anual, en la Zona de Ablación de un glaciar.

2.4.2. Balance Energético

Representa la relación entre las variables meteorológicas locales y el derretimiento de la superficie del glaciar. Su estimación resulta de hacer el inventario de todos los flujos de energía entrante y saliente de su superficie, los cuales pueden ser radiativos, conductivos o turbulentos.

2.4.3. Frente glaciar

Límite inferior de un glaciar que puede adoptar la forma de un acantilado, de una colina o ser simplemente una masa desorganizada de hielo.

2.4.4. Morrenas

Nombre más común para los materiales detríticos que transportan los glaciares. El término tiene origen francés y fue acuñado por los campesinos para referirse a los bordes de detritos encontrados cerca de los márgenes de glaciares en los Alpes franceses. En función de su posición, con respecto al flujo glaciar en el que son transportados, se distinguen tres tipos de morrenas: externas, internas y de fondo. Un tipo de morrena externa, o superficial, es aquella compuesta por los fragmentos orgánicos e inorgánicos que caen sobre el hielo del glaciar desde las laderas.

2.4.5. Zona de Acumulación

Zona donde predominan los procesos que favorecen la ganancia de masa glaciar (innivación, redistribución eólica de nieve y avalancha).

2.4.6. Zona de Ablación

La zona donde los fenómenos de fusión y sublimación provocan pérdidas de masa glaciar.

III. HIPOTESIS Y VARIABLES

3.1. Hipótesis.

3.1.1. Hipótesis General

- El impacto del cambio climático en los glaciares de la vertiente occidental de la subcuenca Ranrahirca se refleja en el desnivel entre la ELA geomorfológica y la ELA climática.

3.1.2. Hipótesis Especificas

- Las áreas de los glaciares actuales y de los paleoglaciares de 1962 y la Pequeña Edad de Hielo de la vertiente occidental en la subcuenca Ranrahirca se obtienen de identificar las unidades geomorfológicas.

- La ELA geomorfológica se estima mediante la reconstrucción tridimensional de los glaciares actuales y paleoglaciares de 1962 y la Pequeña Edad de Hielo de la vertiente occidental en la subcuenca Ranrahirca.

- La reconstrucción del balance de masa permite una simulación precisa de la ELA climática de la vertiente occidental en la subcuenca Ranrahirca.

- La reconstrucción de los balances de masas de los paleoglaciares permite una simulación precisa de las condiciones paleoambientales durante la Pequeña Edad de Hielo en la vertiente occidental de la subcuenca Ranrahirca.

- Evaluar la respuesta de las masas de hielo al año 2100 de la vertiente occidental en la subcuenca Ranrahirca se estima simulando el aumento de la

temperatura del aire según el Panel Intergubernamental del Cambio Climático (IPCC).

3.2. Definición conceptual de las variables.

TABLA 1

DEFINICIÓN CONCEPTUAL DE LAS VARIABLES

Variables	Definición conceptual
<p>Variable Independiente (X): CAMBIO CLIMÁTICO</p>	<p>El cambio climático es un fenómeno a largo plazo que se refiere a la alteración significativa y sostenida de las condiciones atmosféricas y oceánicas en la Tierra. Se caracteriza por una variación global en las temperaturas, que puede manifestarse en un aumento o disminución generalizada de las mismas en distintas regiones del planeta a lo largo del tiempo. Además, el cambio climático implica cambios en los patrones de precipitación, lo que puede llevar a un incremento o disminución de la cantidad y distribución de las lluvias y otras formas de precipitación. Estas variaciones climáticas pueden tener impactos importantes en los ecosistemas, la biodiversidad, la disponibilidad de recursos naturales y la vida humana en general (CMNUCC, 2007).</p>
<p>Variable Dependiente (Y): EVOLUCIÓN GLACIAR EN LA VERTIENTE OCCIDENTAL DE LA SUBCUENCA RANRAHIRCA (CORDILLERA BLANCA, ANCASH)</p>	<p>Se define como un cambio en la forma glaciar (extensión y volumen) y en su fluctuación glaciar (avance o retroceso) variaciones de los parámetros meteorológicos (Pouyaud et al., 1998)</p>

TABLA 2

OPERACIONALIZACIÓN DE VARIABLES

Variables	Definición Conceptual	Definición Operacional	Dimensiones	Indicadores	Unidades	Técnica	Instrumento
<p>Variable Independiente</p> <p>El cambio climático</p>	<p>El cambio climático es un fenómeno a largo plazo que se refiere a la alteración significativa y sostenida de las condiciones atmosféricas y oceánicas en la Tierra. Se caracteriza por una variación global en las temperaturas, que puede manifestarse en un aumento o disminución generalizada</p>	<p>Estación meteorológica automática del proyecto CRYOPERU. Esta estación registra cada 30</p>	<p>D1: Variación de la temperatura del aire</p>	<p>I1: Enfriamiento / calentamiento de la temperatura del aire</p>	<p>Unidad: °C</p>	<p>Ecuación de Porter</p>	<p>Hoja de cálculo programada</p>

	<p>de las mismas en distintas regiones del planeta a lo largo del tiempo. Además, el cambio climático implica cambios en los patrones de precipitación, lo que puede llevar a un incremento o disminución de la cantidad y distribución de las lluvias y otras formas de precipitación. Estas variaciones climáticas pueden tener impactos importantes en los</p>	<p>minutos las mediciones de temperatura del aire, temperatura superficial del hielo y precipitación sólida.</p>	<p>D2: Variación de la precipitación</p>	<p>I2: Precipitaciones extremas / Diminución de las precipitaciones</p>	<p>Unidad: mm</p>	<p>Ecuación del balance de masa</p>	<p>Hoja de cálculo programada</p>
--	---	--	--	---	-------------------	-------------------------------------	-----------------------------------

	ecosistemas, la biodiversidad, la disponibilidad de recursos naturales y la vida humana en general. (CMNUCC, 2007)						
Variable Dependiente	Se define como un cambio en la forma glaciar (extensión y volumen) y en su fluctuación glaciar (avance o retroceso) variaciones de los parámetros	Cartografiado de las unidades geomorfológicas, los aparatos	D1: Variación de la geometría glaciar	I1: Variación del área glaciar I2: Variación del volumen glaciar	Unidad: km ² Unidad: Mm ³ (millones de m ³)	Cartografiado glaciar Modelo numérico GlaBTop y GlaRe	Imagen satelital y mapa geomorfológico Cartografiado Glaciar

	meteorológicos (Pouyaud et al., 1998)	glaciares y sus reconstrucciones tridimensionales.		I3: Variación de la ELA geomorfológica	Unidad: m	Modelamiento numérico ELA Calculator	ArcToolbox de ArcGIS 10.8
			D2: Variación de la fluctuación glaciar	I4: Variación de la ELA climática	Unidad: m	Regresión numérica	Hoja de cálculo programada

IV. METODOLOGÍA DEL PROYECTO.

4.1. Tipo y diseño metodológico.

- **Nivel de la investigación: Descriptivo - Explicativo**

Esta tesis es una investigación básica; ya que, está orientada a incrementar el conocimiento con respecto al impacto generado por el cambio climático. Según Álvarez, 2020 el alcance de la investigación es descriptivo debido a que se ha cuantificado el impacto del cambio climático expresado en pérdidas de extensión y volumen considerado como la evolución de los glaciares. Además, también tiene un alcance explicativo; ya que se busca determinar las causas y establecer relaciones entre las variables propuestas (Sampieri et al., 2014).

- **Alcance de la investigación: Aplicativo**

Según Álvarez, 2020 el alcance de la investigación es Aplicada; considerada así, debido a que se aborda un problema en un campo específico en la búsqueda de la solución de un problema.

- **Enfoque: Cuantitativo**

El enfoque es cuantitativo porque se han recopilado datos y se han analizado para responder a la pregunta de investigación (Sampieri et al., 2014).

- **Diseño: No experimental**

La investigación que se desarrolló ha sido de diseño No Experimental debido a que según como indica Álvarez, 2020 no se manipularán las variables, sino que se han hecho observaciones de fenómenos ya sucedidos. A su vez es Longitudinal porque se comparan los valores de las variables en diferentes periodos (pasado, presente y futuro). Por lo tanto, el diseño de la investigación se justifica porque la presente tesis analizó la evolución de las masas glaciares del 2016 y de la Pequeña Edad de Hielo (~1850) e incluso hacia el año 2100 en respuesta del cambio climático.

4.2. Método de la investigación.

La hipótesis en la que se basa la investigación es que el impacto del cambio climático puede evaluarse calculando el desnivel entre la ELA geomorfológica y la ELA climática; ya que ambos parámetros expresan la permanente tendencia de los glaciares a equilibrarse con el clima ($ELAg = ELAc$). Para poder comprobar la hipótesis planteada se realizó el siguiente plan operativo que consistió en 6 etapas:

Etapa 1: Cartografiado geomorfológico de la vertiente occidental de la subsubcuenca Ranrahirca

Se elaboró un mapa geomorfológico (escala 1/10000) utilizando una imagen satelital de alta resolución de 4m, identificando unidades geomorfológicas glaciares (morrenas de avance y rocas pulidas de retroceso) que por su contexto geomorfológico pueden ser considerados de La Pequeña Edad de Hielo (PEH),

permitiendo la delimitación de los paleoglaciares de dicho periodo. De igual manera, sobre la imagen satelital se cartografió la extensión de los glaciares actuales.

Etapa 2: Reconstrucción 3D de glaciares actuales y paleoglaciares

- Glaciares actuales

Conociendo la superficie de los glaciares actuales, se procedió a delimitar sus líneas de flujo, que nos indicó por donde han discurrido los glaciares vertiente abajo. Este paso es importante, ya que cada línea de flujo se segmentó según las curvas de nivel (de $e=50$ m). Cada segmentación tuvo un centroide representativo, que contuvo como valores de atributo la pendiente media de cada segmento y la fuerza de cizalla deducido del rango altitudinal. Se procedió a generar los espesores en cada uno de los centroides utilizando la metodología GLABTOP (Linsbauer et al 2009). Todos los centroides fueron interpolados utilizando el campo “espesor” generado previamente, reconstruyendo así la superficie 3D.

- Paleoglaciares.

La reconstrucción 3D de la superficie paleoglaciar se realizó utilizando la herramienta GLARE, basado en la topografía basal y líneas de flujo para cada paleoglaciar definido (Pellitero et al., 2016). En la actualidad no existe raster de la topografía basal en ningún servidor peruano, pero puede solucionarse restándole al DEM actual el raster de espesores generados con la herramienta GlaBTop.

GlaRe requirió como datos de entrada conocer la altura a la que las masas de hielo dejaron como evidencia en las paredes laterales del valle (conocidos como Factor de Corrección), permitiendo calibrar los valores de espesores en el frente paleoglaciar.

Etapa 3: Cálculo de la ELA geomorfológica

- Cálculo del Balance Ratio

Primero, se calculó el Balance Ratio en un glaciar de referencia (el más estudiado es el glaciar Artesonraju; $8^{\circ} 56'S$; $77^{\circ} 38'W$), cercano al área de estudio. Se siguió la metodología propuesta por la Autoridad Nacional del Agua (ANA) utilizando la ecuación (1):

$$BR = b \cdot Z \cdot S \quad (1)$$

, donde BR = Balance Ratio; b = balance de masa medido en el trabajo de campo 2004-2014 (m); Z = altitud media (metros) y S = superficie (m^2) de cada banda de altitud del glaciar (con intervalos de 100 m de altitud).

- Cálculo de la ELA geomorfológica

La reconstrucción de la ELA AABR actual y PaleoELA AABR fue automática utilizando la herramienta de ELA calculation (Pellitero et al.2015) después de la

reconstrucción 3D de la superficie glacial y paleoglacial en la etapa 2 y el valor de BR.

Etapa 4: Reconstrucción de la ELA climática

Se programó una hoja de cálculo en Excel utilizando los datos proporcionados por la estación meteorológica automática del proyecto CRYOPERU. Esta hoja programada responde a las ecuaciones involucradas en el balance de masas desarrollado por Klein y Isacks, (1998):

a. Ecuación del balance de masa: $b = a - c$, donde b: balance de masa (mm); a: ablación (mm) y c: acumulación (mm), que se asume equivalente a la precipitación.

b. Ecuación de la ablación: $a = (tm/Lm) \times \alpha \times (Ts-Ta)$, donde a: ablación (mm); tm: duración anual del periodo de ablación (días/año); Lm: calor latente de fusión (3.34×10^5 J/kg); α : coeficiente de masa transferida por calor sensible (1,5 MJ/m²/día); Ta: temperatura media anual del aire (°C) y Ts: temperatura media anual de la superficie del glaciar (°C).

Donde se ubique el cambio de un balance positivo a un balance negativo, es ahí donde se encuentra la ELAc actual.

Etapa 5: Evaluación del cambio climático

Se estimó la paleotemperatura desde La Pequeña Edad de Hielo, resolviendo la ecuación (2) de Porter et al. (1995):

$$\Delta T (^{\circ} C) = \Delta ELA \cdot ATLR (2)$$

, donde ΔT = depresión de la temperatura del aire (° C); ΔELA = variación de la ELA AABR Actual – Pequeña Edad de Hielo y ATLR = Tasa de lapso de temperatura del aire, utilizando el valor global promedio de la Tierra (0.0065 ° C / m), considerado válido para los trópicos.

Etapa 6: Pronósticos de escenarios de deglaciación futura

Según el Panel Intergubernamental de Cambio Climático (IPCC) prevé que, para inicios del 2100, la temperatura del aire aumentará con respecto a la actual en 4 escenarios: +1°C, +2°C, +3°C y +4°C. Gracias a la hoja programada, que está configurada en función de variables meteorológicas, siendo una de ellas la temperatura del aire, se pudo estimar cuál sería la ELA climática para cada uno de los diferentes escenarios mencionados. Esto permitió estimar cuales serían los glaciares que perderían sus áreas de acumulación y estarían condenados a desaparecer.

4.3. Población y muestra.

Por definición, según Bautista, 2009; el término **Población** hace referencia al conjunto limitado de individuos u objetos que pertenecen a la misma clase con características similares. Bajo esta definición, la población de la presente tesis de investigación es la Cordillera Blanca, que es una de las 19 cordilleras nevadas que alberga el Perú.

Por definición, según Bautista, 2009; el término **Muestra** hace referencia a un segmento o subgrupo pequeño de la población que proporciona datos válidos respecto a la población y es representativa. Bajo esta definición, la muestra de la presente tesis de investigación son los **Glaciares** que alberga la **VERTIENTE OCCIDENTAL DE LA SUBSUBCUENCA RANRAHIRCA**.

4.4. Lugar de estudio y periodo desarrollado.

4.4.1. Característica general

La Cordillera Blanca es una cadena montañosa de 180 km de largo con una falla activa (Giovanni et al.2010) que atraviesa las morrenas del Pleistoceno en el valle del río Santa (Schwartz, 1988; Sébrier et al. 1988). Se formó a partir de la subducción de la Placa de Nazca en el fondo del Océano Pacífico por debajo de la placa de Suramérica.

Cuenta con picos por encima de los 6000 msnm (Juen, Kaser & Georges, 2007) y con la mayor cantidad de glaciares tropicales (Kaser, Ames & Zamora, 1990) que drena sus aguas al río Santa hacia la cuenca del Pacífico (Bury et al., 2011). La mayoría de los glaciares que conforman la cordillera están clasificados “de tipo montaña”, porque poseen espesores bajos por ser zonas de alta pendiente (Burns & Nolin, 2012). Es característico que acumule la totalidad de su masa durante la temporada húmeda; mientras que presenta una ablación anual significando una pérdida de masa a lo largo del año (Kaser & Osmaston, 2002). Debido a esto su balance de masa es muy sensible a la precipitación y a la temperatura del aire (Gurgiser et al. 2013) y más durante la temporada húmeda ya que la temperatura del aire es ligeramente más alta (Juen, Kaser & Georges, 2007).

La subcuenca Ranrahirca está situada al norte de la Cordillera Blanca a 112 km al este del Océano Pacífico (tomando como referencia la Isla Blanca del Callao). Está conformada por las microcuencas Ranrahirca, Mancos y Ancash, que, para facilidad de esta investigación, de ahora en adelante se llamará Subcuenca Ranrahirca. Se ubica en el distrito de Yungay, provincia de Yungay, en el departamento de Ancash a 56 km de la ciudad de Huaraz, extendiéndose entre los 8°59'24"S/77°39'58"W. Está conformada por los nevados Huandoy, Pisco, Chacraraju, Yanapaccha, Chopicalqui y Huascarán (el nevado más alto del Perú con 6768 m; Figura 10 y Figura 11).

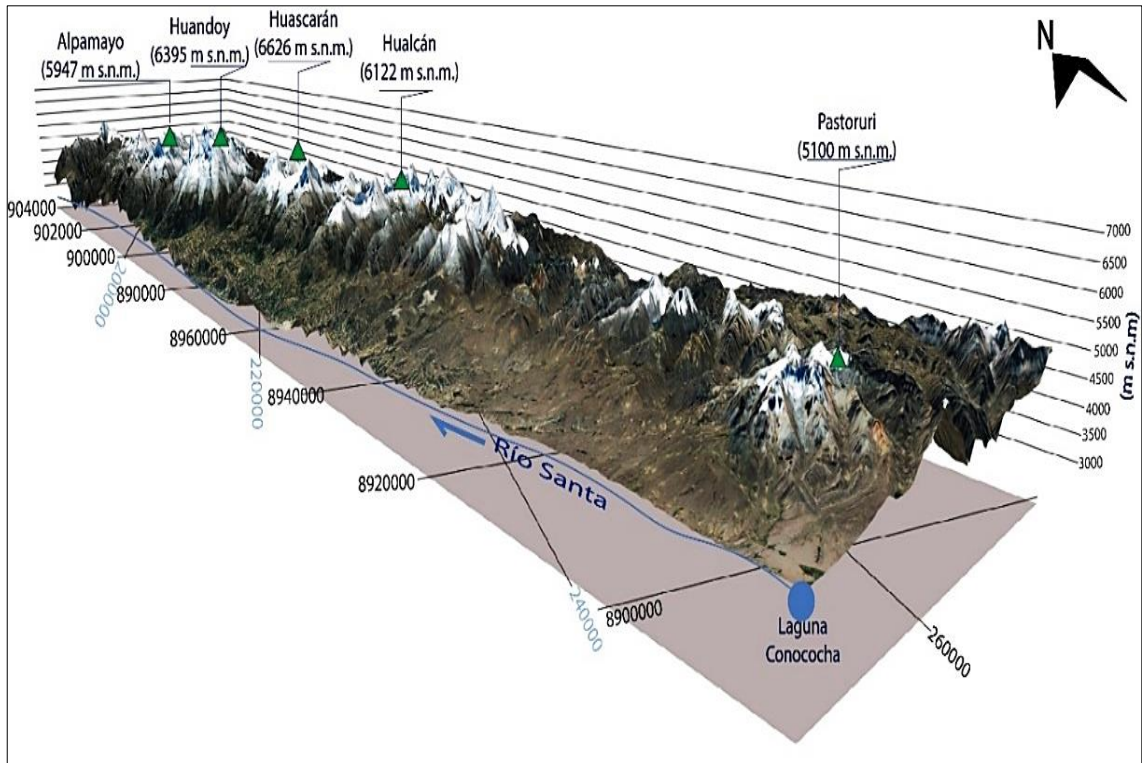


FIGURA 10. IMAGEN TRIDIMENSIONAL DE LA CORDILLERA BLANCA QUE MUESTRA SUS MONTAÑAS MÁS IMPORTANTES (ELABORACIÓN PROPIA).

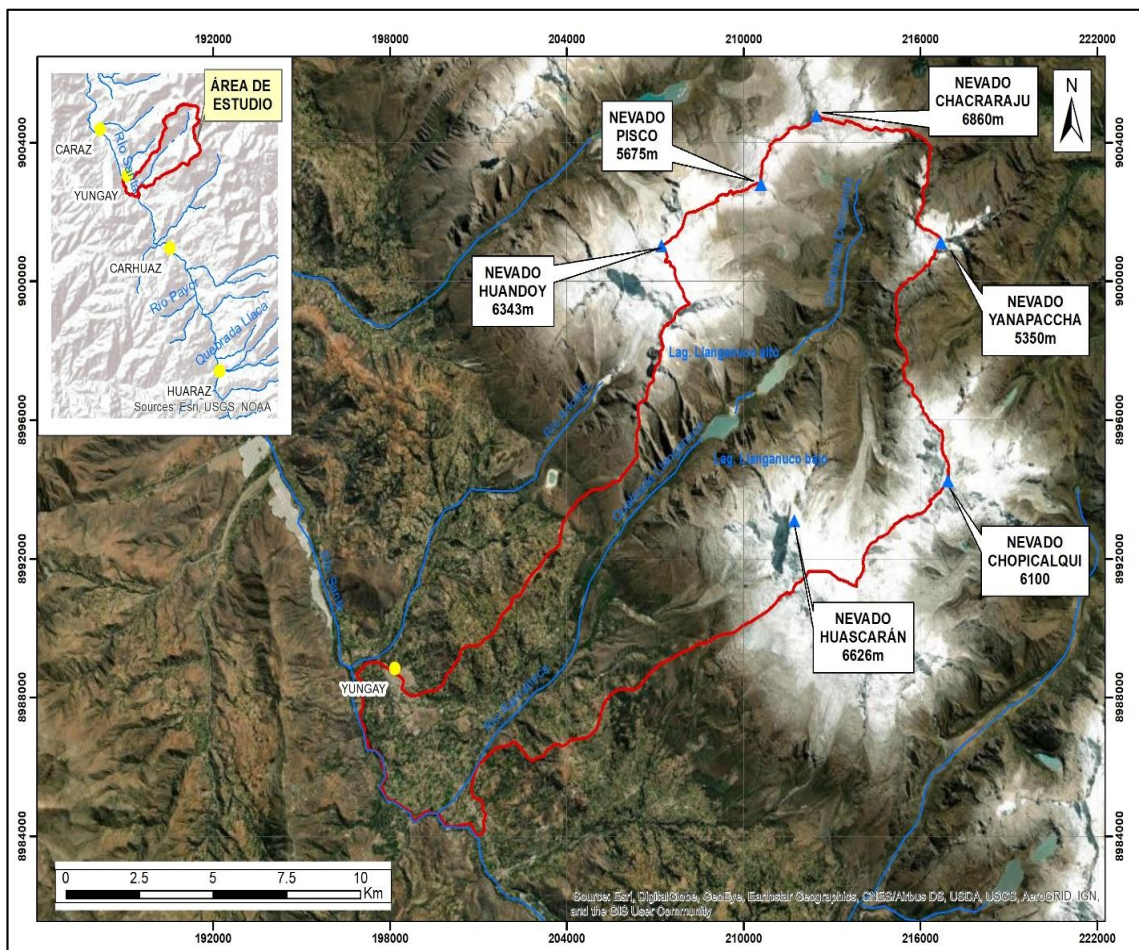


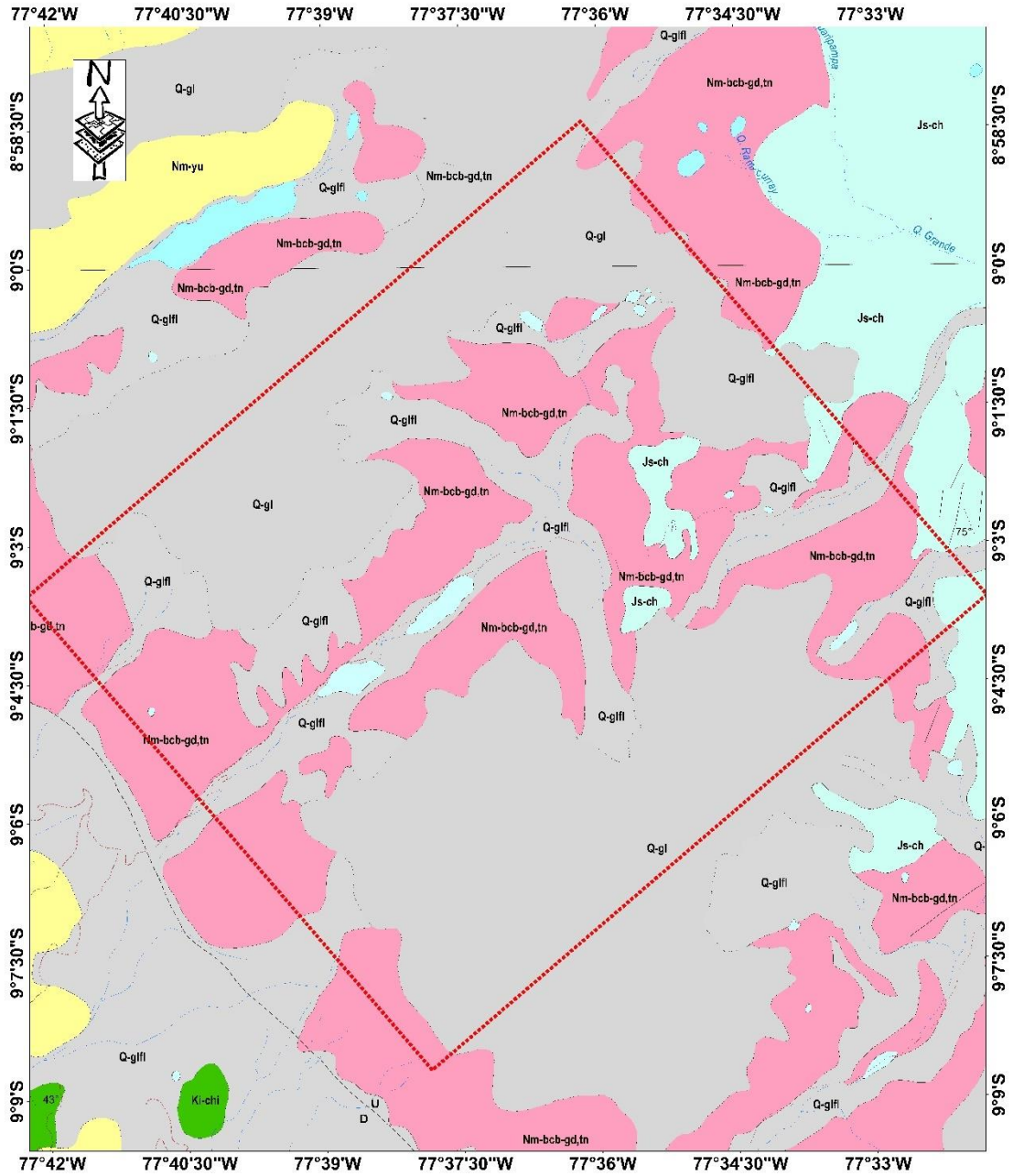
FIGURA 11. MAPA DE UBICACIÓN DEL VALLE RANRAHIRCA (ELABORACIÓN PROPIA).

4.4.2. Características geológicas

La subcuenca Ranrahirca se caracteriza por presentar una “pampa” de 760 000 m² a una gran altura que se caracteriza por ser un área rica en materiales inconsolidados orgánicos superpuestos a los depósitos glaciares (Mark & Mckenzie, 2007), caracterizados por acumulaciones matriz de arcillas, limos y arenas. Además, la cuenca está conformada por rocas intrusivas y sedimentarias como la granodiorita y Tonalita, rocas sedimentarias que han sido instruidas por rocas plutónicas (Baraer et al., 2014).

El relieve fue modelado por la erosión glaciaria y la formación Yungay (Nm-yu). Las rocas más antiguas que se han identificado en la cuenca pertenecen a la formación Yungay, que es una composición de una gruesa secuencia de rocas piroclásticas del Mioceno Superior. A su vez, estas han sido cubiertas en su mayoría por depósitos del cuaternario principalmente por morrenas y fluvio-glaciares del depósito glaciario, fluvial (Sevink, 2008) cubriendo la falla principal que separa el Batolito de la Cordillera Blanca de la formación Yungay.

La subcuenca Ranrahirca presenta depósitos pliocénicos conformados por conglomerados de clastos de rocas volcánicas debido a la presencia de rocas ígneas relacionadas a los procesos de mineralización, perteneciente al Batolito de la Cordillera Blanca (Mioceno Tardío) siendo el tipo de roca Granodiorita – Tonalita (Rodríguez et al., 2011). A continuación, un mapa geológico (Figura 12) de la zona de estudio a una escala 1/25000.



UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS			ROCAS INTRUSIVAS Y SUBVOLCÁNICAS	
Depósito glaciar, fluvial	Q-gflf	Gravas subredondeadas a subangulosas, polimicticas con matriz limoarenosa		
Depósito glaciar	Q-gl	Acumulaciones de bloques subangulosos con matriz de arcillas, limos y arenas. Incluye depósitos de morrena		
Formación Yungay	Nm-yu	Toba blanca o gris clara, friable y pobremente estratificado, algunos niveles llevan clastos de rocas sedimentarias.	Nm-bcb-gd, tn	Granodiorita, Tonalita
Formación Chimú	Ki-chi	Areniscas cuarzosas blancas masivas en estratos de 1 a 3 m de grosor		
Formación Chicama	Js-ch	Limoarcillitas grises a gris oscuras, intercaladas con delgados y esporádicos estratos (10 a 20 cm) de areniscas, cuarzos y niveles de carbón		

FIGURA 12 MAPA GEOLÓGICO DE LA SUBCUENCA RANRAHIRCA.

4.4.3. Características climáticas

La precipitación promedio en la cuenca proviene del Amazonas y el Atlántico, es entre 800 – 1200 mm.a-1 que ocurren en gran porcentaje entre octubre y mayo (Bury et al. 2011). Su variabilidad a escala regional junto a la circulación atmosférica a gran escala es el principal factor en los balances de masa al final del ciclo hidrológico (Condom et al. 2011).

La estacionalidad de las precipitaciones en la cuenca depende del desplazamiento de la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT) hacia su posición más septentrional que ocurre durante el verano boreal (Úbeda et al., 2018; Úbeda et al., 2017; Johnson, 1976). Es controlada en los trópicos por el South American Summer Monsoon (SASM) de la cual la ZCIT es uno de sus componentes principales (Sylvestre, 2009; Nogués – Paegle, et al. 2002).

Episodios relacionados a la disminución de las precipitaciones junto a un aumento de la temperatura media del aire en la cuenca, se han observado en escalas de cientos a miles de años a causa del fenómeno del Niño (ENSO). Esto genera un aumento de la evaporación y de la humedad relativa significando una transferencia de calor activa y por lo tanto un retroceso glaciar (Pouyaud et al. 1998). Por otro lado, episodios del fenómeno de La Niña se han asociado con condiciones frías y húmedas de mayor incidencia en el Altiplano, que se han traducido en un incremento de las precipitaciones sólidas (Rabatel et al., 2013).

4.5. Técnicas e instrumentos para la recolección de la información.

Se han seguido una serie de técnicas e instrumentos por cada etapa propuesta en el plan operativo:

Etapa 1: Cartografiado geomorfológico de la vertiente occidental de la subcuenca Ranrahirca

Técnica:

- a) Georreferenciación de fotografías aéreas: Técnica que permite utilizar fotografías aéreas que no tienen referencia espacial y que no pueden ser utilizados en el software ArcGIS.
- b) Georreferenciación de mapas: Técnica que permite utilizar mapas de libros que no tienen referencia espacial y que no pueden ser utilizados en el software ArcGIS.
- c) Delimitación de glaciares actuales y cartografiado de paleoglaciares: Esta técnica se desarrolla en el software ArcGIS permitiendo calcular las extensiones en km².

Instrumentos:

- a) Fotografías aéreas escaneadas por el Instituto Geológico, Minero y Metalúrgico (INGEMMET)
- b) Mapas de boletines de la Autoridad Nacional del Agua (ANA)
- c) Elaboración Propia en el software ArcGIS 10.5

Etapa 2: Reconstrucción 3D de glaciares actuales y paleoglaciares

Técnica:

- a) Delimitación y segmentación de Líneas de Flujo: Conociendo las áreas por donde discurre el glaciar permite generar los centroides que representan espesores a lo largo del glaciar.
- b) Interpolaciones 3D Topo To Raster: Técnica que permite extrapolar puntos que contienen valores de espesores. Así, es posible generar raster de espesores a lo largo de toda el área glaciar y paleoglaciar.

Instrumentos:

- a) GlaBTop Tool y GlaRe Tool-para-ArcGIS 10.5 creadas por Linsbauer et al., 2012 y Pellitero et al., 2016
- b) Elaboración propia usando la herramienta *Interpolation Tool* de ArcGIS 10.5

Etapa 3: Cálculo de la ELA geomorfológica

Técnica:

- a) Regresión lineal: Técnica estadística aplicada a los datos de balance de masa obtenidos de los trabajos de campo en el Artesonraju. Su uso permitió obtener dos datos importantes: a) Debido a que los datos se obtienen de balizas instalados a lo largo del glaciar, se necesitó determinar la altura donde el balance de masa es cero (o ELA de Monitoreo); b) Se estimó un Balance Ratio (BR) representativo para la Cordillera Blanca (ante la ausencia de datos en el área de estudio).
- b) ELA AABR: Técnica que permite estimar la altura a la que se encuentra la ELA, dividiendo así en zona de acumulación y zona de ablación los glaciares y paleoglaciares delimitados.

Instrumentos:

- a) Elaboración propia de una Hoja de Excel programada estadísticamente para el cálculo de la ELA de monitoreo.
- b) ELA calculation para ArcGIS 10.5 creada por Pellitero et al., 2015.

Etapa 4: Reconstrucción de la ELA climática

Técnica:

- a) Modelamiento del balance de masa: Técnica que permitió reconstruir el balance de masa altitudinalmente resolviendo las ecuaciones de acumulación y ablación. Hace uso de datos de temperatura del aire, temperatura superficial del hielo y precipitación obtenidos por la estación automática del proyecto CRYOPERU.

Instrumentos:

- a.1) Estación meteorológica automática instalada por el proyecto CRYOPERU
- a.2.) Elaboración propia de una Hoja de Excel programada que resolverá automáticamente las ecuaciones involucradas en el balance de masa glaciar.

Etapa 5: Evaluación del cambio climático

Técnica:

- a) Ecuación de Porter: Técnica que relaciona el aumento de la temperatura del aire con el desnivel entre las ELAs geomorfológicas multiplicadas por el Gradiente Adiabático Vertical del aire (0.0065 °C/km).

Instrumentos:

- a) Elaboración propia de una Hoja de Excel programada que resuelve automáticamente la ecuación de Porter permitiendo calcular la variación de la temperatura del aire para toda la vertiente occidental de la subcuenca Ranrahirca.

Etapa 6: Pronósticos de escenarios de deglaciación futura

Técnica:

- a) Forzamiento ELAg – ELAc: Considerando la hipótesis que la ELAg tiende a buscar el equilibrio con el clima, nos permitió: Si durante la Pequeña Edad de Hielo ocurrió, entonces forzaríamos los valores de la precipitación y temperatura del aire para que se equilibren. Por lo que nos permitió estimar una paleoprecipitación. Por otro lado, dicho equilibrio también debería ocurrir en el futuro, permitiendo estimar las pérdidas de las zonas de acumulación y aumento de las zonas de ablación.

Instrumentos:

- a) Elaboración propia de una Hoja de Excel programada que automáticamente responde a las variaciones de variables climáticas permitiendo buscar estimar la altitud de la ELA climática bajo diferentes escenarios de cambio climático.

4.6. Análisis y procesamiento de datos.

Para cada una de las etapas propuestas en el plan operacional, se realizó un procesamiento y análisis de los resultados utilizando el software Excel:

Etapa 1: Cartografiado geomorfológico de la vertiente occidental de la subcuenca Ranrahirca

En esta etapa se procesaron los datos con:

- Gráficas de distribución altitudinal de las áreas de las superficies glaciares y paleoglaciares delimitados: Permitted observar cómo han evolucionado las masas glaciares desde el frente glaciar hasta la cima en rangos de cada 100 m.

Etapa 2: Reconstrucción 3D de glaciares actuales y paleoglaciares

En esta etapa se procesaron los datos con:

- Gráficas de distribución porcentual de espesores: Permitted observar que rango de espesores predominan a lo largo de las superficies glaciares. A su vez, permitió comparar con los espesores de los paleoglaciares y ver su

evolución. De esta manera, se analizó si aún se conservan masas de hielo de gran potencia; además de estimar qué zonas son sensibles a futuros riesgos por masas de hielo inestables.

- Gráficas de distribución altitudinal de los volúmenes de glaciares y paleoglaciares: Permitted analizar los millones de m³ que se han perdido desde la Pequeña Edad de Hielo a la actualidad. Además, de ayudar a determinar que zonas aportan más al caudal hídrico.

Etapa 3: Cálculo de la ELA geomorfológica

En esta etapa se procesaron los datos con:

- Gráfica de 3 ejes: Donde se pudo observar la evolución de las ELAs vs tiempo vs Área vs Volumen.

Etapa 4: Reconstrucción de la ELA climática

En esta etapa se procesaron los datos con:

- Hoja de Excel programada que resolvió automáticamente las ecuaciones involucradas en el balance de masa glaciar. Esto permitió eliminar valores atípicos registrados por el dataloger y determinar la Gradiente Vertical que se aplicó desde el frente a la cima glaciar.
- Hoja de Excel programada que permitió detectar y eliminar valores atípicos registrados por la estación meteorológica automática de la temperatura del aire y de la precipitación sólida. Así se pudo determinar su Gradiente Vertical que se aplicó desde el frente a la cima glaciar.

Etapa 5: Evaluación del cambio climático

En esta etapa se procesaron los datos con:

- Hoja de Excel programada que resuelve automáticamente la ecuación de Porter, 2000. Permitted el cálculo de la Variación de la temperatura del aire comparando con la variación de las superficies glaciares y su volumen de cada periodo. Así de esta manera se analizó cómo ha impactado el cambio climático en los glaciares de la vertiente occidental de la subcuenca Ranrahirca.
- Gráfica de 3 ejes: Donde se pudo observar la evolución de las ELAs vs temperatura del aire vs Área.

Etapa 6: Pronósticos de escenarios de deglaciación futura

En esta etapa se procesaron los datos con:

- Gráficas de Area glaciar vs ELA climática: Estos datos fueron plasmados en 4 gráficas de Δ Área (acumulación) vs Escenario futuro (ELA (+1°C), ELA (+2°C), ELA (+3°C), ELA (+4°C)).

Por otro lado, cada una de estas gráficas también están adecuadas en tablas que servirán como datos para futuras investigaciones. Forman parte de los anexos de esta investigación.

4.7. Aspectos Éticos en Investigación

La presente tesis titulada, “EL IMPACTO DEL CAMBIO CLIMÁTICO EN LA EVOLUCIÓN GLACIAR DESDE LA PEQUEÑA EDAD DE HIELO, EN LA VERTIENTE OCCIDENTAL DE LA SUBCUENCA RANRAHIRCA (CORDILLERA BLANCA, ANCASH)” los tesistas señalamos que se cumple fielmente con el código de ética de investigación de la Universidad Nacional del Callao, aprobado por RDU N° 210-2017-CU.

V. RESULTADOS

5.1.- Resultados descriptivos

Todo el procedimiento se llevó a cabo en el programa ArcGIS 10.5. Los materiales utilizados han sido: fotografías aéreas de las líneas de vuelo sobre los Andes peruanos de 1962-1963, que fueron recopiladas gracias al proyecto CRYOPERU (144-2015). Se adquirió una imagen satelital Pléyades y su Modelo Digital de Elevación (DEM) de 4m de resolución del área de estudio. Estos insumos fueron proporcionados por el Instituto Geológico, Minero y Metalúrgico del Perú (INGEMMET).

5.1.1. Etapa 1: Cartografiado geomorfológico de la vertiente occidental de la subcuenca Ranrahirca

- Georreferenciación

Fotografías aéreas de 1962 y mapas de libros y boletines fueron escaneados, por lo que carecían de referencia espacial para ser procesado en el software ArcGIS. Se escanearon un total de 8 imágenes (6 fotos aéreas y 2 mapas) que abarcaron la totalidad de la cuenca y fueron guardadas en formato .TIFF que es la extensión que admite ArcGIS. Además, se contó con una imagen satelital Pléyades con una resolución de 4 m de la zona de estudio que al abrirla en el software si se ubica en la posición correcta debido a que sí está bien referenciada.

El proceso consistió en ubicar zonas (o puntos de control) que hayan permanecido en el tiempo y que puedan ser ubicadas en las fotografías aéreas y mapas; así como, en la imagen satelital. Por lo general, los puntos de control son picos de montaña, ríos, rocas, confluencia de aguas, etc. Entonces, se empezó a trasladar la fotografía aérea/mapa con los puntos marcados hacia el mismo punto marcado en la imagen satelital. Esta técnica se denomina “georreferenciación de imagen a imagen”. Se establecieron de 140 a 224 puntos de control (Figura 13) para cada una de las fotografías y mapas.

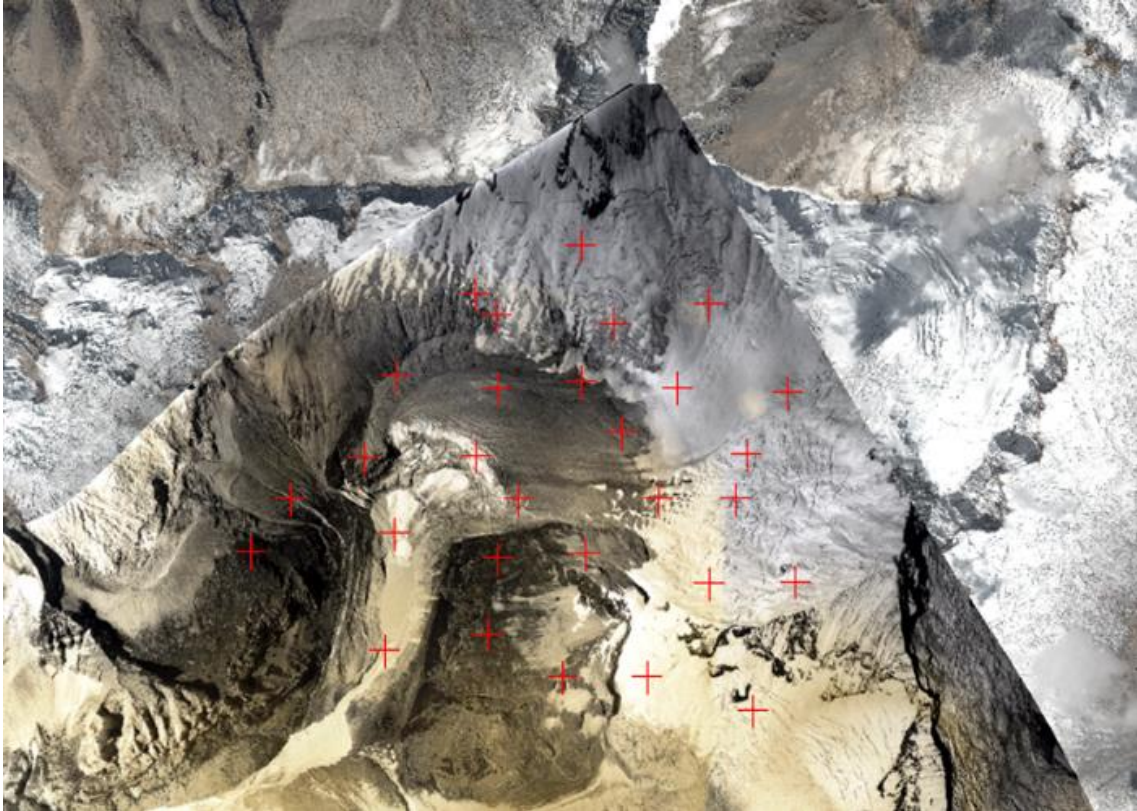


FIGURA 13. FOTOGRAFÍA CON SUS PUNTOS DE CONTROL USADO EN EL PROCESO DE GEORREFENCIACIÓN.

5.1.2. Etapa 2: Reconstrucción 3D de glaciares actuales y paleoglaciares

- Delimitación de los glaciares actuales y paleoglaciares

El procedimiento consistió en delimitar los glaciares actuales usando una imagen satelital de alta resolución tomada en la temporada seca. La delimitación toma en cuenta que la cabecera de circos es límite superior y desde ahí el glaciar se extiende vertiente abajo (Figura 14).



FIGURA 14. DELIMITACIÓN GLACIAR TOMANDO EN CONSIDERACIÓN EL INICIO DE ARRANQUE EL CIRCO GLACIAR.

Por su parte, la delimitación de los paleoglaciares de 1962 fueron cartografiado teniendo previamente la delimitación de los glaciares actuales y las fotografías aéreas georreferenciadas. Además, los circos glaciares se han mantenido en el tiempo, por lo los paleoglaciares tienen el mismo inicio y se diferencia en la extensión que alcanzan en su punto más bajo (Figura 15).

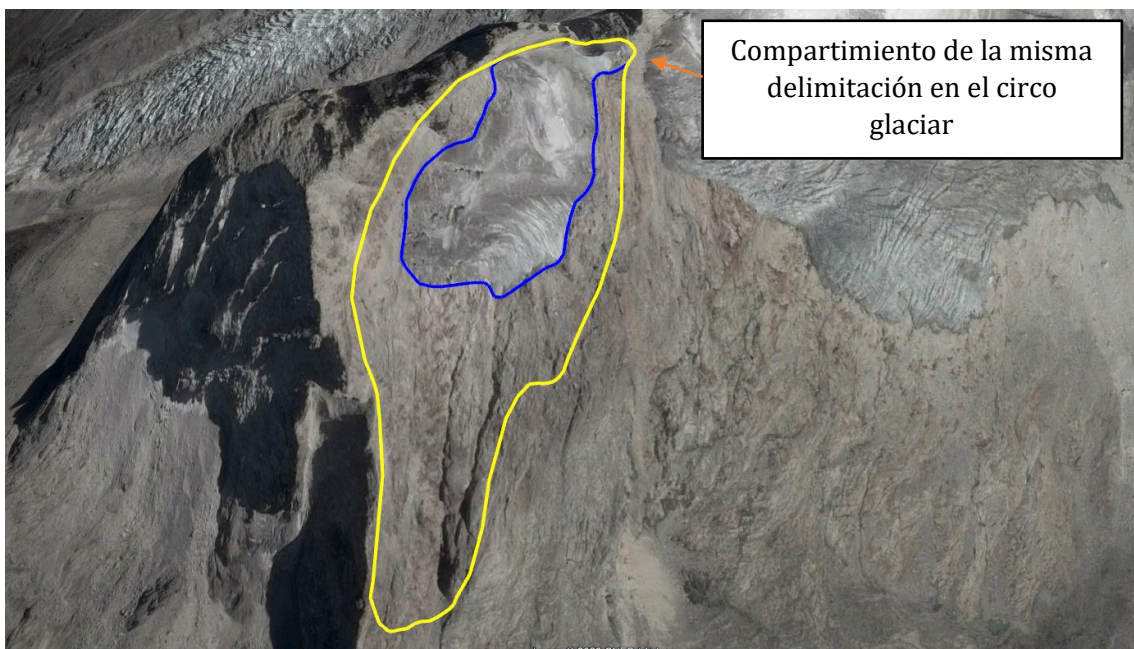


FIGURA 15. COMPARTIMIENTO DE DELIMITACIÓN GLACIAR ENTRE EL GLACIAR ACTUAL Y EL PALEOGLACIAR.

Mientras que, los paleoglaciares de la PEH se realizó teniendo en cuenta el cartografiado geomorfológico de las geformas de origen glaciar. La delimitación del área glaciar para la Pequeña Edad de Hielo, 1962 y 2016 distribuido en los seis nevados que conforman la subcuenca Ranrahirca se muestran en la Figura 16. El cálculo de la extensión para cada periodo sólo ha sido considerando masas de hielo descubiertas. Si bien es cierto, las áreas cubiertas por bloques representan también una fuente hídrica, presentan un dinamismo diferente. Por este motivo, no se tomó en consideración en el cartografiado 2016 y 1962.

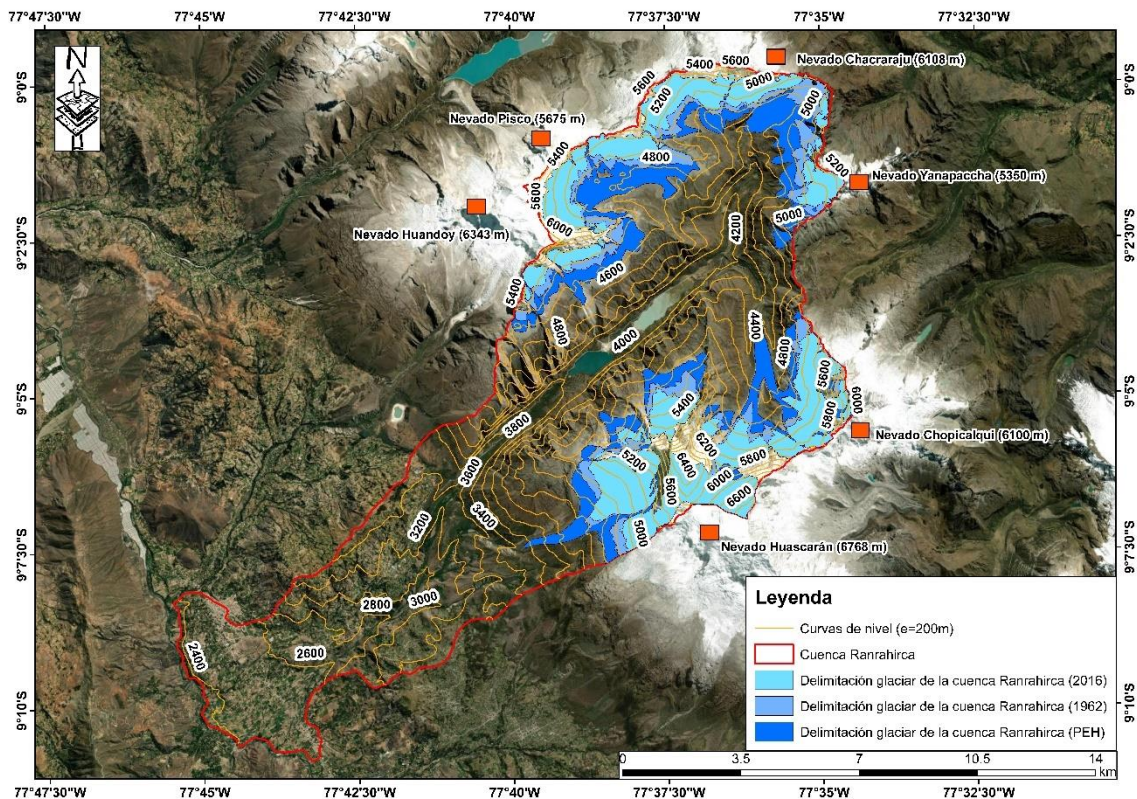


FIGURA 16. DELIMITACIÓN GLACIAR DE LOS ESCENARIOS: PEQUEÑA EDAD DE HIELO, 1962 Y 2016.

- Reconstrucción 3D de glaciares actuales con GlaBTop

La herramienta GlaBTop está basado en una “plasticidad ideal” del hielo, el principio de esta metodología considera que el glaciar no se ha deformado para liberar la presión aplicada, sino que se ha moldeado a la topografía basal. De esta manera, relaciona de manera inversamente proporcional su espesor con la pendiente superficial.

La reconstrucción 3D de los glaciares actuales con GLABTOP se realizó siguiendo la propuesta por Linsbauer 2009; Linsbauer et al, 2012, Paul & Linsbauer, 2012; y requirió de tres elementos de entrada para su funcionamiento: 1) La digitalización de las Líneas de Flujo, 2) Un Modelo de Elevación Digital actual (MED) y 3) La cartografía detallada de los glaciares actuales.

El procedimiento para el funcionamiento correcto de GlabTop consistió: Primero, se digitaron de manera manual las Líneas de Flujo de manera manual teniendo en consideración los circos que son el área fuente de los glaciares (Figura 17).

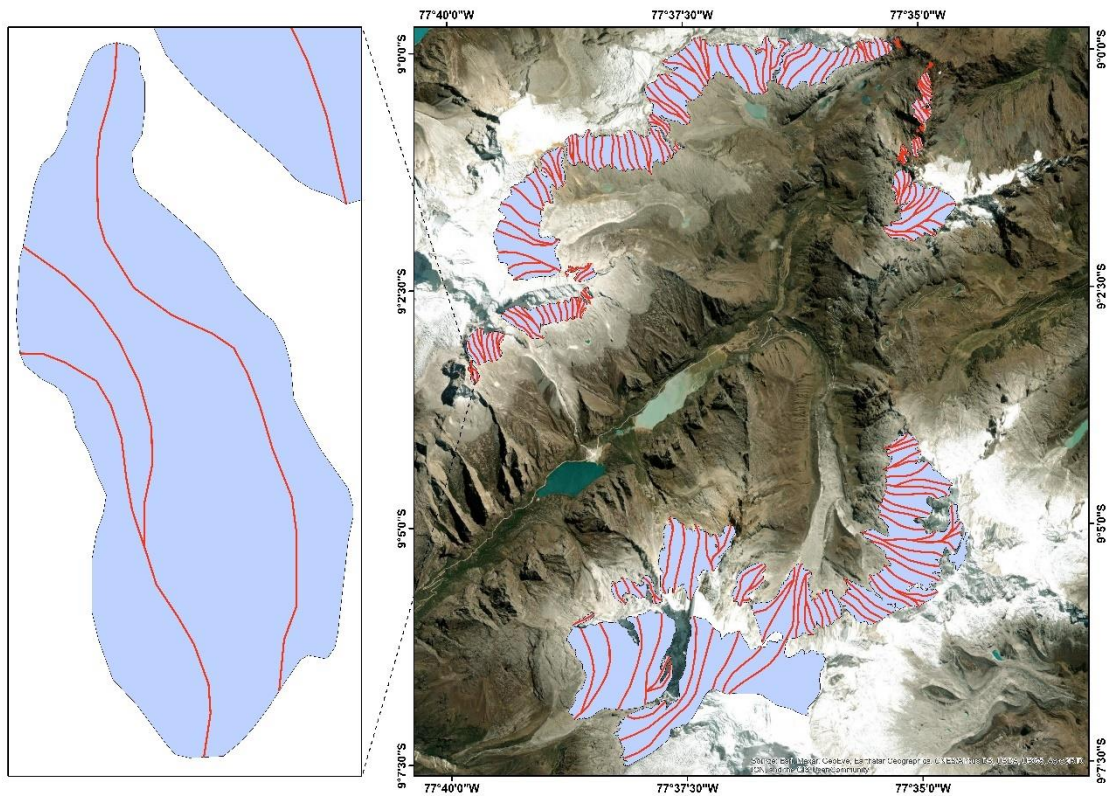


FIGURA 17. DIGITACIÓN DE LOS BRACHLINES PARA LA DELIMITACIÓN GLACIAR ACTUAL (2016).

Segundo, se segmentó cada Línea de Flujo según la equidistancia de las curvas de nivel (cada $e=50$ m; Figura 18).

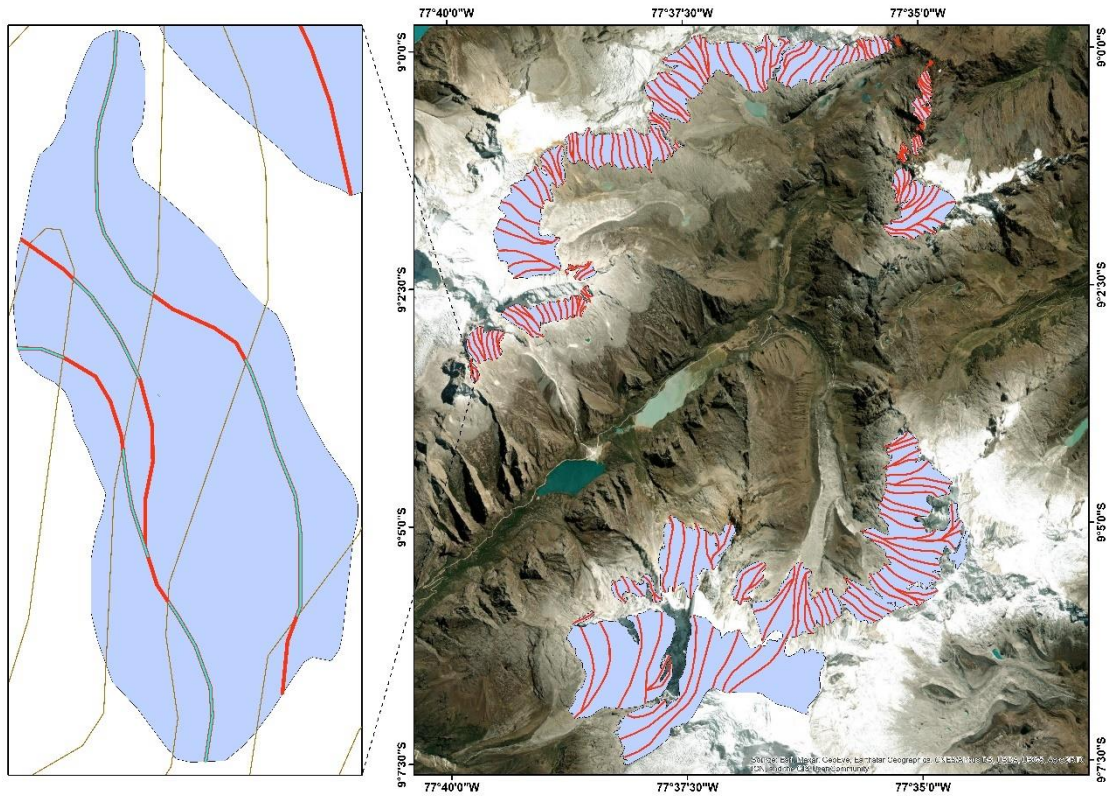


FIGURA 18. SEGMENTACIÓN DE LOS BRACHLINES CON LAS CURVAS DE NIVEL (E= 50 M).

Tercero, se generó un centroide por cada segmento cuya denominación fue “Espesores centrales” (Figura 19).

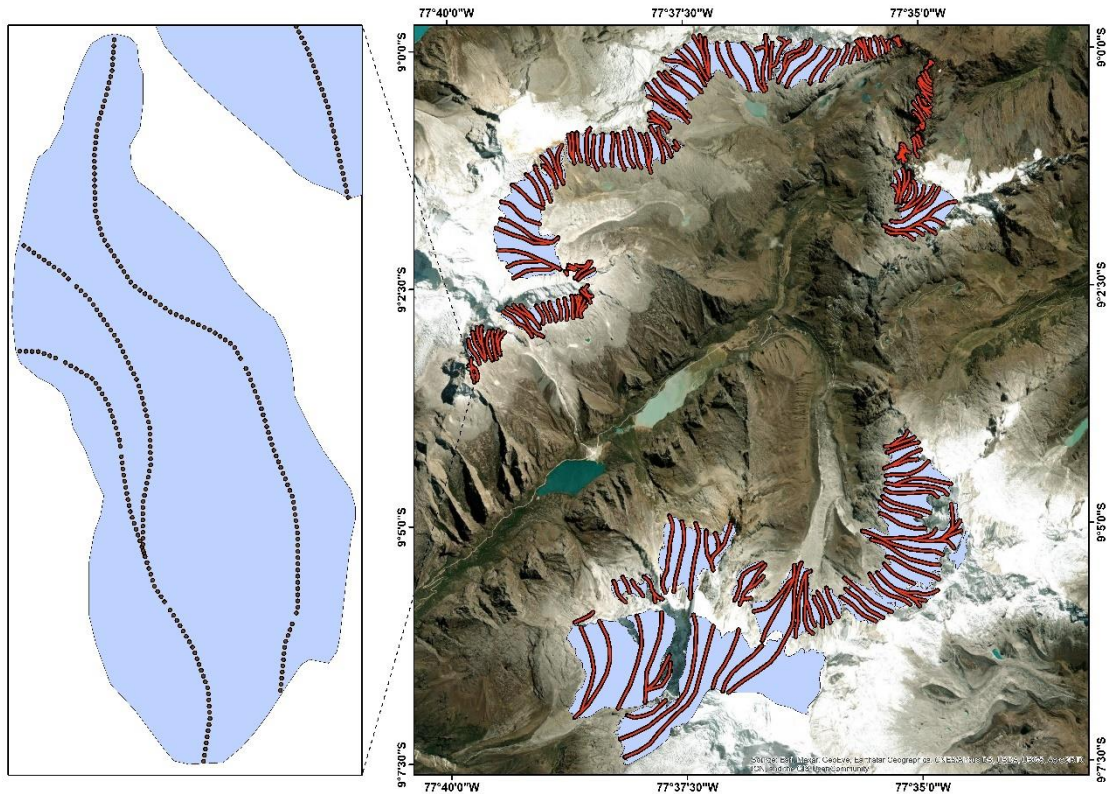


FIGURA 19. GENERACIÓN DE LOS ESPESORES CENTRALES A LO LARGO DE LOS BRACHLINES DE LA DELIMITACIÓN GLACIAR ACTUAL (2016).

A su vez, se generaron centroides a lo largo de cada segmento, pero esta vez con una distancia de 4m; que es el tamaño de la resolución de la imagen satelital. Estos centroides se denominaron “Espesores continuos”. GlaBTop comienza a calcular los espesores en función de la pendiente media considerando sólo pendientes $> 3^\circ$. Para ello, se resolvió la ecuación (3):

$$d = \frac{t}{(p * g * f * \sin \alpha)} \quad (3)$$

Donde: d = espesor del hielo (m), t = fuerza de cizallamiento (kg/ms^2), p = densidad del hielo (kg/m^3), g = aceleración de la gravedad ($9.81 \text{ m}/\text{s}^2$), f = factor de forma del hielo (0.8) y $\sin \alpha$ = seno de la pendiente del lecho rocoso subglaciar.

La fuerza de cizallamiento varía de acuerdo a la altura de la montaña, por ese motivo debe calcularse de manera independiente. Se realizó resolviendo la ecuación (4) que relaciona empíricamente la altura de la montaña con el flujo glaciar (Haeberli & Hoelzle, 1995):

$$t = 0.005 + 1.598 \Delta H - 0.435 \Delta H^2 \quad (4)$$

Donde: t = Fuerza de cizallamiento y H = Altura de la montaña. Resolviendo ambas ecuaciones se procedió a calcular los espesores e insertándolo solamente en los centroides “Espesores centrales” (Figura 20).

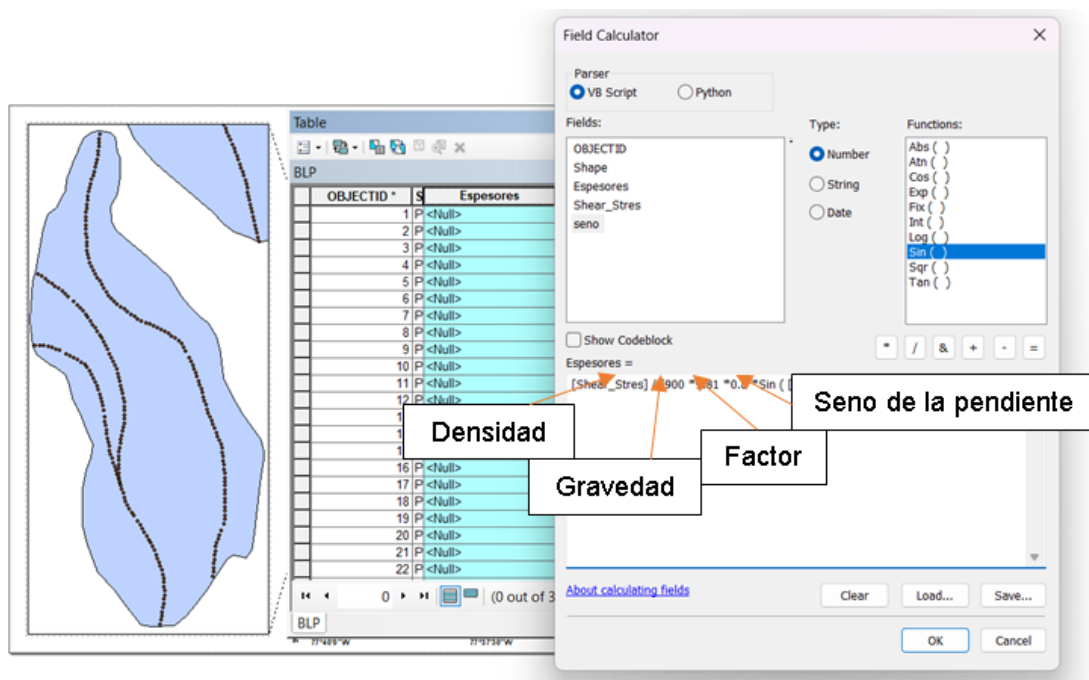


FIGURA 20. ECUACIÓN DEL CÁLCULO DE ESPESORES INSERTADO EN EL PROGRAMA ARCGIS 10.8.

Quinto, se realizó la interpolación de los “Espesores centrales” con la herramienta IDW-ArcGIS configurando que tome como mínimo dos puntos para evitar valores vacíos. De esta interpolación, se extrajeron los valores para los “Espesores continuos”. Finalmente, se interpolaron los “Espesores centrales” y los “Espesores continuos” con la herramienta *Topo to Raster* – ArcGIS teniendo como limite el margen de los glaciares actuales delimitados. Como resultado se obtuvo el rango de espesores en toda el área glaciar (Figura 21).

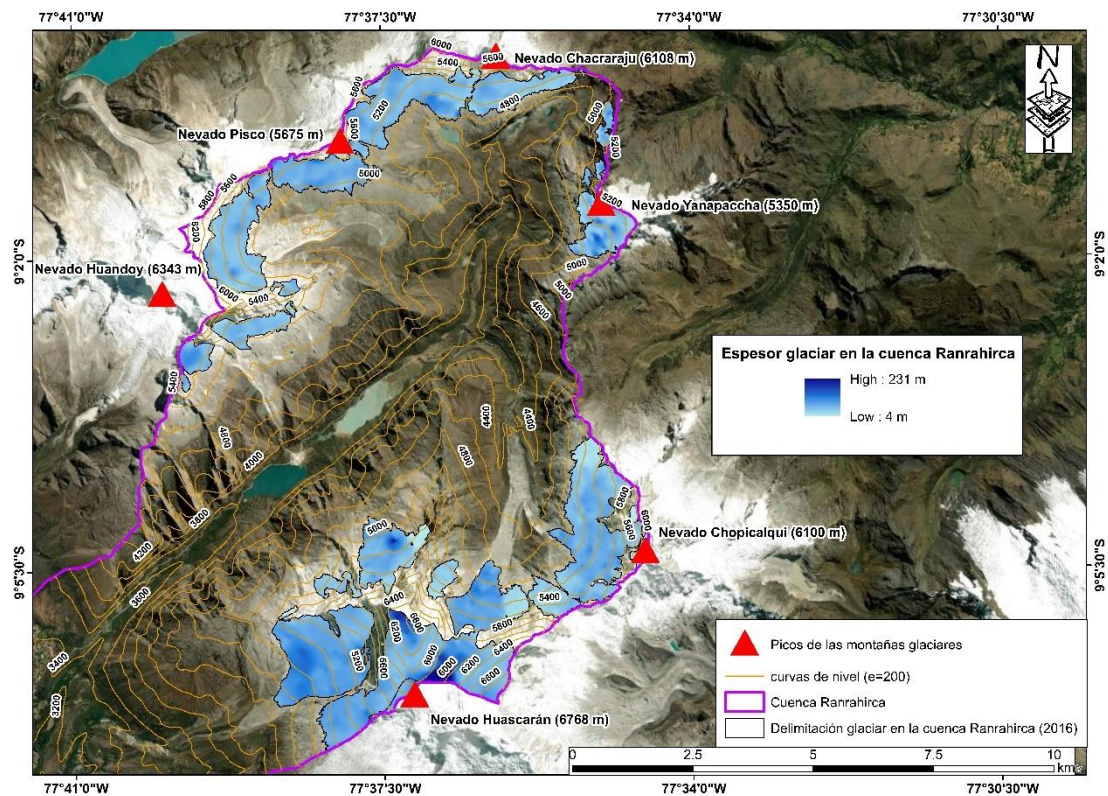


FIGURA 21. RANGO DE ESPESORES DE LA DELIMITACIÓN GLACIAR ACTUAL (2016).

Adicionalmente, sabiendo que se necesitaba conocer la topografía basal se procedió a sustraer al DEM general del área de estudio el raster de los espesores generados por GlaBTop.

- Reconstrucción 3D de paleoglaciares con GlaRe

Se reconstruyeron los paleoglaciares semi-automáticamente usando la herramienta GLARE (Pellitero et al., 2016), aplicándolo en esta tesis para los escenarios de 1962 y La Pequeña Edad de Hielo (PEH)

. La herramienta requiere de dos elementos de entrada: a) FlowLines y b) DEM de la topografía basal, en este caso, obtenido de la metodología previamente utilizada: GLABTOP.

El procedimiento para el funcionamiento correcto de GlaRe consistió: Primero, se digitaron las FlowLines (o Líneas de Flujo) que fueron ser digitalizados de manera manual para cada glaciar, cuyo inicio y final deben interceptar la delimitación paleoglaciar (Figura 22). Segundo, se convierten las líneas de flujo en nodos con una distancia de 4 m debido a que es la resolución del DEM (Figura 23).

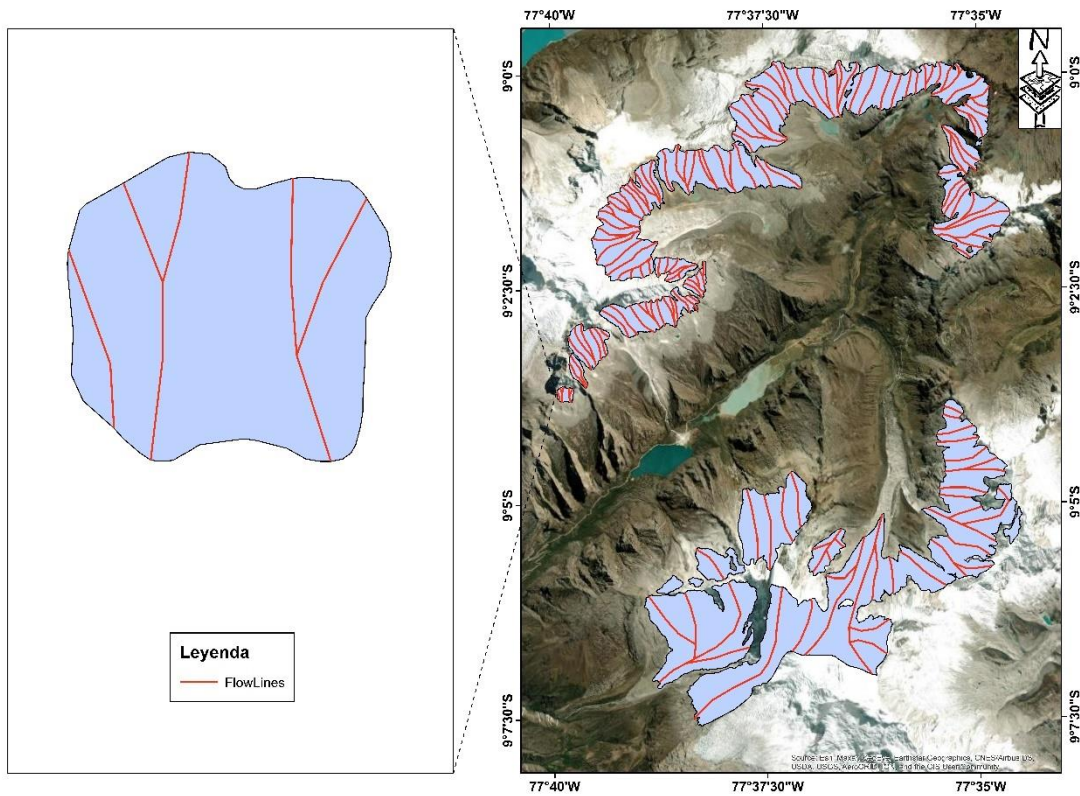


FIGURA 22. DIGITACIÓN DE FLOWLINES EN LOS GLACIARES DEL ESCENARIO DE 1962.

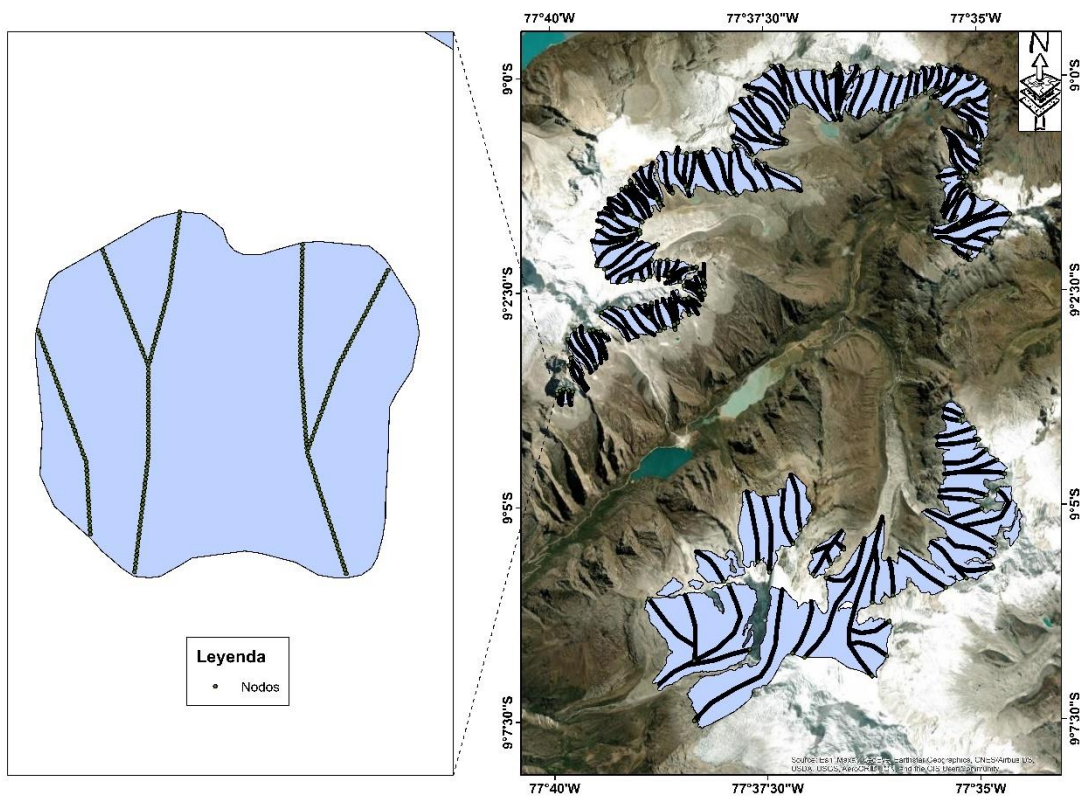


FIGURA 23. NODOS GENERADOS A LO LARGO DE LOS FLOWLINES DIGITALIZADOS.

Tercero, la herramienta GlaRe resuelve automáticamente la ecuación (5) propuesta por Van Der Veen, 1999 para calcular los espesores en cada nodo:

$$h^2_{i+1} + h_{i+1}(b_i + b_{i+1}) + h_i(b_{i+1} - H_i) - \frac{2\Delta x t_{av}}{Fg} = 0 \quad (5)$$

Donde: h = elevación de la superficie del glaciar (m), b = altura de la topografía basal (m), t_{av} = esfuerzo de cizallamiento (kg/ms^2), F = factor de forma (adimensional); Δx = Longitud entre nodos (m) y H = espesor del hielo (m).

Todos los parámetros requeridos para la solución de la ecuación fueron obtenidos del DEM excepto el factor de forma que es un valor representativo de la resistencia del hielo a desplazarse vertiente abajo. El hielo glaciar deja huella de la altura a la que alcanzó y se conoce como morrenas laterales. El factor de forma se obtiene resolviendo la ecuación (6) propuesta por Nye, 1952:

$$F = \frac{A}{h \times P} \quad (6)$$

Donde: F = Factor de forma (adimensional), A = Área de la sección transversal del valle donde se evidencia una morrena lateral y P = El perímetro de la sección transversal del valle donde se evidencia una morrena lateral (Figura 24).

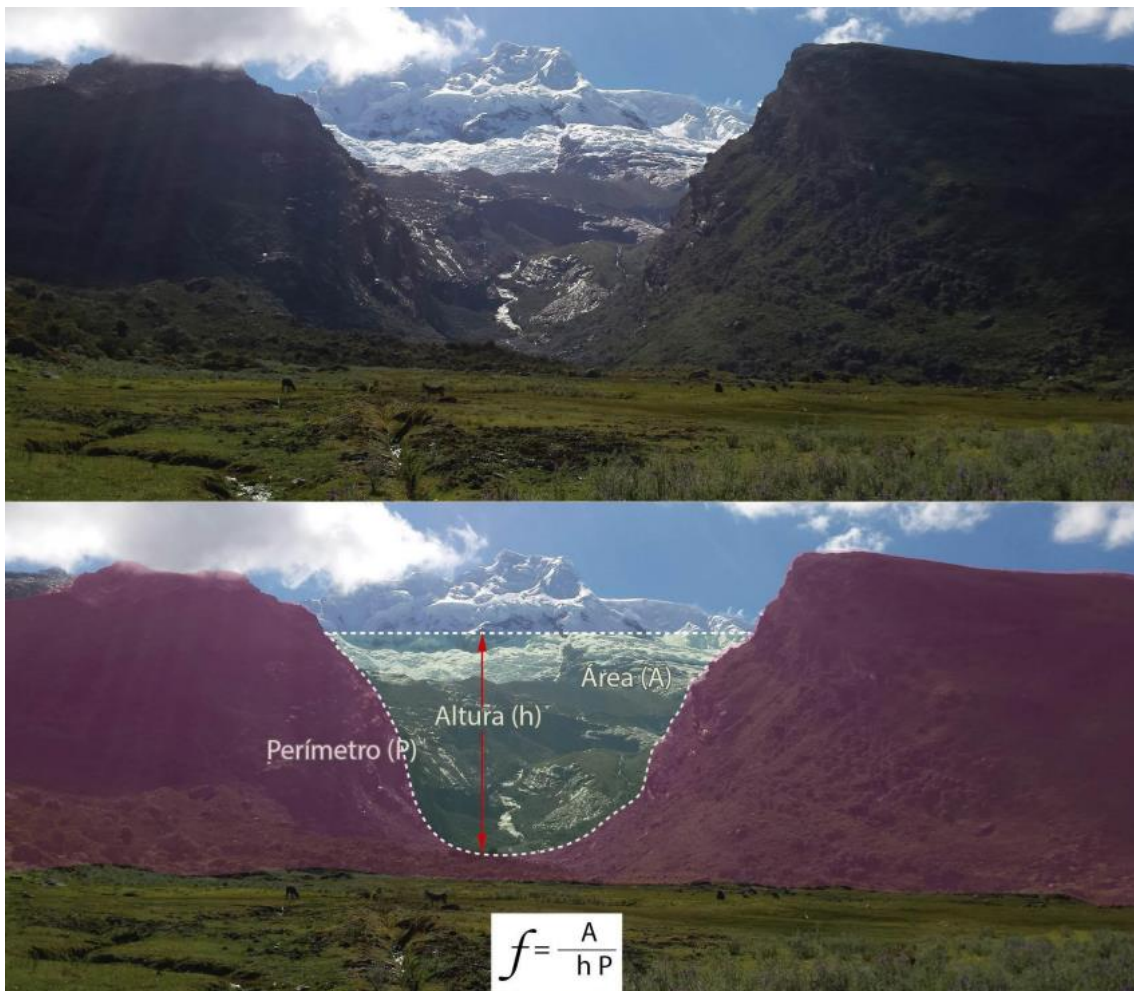


FIGURA 24. METODOLOGÍA PARA EL CÁLCULO DEL FACTOR DE FORMA APLICADO EN PALEOGLACIARES.

Cuarto, el último paso consistió en interpolar con la herramienta Topo to Raster – ArcGIS todos los nodos que contienen todos los valores de espesores de los paleoglaciares. Este último paso generó un raster de espesores de toda el área glaciar para los escenarios de 1962 y La Pequeña Edad de Hielo (Figura 25 y Figura 26).

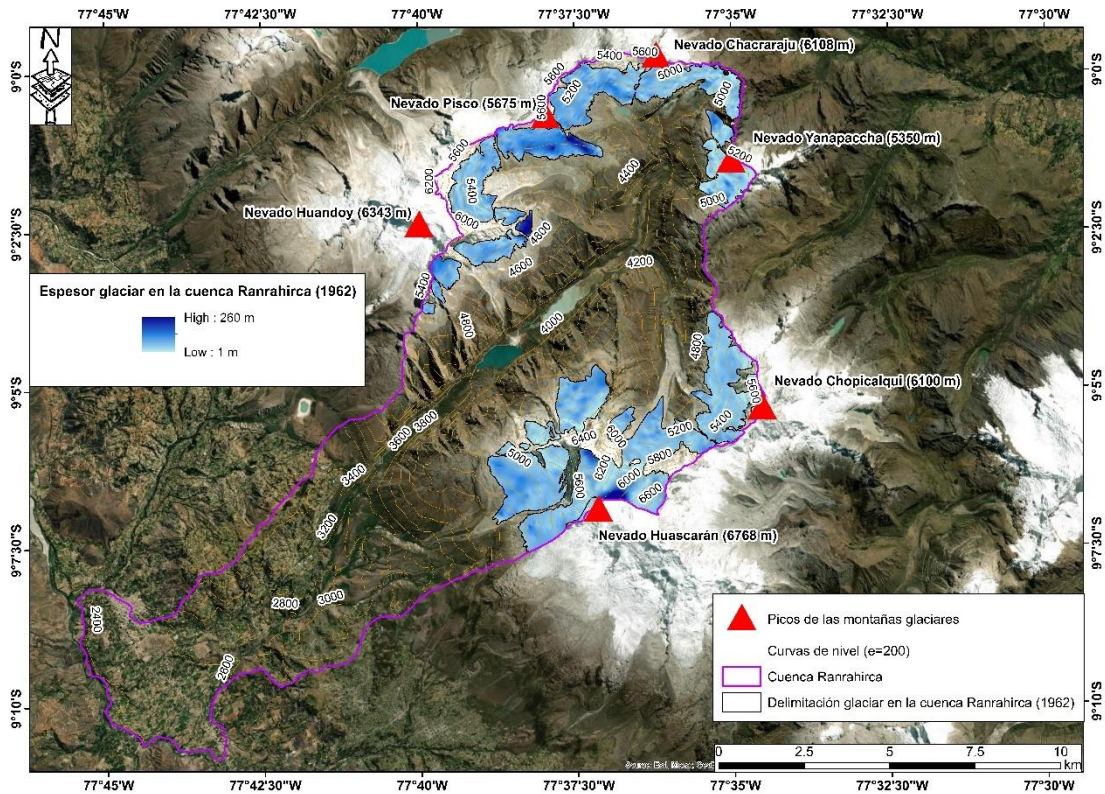


FIGURA 25. RANGO DE ESPESORES DE LOS PALEOGLACIARES DEL ESCENARIO DE 1962.

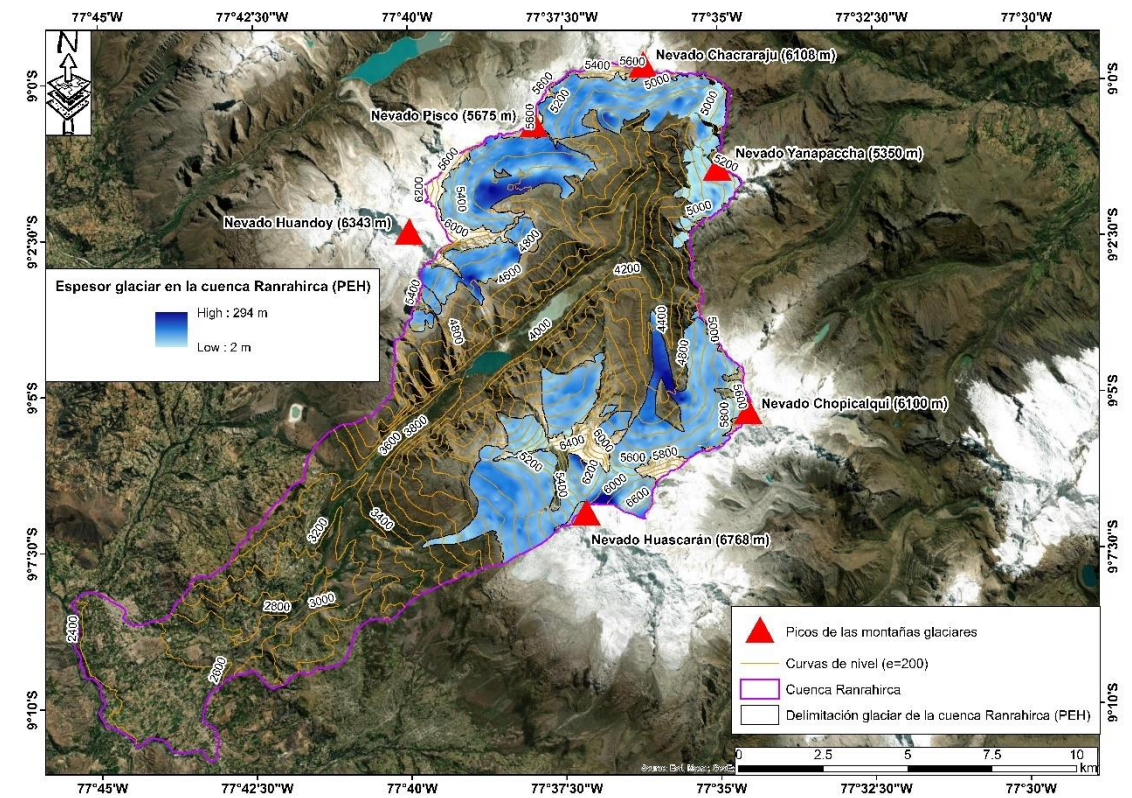


FIGURA 26. RANGO DE ESPEORES DEL ESCENARIO DE LA PEQUEÑA EDAD DE HIELO (PEH).

5.1.3. Etapa 3: Cálculo de la ELA geomorfológica

- Modelamiento del balance de masa

Con el objetivo de obtener un Balance Ratio (BR) representativo, se realizó el modelamiento del balance de masa de un glaciar de referencia de la Cordillera Blanca ubicado en la subcuenca Parón (subcuenca ubicada justo al lado de la subcuenca Ranrahirca): Glaciar Artesonraju; 8°56' S / 77°38' W. La delimitación glaciar fue proporcionada por el INAIGEM (Concha et al., 2018) que se interceptó con las curvas de nivel (e=100m) segmentándose en bandas altitudinales.

Los datos del balance de masa fueron medidos desde el 2003 al 2014 por la Autoridad Nacional del Agua (ANA) en algunos puntos donde se han instalado balizas sobre el glaciar Artesonraju (Figura 27).

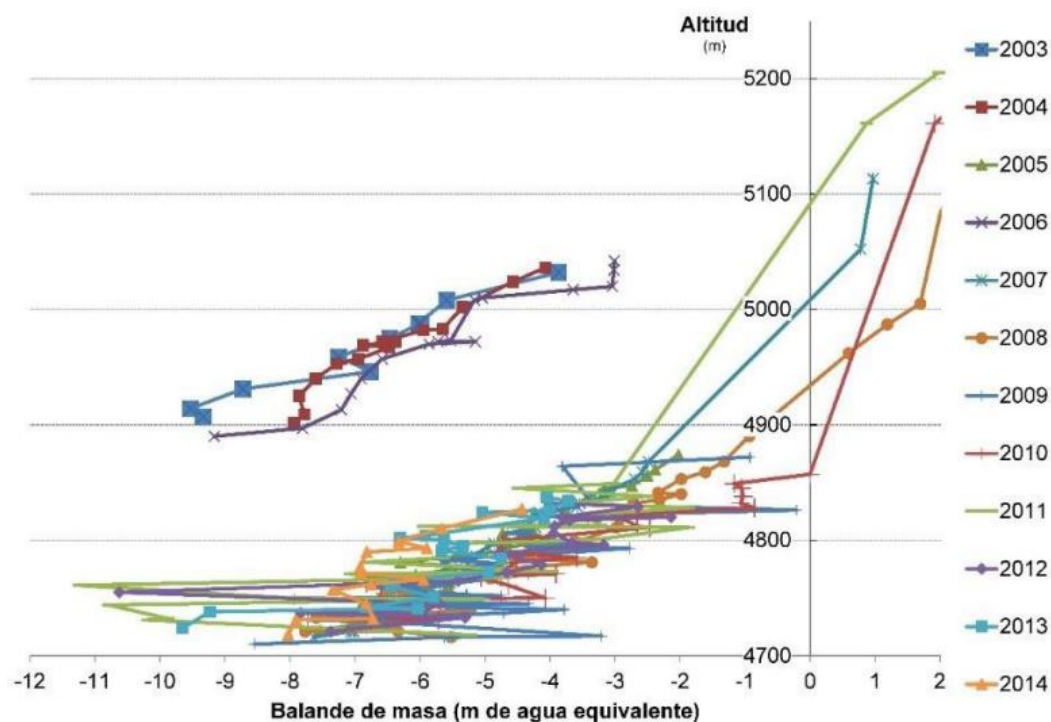


FIGURA 27. DATOS PROCESADOS DE BALANCE DE MASA DEL NEVADO ARTESONRAJU DEL 2003 - 2014.

Se configuró una hoja de Excel para predecir cuál será el balance de masa desde el frente hasta la cima del glaciar usando la herramienta *Predictor*. Así se pudo estimar donde el balance de masa es cercano o igual a 0 mm ($b = 0$ mm), que significó la ELA monitoreo para cada año de datos (Tabla 3).

TABLA 3

DATA DE BALANCE DE MASA REGISTRADO EN CAMPO EN EL NEVADO ARTESONRAJU

Año de medición	Balace de masa en todo el glaciar	ELA monitoreo
2003	-3.47	5151
2004	-3.22	5141
2005	0.74	4978
2006	-2.7	5119
2007	0.84	4974
2008	2.01	4926
2009	2.15	4920
2010	1.62	4942
2011	0.8	4976
2012	1.93	4929
2013	1.56	4944
2014	0.84	4974

Conociendo todas las ELAs de monitoreo de los años con datos (2003 – 2014) se agruparon en una gráfica de Excel para estimar la ELA representativa de los 12 años. El procedimiento consistió en generar una regresión lineal de todos los puntos, que, a su vez, generó la ecuación matemática que representó la distribución de los datos de balance de masa. La $ELA_{2003-2014}$ se calculó en un valor de 5009 m, con un R^2 de 0.861 ($ELA_{2003-2014} = 5009$; $R^2 = 0.861$ – Figura 28).

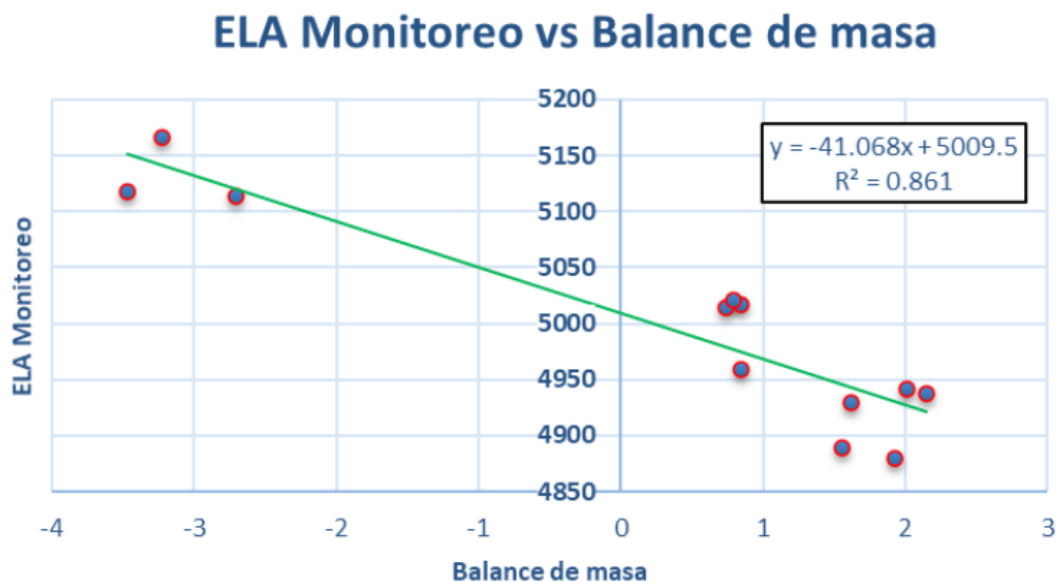


FIGURA 28. CÁLCULO DE LA ELA REPRESENTATIVA.

- Estimación del Balance Ratio (BR)

A partir de la ELA modelada, se calculó el Balance Ratio (BR) resolviendo la ecuación (1):

$$BR = \frac{bc.Zc.Sc}{ba.Za.Sa} \quad (1)$$

donde BR= Balance Ratio; c= acumulación, a= ablación, b= Balance de masa 2003-2014 (m) medido en el campo; z= altitud media (m) y s= superficie (m²) de cada banda altitudinal del glaciar.

La resolución de la ecuación X, primero se dividió el área glaciar en bandas altitudinales al interceptarlas con las curvas de nivel (e = 50 m) desde el frente hasta la cima del glaciar, por ejemplo, las bandas fueron así: 4700 – 4750, 4750 – 4800, y así hasta 5700 – 5719. Luego, se calculó el área de cada banda utilizando el DEM actual. Conocida la ELA de monitoreo ($ELA_{2003-2014} = 5009$ m) se dividió el área glaciar en dos zonas: debajo de la ELA de monitoreo se ubicó la zona de ablación y por encima de la ELA de monitoreo se ubicó la zona de acumulación. Así de esta manera, resolviendo la ecuación anterior para cada año se obtuvieron 12 resultados de Balance Ratio (BR) siendo el mínimo de 2.0

y el máximo de 2.2 (Figura 29). Finalmente, se promediaron todos los BR obteniendo un Balance Ratio representativo de los 12 años siendo igual a 2.1

Altitud/área en m ²	2003	2004	2005	2006	2007	2008	2009	2010	2011	2012	2013	2014
4700-4750	214'560	214'560	194'963	198'090	185'675	201'549	178'049	179'408	176'829	181'377	196'126	167'914
4750-4800	305'955	305'955	301'204	301'088	301'119	301'061	298'649	298'649	298'649	299'370	298'929	298'649
4800-4850	314'441	314'441	311'186	311'186	311'186	313'624	311'186	311'186	311'186	313'288	315'086	311'186
4850-4900	213'378	213'378	213'378	213'378	213'378	213'378	213'378	213'378	213'378	213'378	213'378	213'378
4900-4950	210'137	210'137	210'137	210'137	210'137	210'137	210'137	210'137	210'137	210'137	210'137	210'137
4950-5000	175'169	175'169	175'169	175'169	175'169	175'169	175'169	175'169	175'169	175'169	175'169	175'169
5000-5088	40'937	40'937	172'845	172'845	172'845	172'845	172'845	172'845	172'845	172'845	172'845	172'845
5088-5090	186'490	186'490	54'582	54'582	54'582	54'582	54'582	54'582	54'582	54'582	54'582	54'582
5090-5100	269'942	269'942	269'942	269'942	269'942	269'942	269'942	269'942	269'942	269'942	269'942	269'942
5100-5150	260'439	260'439	260'439	260'439	260'439	260'439	260'439	260'439	260'439	260'439	260'439	260'439
5150-5200	336'320	336'320	336'320	336'320	336'320	336'320	336'320	336'320	336'320	336'320	336'320	336'320
5200-5250	381'297	381'297	381'297	381'297	381'297	381'297	381'297	381'297	381'297	381'297	381'297	381'297
5250-5300	352'790	352'790	352'790	352'790	352'790	352'790	352'790	352'790	352'790	352'790	352'790	352'790
5300-5350	301'472	301'472	301'472	301'472	301'472	301'472	301'472	301'472	301'472	301'472	301'472	301'472
5350-5400	271'457	271'457	271'457	271'457	271'457	271'457	271'457	271'457	271'457	271'457	271'457	271'457
5400-5450	201'719	201'719	201'719	201'719	201'719	201'719	201'719	201'719	201'719	201'719	201'719	201'719
5450-5500	120'415	120'415	120'415	120'415	120'415	120'415	120'415	120'415	120'415	120'415	120'415	120'415
5500-5550	74'747	74'747	74'747	74'747	74'747	74'747	74'747	74'747	74'747	74'747	74'747	74'747
5550-5600	44'929	44'929	44'929	44'929	44'929	44'929	44'929	44'929	44'929	44'929	44'929	44'929
5600-5650	18'681	18'681	18'681	18'681	18'681	18'681	18'681	18'681	18'681	18'681	18'681	18'681
5650-5700	4'911	4'911	4'911	4'911	4'911	4'911	4'911	4'911	4'911	4'911	4'911	4'911
5700-5719	1'258	1'258	1'258	1'258	1'258	1'258	1'258	1'258	1'258	1'258	1'258	1'258
TOTALES	4'301'444	4'301'444	4'273'841	4'276'852	4'264'468	4'282'722	4'254'372	4'255'731	4'253'152	4'260'523	4'277'029	4'244'237

FIGURA 29. HOJA DE CÁLCULO CREADA PARA EL PROCESAMIENTO DE LOS DATOS DEL BALANCE DE MASA TOMADOS EN EL NEVADO ARTESONRAJU.

- Cálculo de la ELA geomorfológica

Las ELAs y paleo-ELAs se reconstruyeron utilizando el método Área x Altitud x Balance Ratio – AABR (Osmaston, 2005). Esta metodología proporciona los resultados más confiables en glaciares tropicales (Benn et al., 2005). Se basa en dos supuestos: a) los gradientes de acumulación y ablación son lineales, y b) la

relación neta entre la ablación y la acumulación es conocida y permanece fija a través del tiempo (Benn y Lehmkuhl, 2000; Rea, 2009).

Además de la superficie (km²) e hipsometría de glaciares o paleoglaciares (Hm³), el método requiere aplicar un valor apropiado para el Balance Ratio (BR; Rea, 2009), que es la relación de equilibrio entre las zonas de acumulación y ablación a lo largo del perfil longitudinal de un glaciar. Por lo que, para calcular la ELAg se usó la herramienta “ELA calculation” (Pellitero et al., 2015; Figura 30), que requiere dos elementos de entrada; 1) un DEM obtenido de los métodos GlaBTop y GlaRe, que representa la altitud y geometría del glaciar, y 2) un valor apropiado para la relación (BR). Ambos elementos se obtuvieron en los apartados previamente leídos.

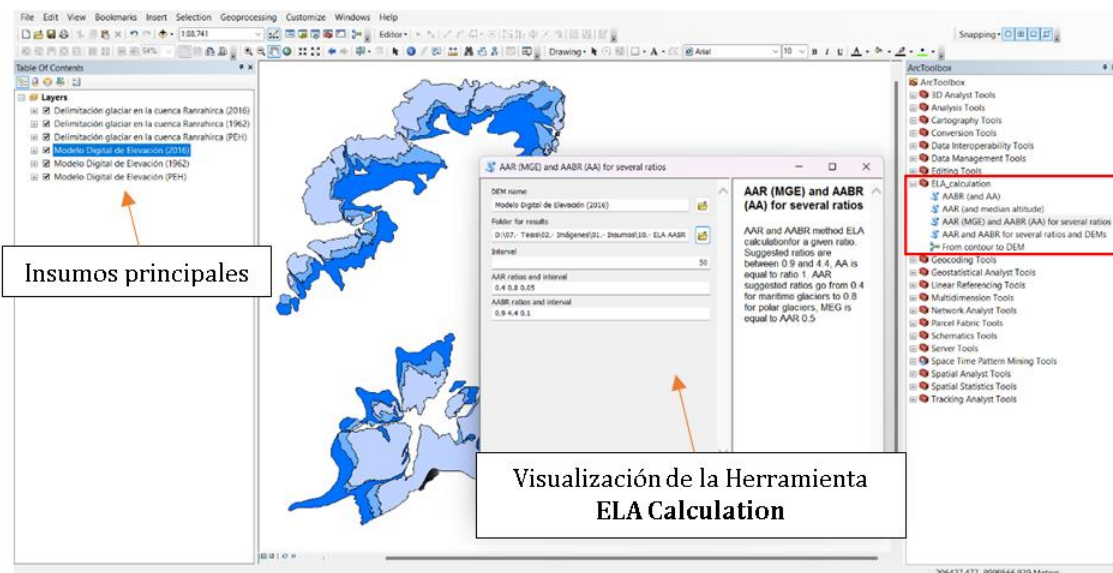


FIGURA 30. VISUALIZACIÓN DE LA HERRAMIENTA ELA CALCULATION.

Los valores de la ELAg estimadas para cada escenario se muestran en la Tabla 4, y su visualización sobre los glaciares delimitados y cartografiados (Figura 31, Figura 32 y Figura 33), a continuación:

TABLA 4

EVOLUCIÓN DE LA ELA PARA LOS ESCENARIOS PEQUEÑA EDAD DE HIELO, 1962 Y 2016

Escenario Glaciar	ELA (m)
2016	5260
1962	5142
PEH	5084

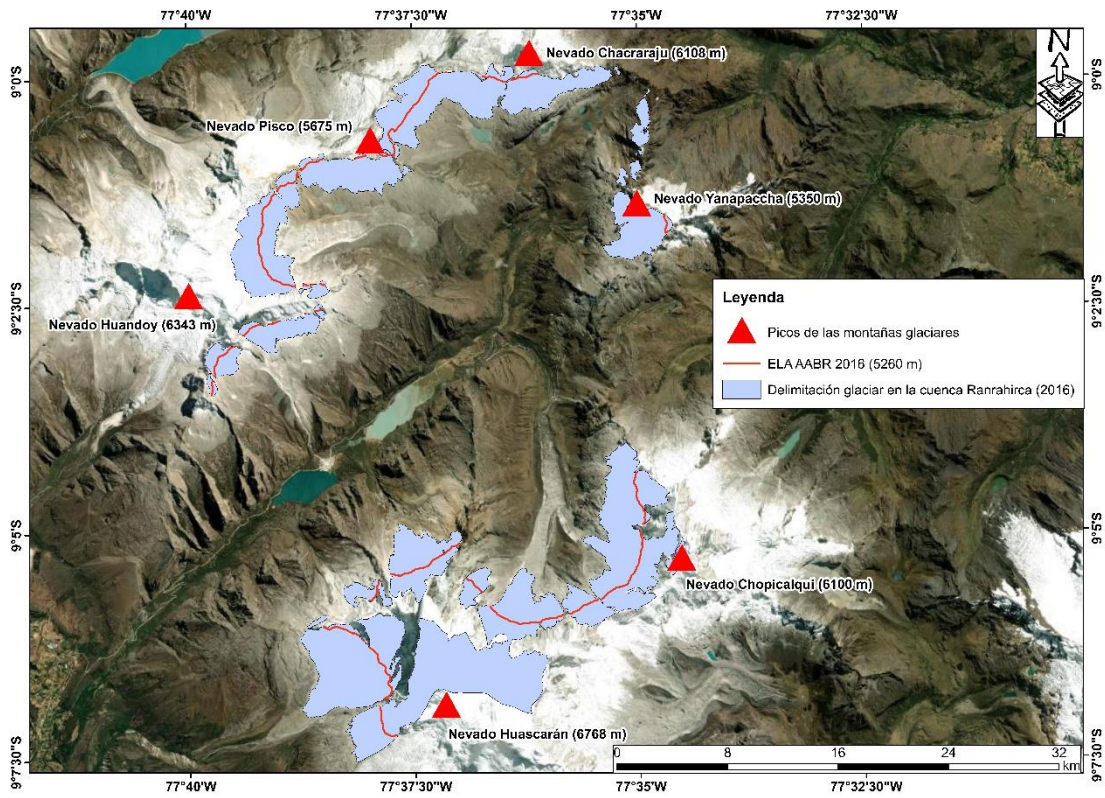


FIGURA 31. ELA GEOMORFOLÓGICA ESTIMADA PARA EL ESCENARIO ACTUAL (2016).

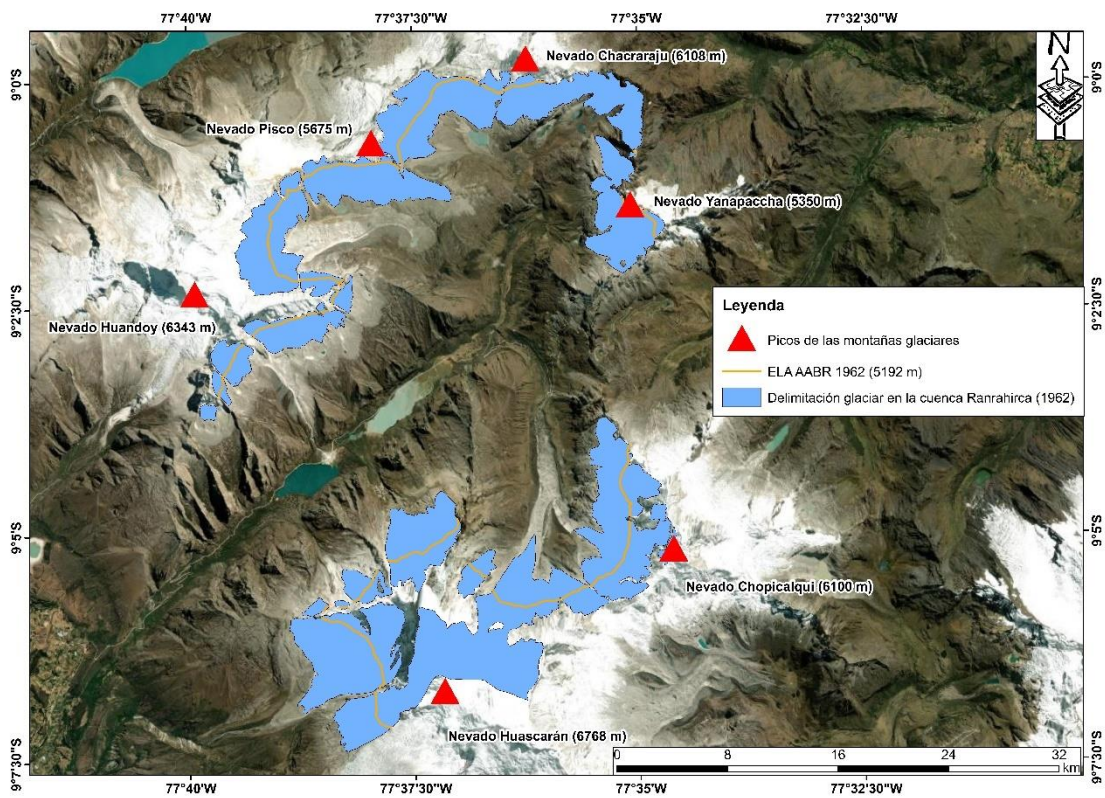


FIGURA 32. ELA GEOMORFOLÓGICA ESTIMADA PARA EL ESCENARIO DE 1962.

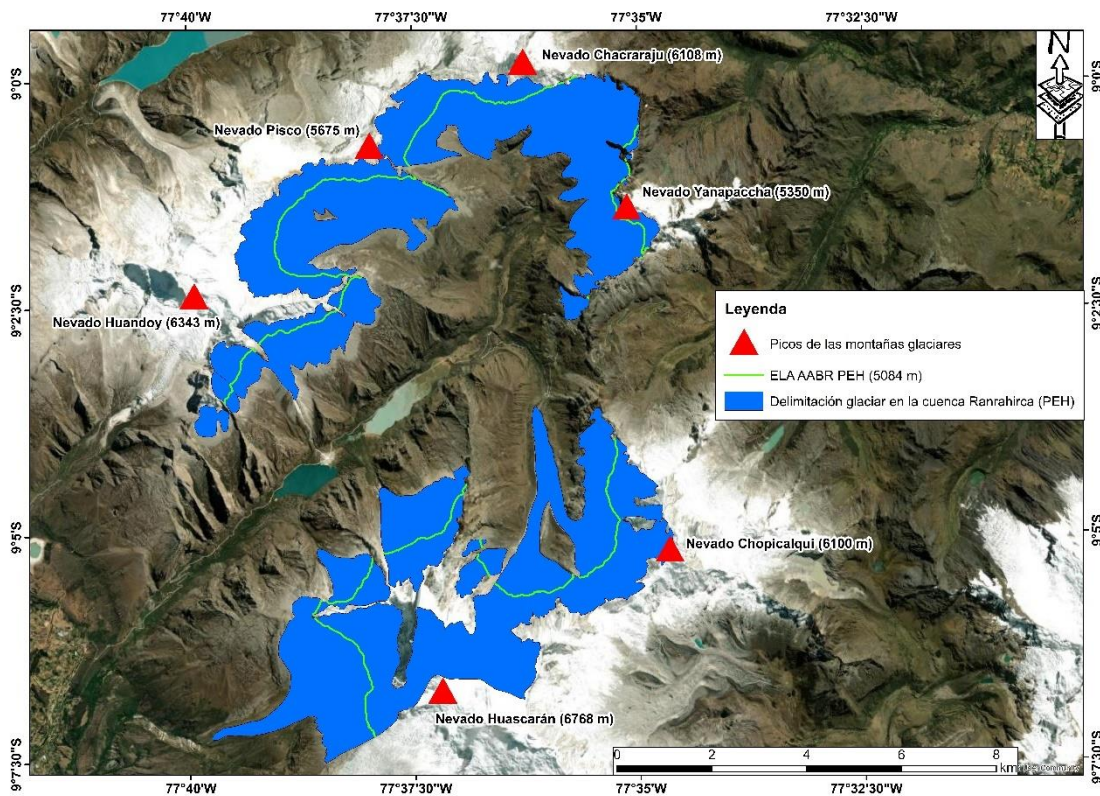


FIGURA 33. ELA GEOMORFOLÓGICA ESTIMADA PARA EL ESCENARIO DE LA PEQUEÑA EDAD DE HIELO (PEH).

5.1.4. Etapa 4: Reconstrucción de la ELA climática

- Procedimiento seguido para programar la Hoja de Excel

La ELAc está basada en la metodología aplicada por Klein et al (1999) y redefinida en su momento por Úbeda (2011) que requería conocer variables meteorológicas: Precipitación actual, temperatura del aire y la temperatura del suelo. En este apartado se redefinirá lo propuesto por Úbeda (2011) cambiando la temperatura del suelo por la temperatura de la superficie del hielo, de este modo dejando la posibilidad abierta de que la variable considerada inicialmente pueda funcionar y validarse en trabajos futuros.

La Hoja programada depende de la utilización de variables meteorológicas previamente mencionadas para su correcto funcionamiento; por ello, se contó con data procedente de la estación meteorológica en el glaciar Artesonraju (Cordillera Blanca, Perú), proporcionando un modelamiento confiable.

El modelamiento de la ELAc actual y su forzamiento ha permitido: evaluar las condiciones de las masas glaciares y el impacto generado por el cambio climático, estimar la Paleoprecipitación; así como, la Paleotemperatura y ensayar los efectos de escenarios futuros del cambio climáticos sobre los glaciares actuales.

- Resolución matemática de la relación glaciar-clima

Un glaciar en equilibrio con el clima, tiene una Balance neto total igual a cero.

$$B = \int_S b \, dS = 0 \quad (7)$$

Un cambio en el clima usualmente conlleva a un cambio en la distribución del balance neto $b(x)$ a cualquier punto, por lo tanto, el balance deja de ser igual a cero. Si el balance de masa es positivo entonces la masa glaciar buscará un nuevo punto de equilibrio y por ende una mayor extensión. Si se considerase que el ancho glaciar se mantiene constante, y el balance neto se refleja en lo que se desplaza la masa glaciar en su nueva extensión.

El sistema pasa de un sistema estable (steady-state) y con una extensión inicial L_0 para un año hidrológico:

$$\int_0^{L_0} b(x) \, dx = 0, \text{ para } t > t_0 \quad (8)$$

Cuando un cambio radical del clima (t) ocurre durante todo un año hidrológico ($t = t_0$) conlleva un cambio en el balance de masa $\Delta b(x)$. Por lo tanto, después de un tiempo el glaciar buscará un nuevo equilibrio para la nueva extensión que presentará $L_0 + \Delta L$

$$\int_0^{L_0 + \Delta L} (b(x) + \Delta b(x)) \, dx = 0, \quad (9)$$

Al desglosar la integral pueden identificarse cuatro términos:

$$\int_0^{L_0} (b(x)) \, dx + \int_0^{L_0} (\Delta b(x)) \, dx + \int_{L_0}^{L_0 + \Delta L} (b(x)) \, dx + \int_{L_0}^{L_0 + \Delta L} (\Delta b(x)) \, dx = 0 \quad (10)$$

El primer término es cero gracias a la ecuación (8). El segundo término hace referencia a la distribución del cambio del balance de masa sobre la extensión original del glaciar. El tercer término hace referencia a la distribución del balance de masa original sobre la nueva extensión que tiene el glaciar por el cambio del clima. Y el cuarto término hace referencia a la distribución del cambio del balance de masa sobre la diferencia entre la nueva extensión con la original del glaciar. Debido a que el segundo y el tercer término tienden a compensarse ya que son de signo contrario entre ambas de acuerdo al clima, es el cuarto término con el primero que tienen que balancear las integrales para hacer frente al aumento del balance de masa en la zona de acumulación, aumentando el glaciar su área de ablación. De manera contraria ocurre si el clima es desfavorable.

- Configuración de la Hoja programada

A continuación, se describirá cada uno de sus componentes para su correcto funcionamiento:

a) Temperatura del aire, temperatura superficial del hielo y Precipitación

La data precisa de estas tres variables se obtuvo de la estación meteorológica CRYOPERU ubicada en el nevado Artesonraju (Figura 21), cuyas coordenadas geográficas son: 210585 E, 9007846 N, 4888 msnm. La altura de la estación meteorológica cumple una función importante en el modelamiento, debido a que

será en esta cota donde los valores de cada variable meteorológica se mantendrán fija. Por encima o por debajo de esta cota los gradientes serán positivos o negativos, dependiendo de qué variable meteorológica sea.

La estación meteorológica (Figura 34) cuenta con un pluviómetro que mide la precipitación, también cuenta con sensores que miden la temperatura del aire y por último cuenta con un láser que mide la temperatura superficial del hielo. Todas las variables son medidas cada 30 minutos.

a.1. Obtención del Gradiente Vertical de la temperatura del aire

El Gradiente servirá para extrapolar por cota la Temperatura anual del Aire desde el frente glaciar hasta la cumbre, siendo el valor utilizado en este trabajo la propuesta por Klein et al (1999) cuyo valor es de 0.0065 °C/m que él utilizó para el cálculo del Gradiente Vertical de Balance de masa. Debido a la falta de estaciones meteorológicas en el área de estudio no se pudo calcular un Gradiente Vertical del Aire in situ, pero, el procedimiento fue: El cociente entre la diferencia de temperatura anual y alturas de cada estación. La ecuación (11) entonces queda:

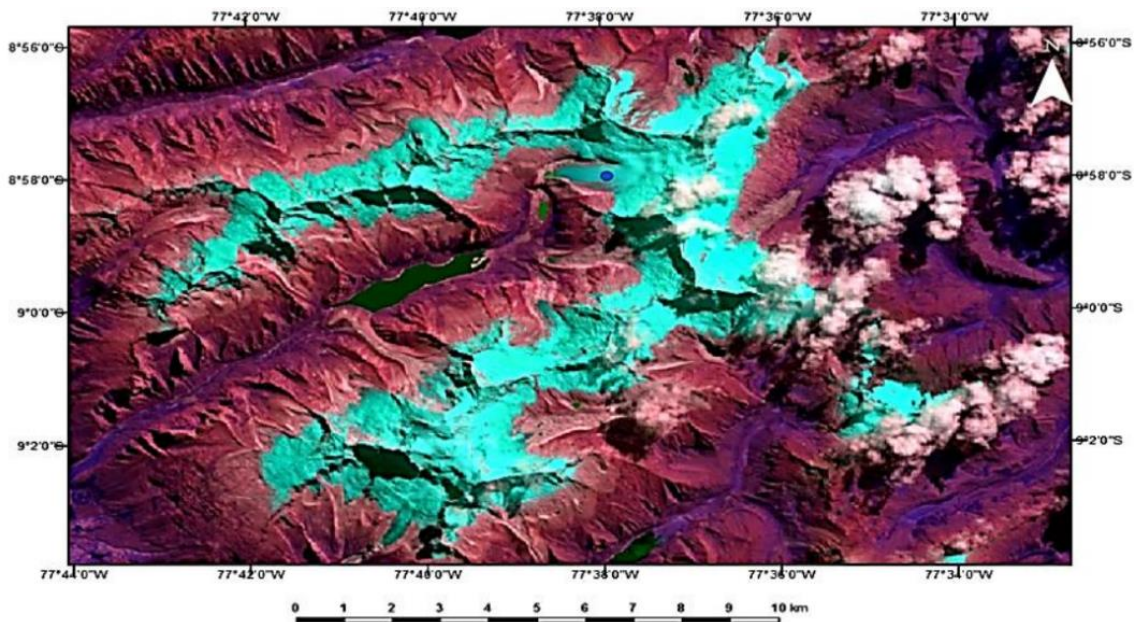


FIGURA 34. UBICACIÓN DE LA ESTACIÓN AUTOMÁTICA DEL PROYECTO CRYOPERU (PUNTO AZUL EN LA FIGURA) EN EL NEVADO ARTESONRAJU.

$$GTV_{a-b} = \frac{\Delta T_{a-b}}{\Delta Z_{a-b}} \quad (11)$$

Donde:

GTV= Gradiente Térmico Vertical del aire entre dos estaciones a y b (°C/m)

ΔT_{a-b} = Diferencia de temperatura entre los promedios anuales de los registros de las estaciones a y b (°C)

ΔZ_{a-b} = Diferencia entre el nivel altitudinal de las estaciones (m).

a.2.- Obtención del Gradiente Vertical de la temperatura superficial del hielo

Al igual que el punto anterior, la gradiente permitirá extrapolar la temperatura de superficial del Hielo por cada cota desde el frente glaciar hasta la cumbre. Se obtuvo el valor de la gradiente procesando una imagen satelital LANDSAT 8 descargada de Earth Explorer de la USGS con fecha del 04 de Julio del 2018 (www.cryoperu.pe).

Se utilizó esta imagen satelital es debido a que posee dos bandas térmicas (10 y 11) que son útiles para obtener estimaciones de temperatura superficial con una resolución de 100 metros. Procesada la imagen satelital se tomó dos puntos: Un punto con una temperatura máxima y un punto con una temperatura mínima, en el nevado que se encuentra la estación, siendo en este caso el Nevado Artesonraju. Por lo tanto, el Gradiente Vertical de la temperatura superficial del hielo se calcula usando la misma ecuación usada para la gradiente del aire.

A.2.1.- Estimación de la temperatura superficial del hielo

Al descargar las imágenes de Earth Explorer de la USGS junto a las Bandas se descarga una metadata, que contiene la información específica del producto solicitado: nombre del archivo, azimut, ángulo de la toma, hora de captura de la imagen, etc. En esta metadata se encuentran las constantes térmicas necesarias para convertir los datos TIRS a la temperatura de brillo. Para obtener la estimación LST se deben realizar 5 pasos:

Paso 1: Conversión a Radiancia en el Techo de la Atmósfera (TOA)

Las imágenes satelitales LANDSAT 8 consiste en una serie cuantificada, calibrada y escalada de niveles digitales ND, formato que representa los datos de una imagen multiespectral. Por ese motivo se debe corregir Radiométricamente, es decir, expresar los valores de los píxeles en unidades de reflectancia o Radiancia en el Techo de la Atmósfera usando coeficientes radiométricos de la metadata. La ecuación (12) a aplicar es:

$$L_v = M_L * Q_{cal} + A_L \quad (12)$$

Donde:

L_v= Es el valor de Radiancia espectral en el techo de la Atmósfera (TOA) media en valores de (Watts/m²*srad*um)

M_L= Banda – Es el factor multiplicativo de escalada específica obtenido del metadata (RADIANCE_MULTI_BAND_x), donde X es el número de la banda.

A_L= Banda – Es el factor aditivo de escalado específico obtenido del metadata (RADIANCE_ADD_BAND_x), donde x es el número de banda

Q_{cal}= Producto estándar cuantificado y calibrado por valores píxel (DN). Este valor se refiere a cada uno de las bandas de la imagen (Figura 35).

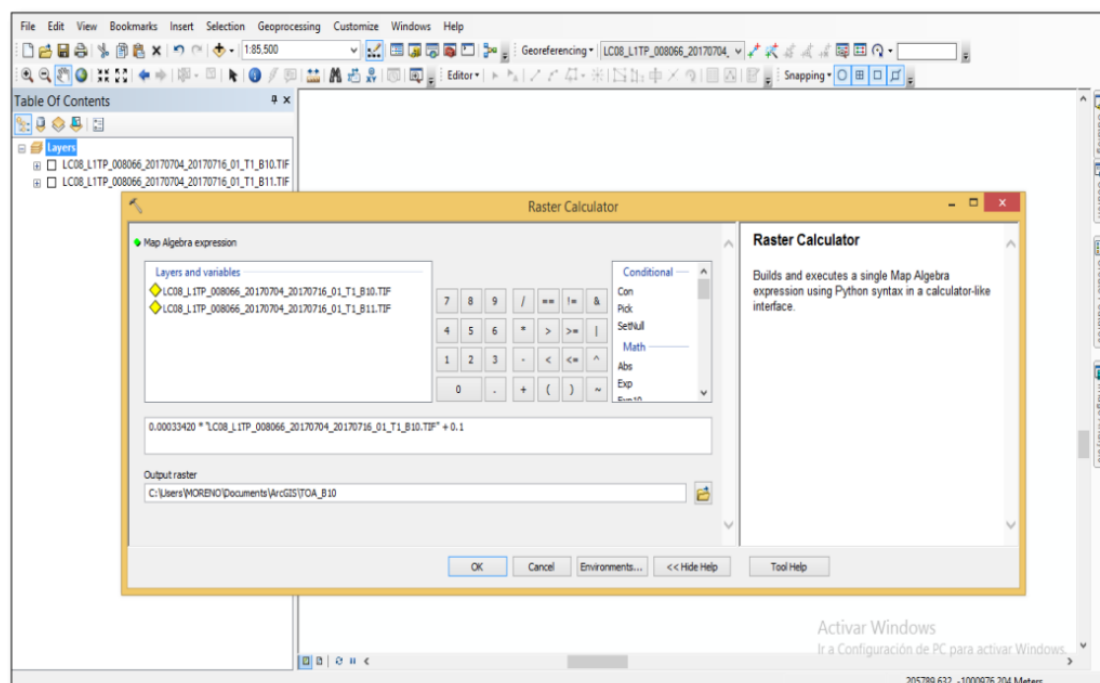


FIGURA 35. CONVERSIÓN A RADIANCIA EN EL TECHO DE LA ATMÓSFERA (TOA).

Paso 2: Conversión a Temperatura de Brillo en el Satélite

Una vez calculada la Radiancia espectral en el paso anterior, las bandas del sensor TIRS pueden ser transformadas a brillo en grados centígrados (°C), donde cada banda (10 y 11) tendrá su propia constante de conversión específica. Se usa la ecuación (13):

$$T = \frac{K_2}{\ln\left(\frac{K_1}{L_\nabla} + 1\right)} - 273.15 \quad (13)$$

Donde:

T= Temperatura de brillo aparente en grados Kelvin (K)

L_∇= Reflectancia en el techo de la atmosfera-TOA (Watts/m²*srad*um)

K1= Constante de conversión K1 específica para cada banda, dicha constante térmica se suministra en el metadato (K1_CONSTANT_BAND_x), donde x es el número de banda.

K2= Constante de conversión K2 específica para cada banda, dicha constante térmica se suministra en el metadato (K2_CONSTANT_BAND_x), donde x es el número de banda (Figura 36).

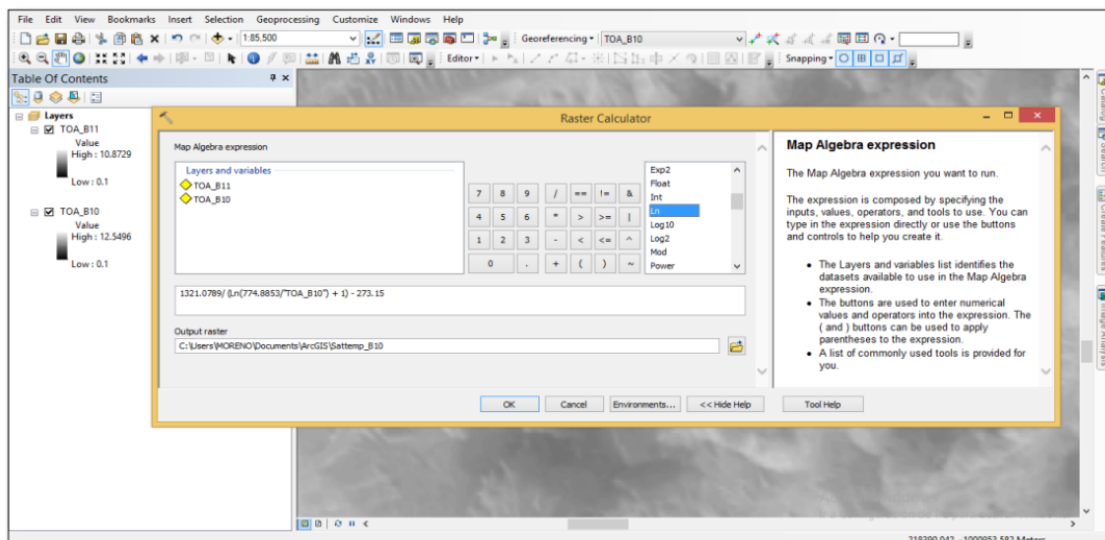


FIGURA 36. CONVERSIÓN A TEMPERATURA DE BRILLO EN EL SATÉLITE.

Paso 3: Combinación de Bandas Térmicas

En el paso anterior se calculó los rangos de Temperatura por cada Banda Térmica individualmente. La finalidad de este paso es obtener un solo raster de salida con la temperatura media de ambos raster (Figura 37):

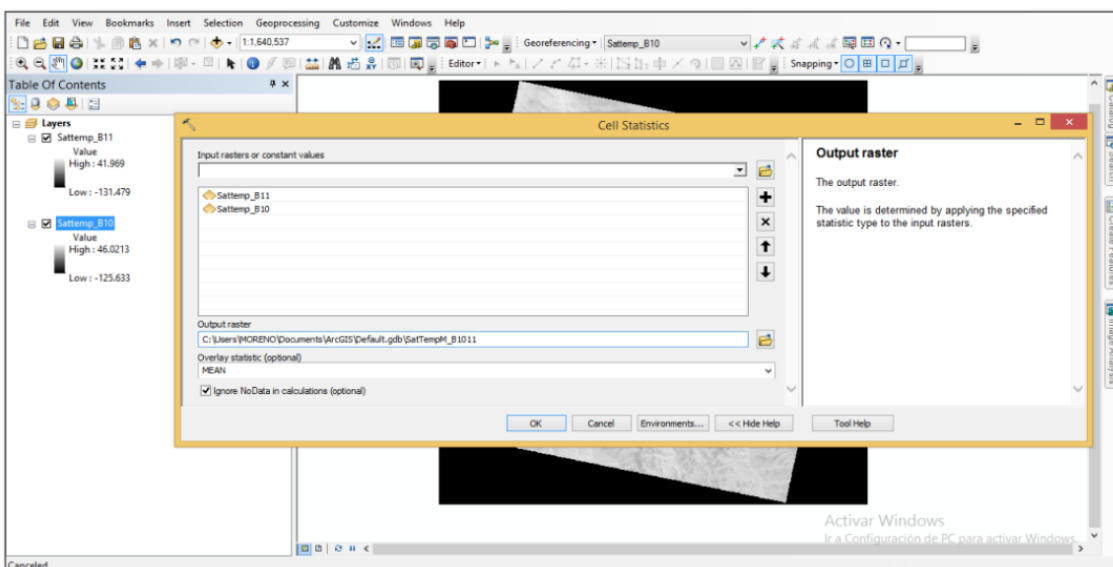


FIGURA 37. COMBINACIÓN DE BANDAS TÉRMICAS.

Paso 4: Cálculo de la Emisividad de la superficie de la Tierra (LSE)

El objetivo de este paso es hallar la emisión, que relaciona la energía térmica emitida por la superficie y la energía térmica emitida por un cuerpo negro a la misma temperatura por lo tanto busca brindar información acerca de la composición de la superficie en base al índice de la proporción vegetal del

terreno, ya que tiene como base la medición de la intensidad de la radiación de ciertas bandas del espectro electromagnético que la vegetación emite. La ecuación (14) está representada por:

$$\text{LSE} = 0.004 * \text{Pv} + 0.986 \quad (14)$$

Donde, Pv es la Proporción vegetal (o grado de cobertura vegetal) que se estima a partir del Índice de Vegetación de Diferencia Normalizada (acrónimo NDVI por sus siglas en inglés) que está en función de la Banda roja (Banda 4) y la Banda Infrarrojo cercano (Banda 5). Es este paso donde se vincula la Emisividad y la radiación (Figura 38) usando la ecuación (15).

$$\text{Pv} = ((\text{NDVI} - \text{NDVI}_{\min}) / (\text{NDVI}_{\max} - \text{NDVI}_{\min}))^2 \quad (15)$$

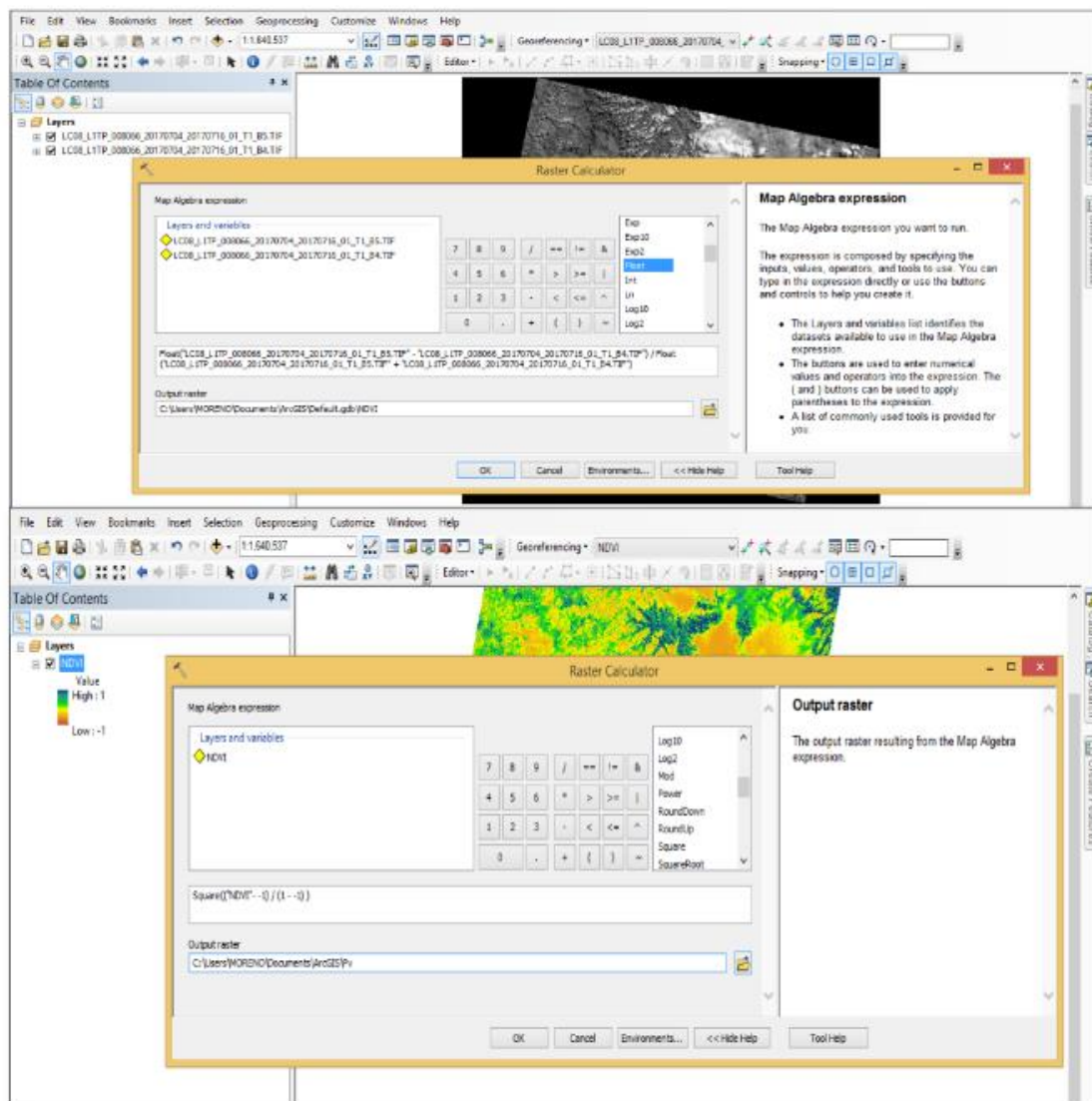


FIGURA 38. CÁLCULO DE LA EMISIVIDAD DE LA SUPERFICIE DE LA TIERRA (LSE).

Paso 5: Estimación de la Temperatura de Superficie (LST)

En este último paso se utilizó los valores hallados en el paso 3 y 4. La ecuación (16) se aplicó:

$$BT / 1 + (w * BT / p) * LnC \quad (16)$$

Donde:

BT= Temperatura de brillo aparente medio (Combinación de las Bandas 10 y 11)

W= Longitud de onda de radiación emitida (10.8 um)

P= $H * C / S$ (14380 m * K)

H= Constante de Planck ($6.626 * 10^{-34}$ Js)

S= Constante de Boltzmann ($1.38 * 10^{-23}$ J/K)

C= Velocidad de la luz

E= Emisividad de la Superficie (Figura 39)

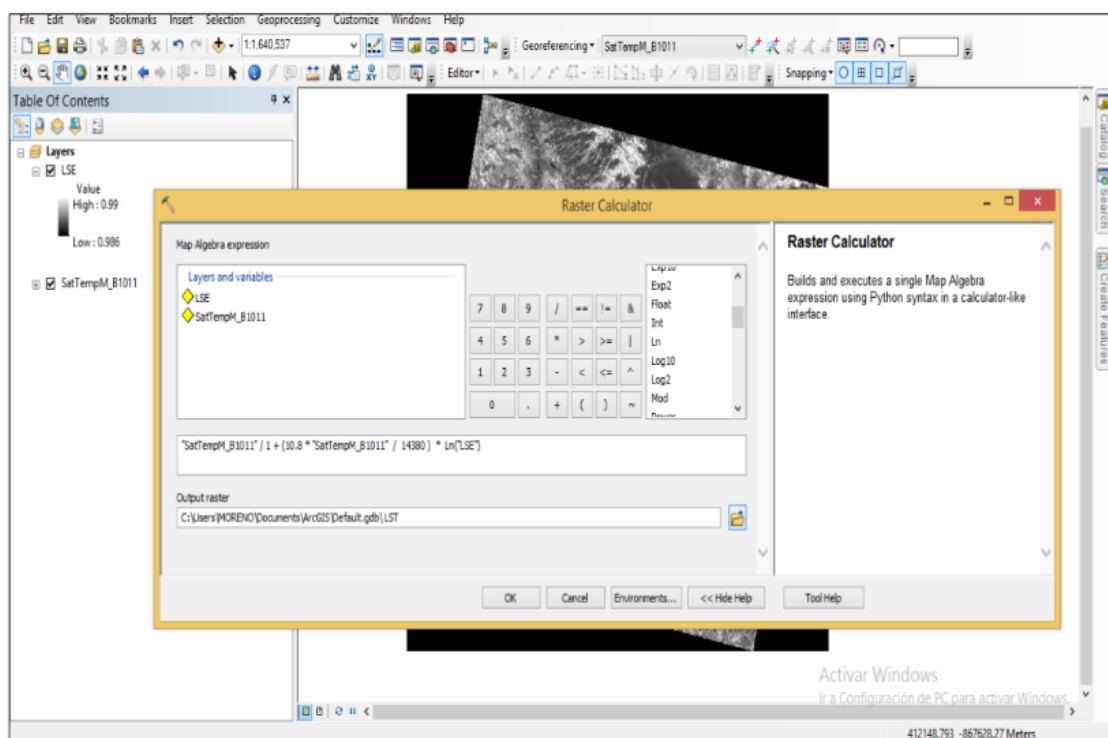


FIGURA 39. ESTIMACIÓN DE LA TEMPERATURA DE SUPERFICIE (LST).

Paso 6: Puntos de Control

Obtenido el mapa de temperatura superficial del hielo, se tomaron dos puntos de control (Tabla 5): Un punto con una temperatura máxima y otra con una temperatura mínima (Figura 40).

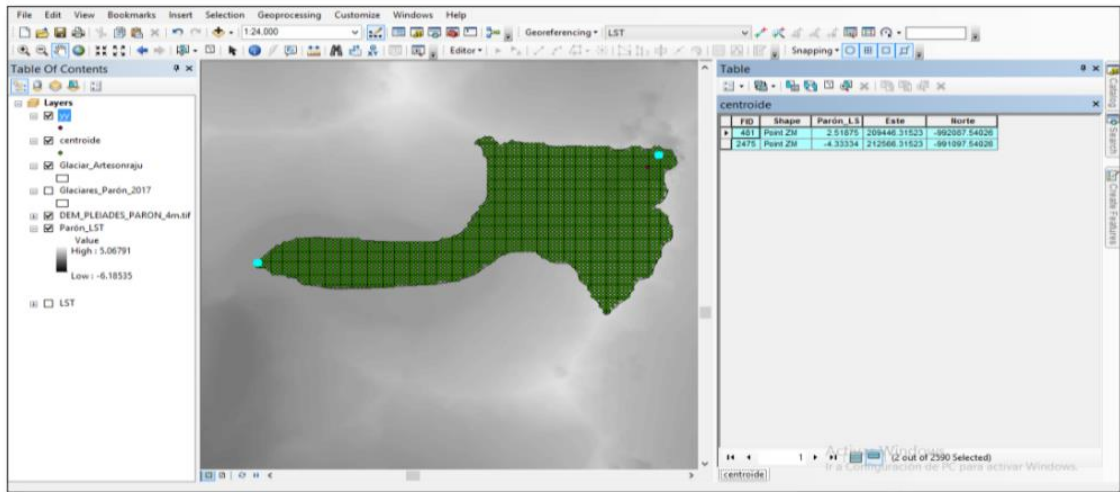


FIGURA 40. COORDENADAS DE LOS PUNTOS DE CONTROL PARA LA TEMPERATURA MÍNIMA Y MÁXIMA.

TABLA 5

COORDENADAS DE LOS PUNTOS DE CONTROL PARA EL CÁLCULO DE TEMPERATURA MÁXIMA Y MÍNIMA EN EL HIELO

Puntos de Control			Temperatura Superficial
Este	Norte	Z	
209446	9007912	4728	2.25 °C
212566	90008902	5582	-4.38

A partir de estos valores se calculó la Gradiente Vertical de la temperatura de la superficie del hielo

a.3.- Obtención del Gradiente Vertical de la precipitación

Para este trabajo la precipitación registrada se le consideró equivalente a la acumulación. La estación meteorológica nos da una data real de la precipitación en “mm equivalente agua” pero debido a la ubicación y la altura de la cuenca Parón la precipitación que cae sobre los glaciares son sólidas. Y como se ha explicado, los glaciares son alimentados gracias a las precipitaciones en forma de nieve.

Al igual que las Gradientes verticales del aire y de la temperatura superficial del hielo, el Gradiente de precipitación también debe ser reconstruida cada cota desde el frente glaciar hasta la cumbre. Para este caso en particular, se manejará el valor de 0.24 mm/m: Se obtuvo de dividir la Precipitación Total Anual (1147.8 mm/año) entre la altura a la que se encuentra la estación meteorológica (4888 msnm).

b) Ecuación de la ablación

La ablación es una de las variables para el desarrollo del modelo del balance de masa. Los factores de los que depende la ablación están dados por la ecuación (17):

$$a = \frac{tm}{L_m} [Q_r + \alpha (T_a - T_s)] \quad (17)$$

Donde:

a= ablación (mm)

t_m= duración del periodo de ablación (días)

L_m= calor latente de fusión (3.34 x 10⁵ J/Kg)

Q_r= energía disponible para la fusión en forma de radiación neta (MJ/m²/día)

α= coeficiente de transferencia de calor sensible por masa (1.5 MJ/m²/día)

T_a= temperatura media anual del aire (°C)

T_s= temperatura media anual de la superficie del Hielo (°C)

En Klein et al. (1999) se propuso esta fórmula, que interpretaron la pérdida de masa por ablación como la suma de la energía disponible para la fusión de la radiación neta (**Q_r**) y la transferencia de calor sensible todo el tiempo \odot cuando la superficie del glaciar se esté derritiendo, dividida por el calor latente de fusión (**L_m**). La transferencia de calor sensible se calcula como la diferencia entre la temperatura del aire (**T_a**) y la temperatura de la superficie del hielo (**T_s**) (que se supone de 0°C durante la fusión), que es multiplicada por un coeficiente de transferencia de calor sensible en masa (**α**).

Klein et al. (1999) determinaron que en el nivel de la Isoterma anual de 0°C de la temperatura del aire el factor **Q_r** tenía un valor de 0 MJ/día/m², y que desde esa cota variaba con un gradiente vertical de 0 MJ/m²/día/m. Es por ese motivo que se desprecia este factor, simplificándose a la ecuación (18):

$$a = \frac{tm}{L_m} [\alpha (T_a - T_s)] \quad (18)$$

b.1.- Duración del periodo de Ablación (C)

Los glaciares tropicales tienen un régimen de ablación particular. La ablación se produce durante todo el año, pero sólo durante el día, debido a la alta radiación (insolación diurna). En promedio la ablación ocurre durante 12 horas/día que sería equivalente a 180 días al año.

El valor utilizado en este trabajo fue el propuesto por Klein et al (1999) que consideraron que a la altura de la isoterma de 0°C de la temperatura del aire había una duración de la ablación de 0 días, determinando a partir de esta isoterma un Gradiente vertical de 0.4 días/m por cada cota, siendo positivo por debajo y negativo por encima del nivel de congelamiento (T_a= 0°C)

b.2.- Calor latente de fusión (L_m) y coeficiente de transferencia de calor sensible por masa (α)

Para esta tesis se mantendrá el principio que aplicó Klein et al 1999, que indica que tanto el calor latente de fusión como el coeficiente de transferencia de calor sensible se mantienen constante en todos los niveles altitudinales.

El coeficiente de transferencia de calor sensible representa los efectos de la conducción del calor y el intercambio turbulento en la capa límite de la atmósfera en contacto con la superficie del glaciar (Úbeda 2011). En el presente trabajo se utilizó un valor de 1.5 MJ/m²/día propuesto en su momento por (Kaser & Osmaston, 2002), que señalaron que ese coeficiente indicó la mejor correspondencia entre las estimaciones del balance de masa basados en datos climáticos y las que fueron obtenidas mediante la realización de mediciones glaciológicas.

- **Integración del Balance de masa**

Esta ecuación (19) se busca reconstruir los balances de masa por cada cota altitudinal, desde el frente hasta la cumbre del glaciar. Relaciona los procesos de ganancia, así como los procesos de pérdida en un glaciar:

$$b = a - c \quad (19)$$

Donde:

b= Balance de masa (mm)

a= Ablación

c= Acumulación

Debido a que la ablación ocurre durante todo el año, a comparación de la acumulación, se postula la ecuación donde la ablación sería mayor en comparación de la ganancia anual. Esto significa que es a una escala de alta resolución, ya que se trata de representar un contexto climático con características pluviométricas muy diferentes.

- **Factor de corrección**

La reconstrucción del balance de masa altitudinalmente está basada en un principio fundamental: A medida que se aumente la precipitación, entonces la ELA climática debería bajar, es decir, existe una relación inversamente proporcional entre ambas variables. Entonces si depende de la precipitación, también depende de su Gradiente Vertical Altitudinal (GVP). Debido al cambio de orden en la ecuación del balance de masa, no se cumple el principio al cual está sometido la ELA climática en un inicio.

El factor de corrección sirve para estimar ELAs climáticas con diferentes valores a los estimados por la estación meteorológica, debido principalmente: i) No en todos los Andes Centrales cae la misma precipitación; ii) los gradientes del aire y del suelo variarán de zona geográfica a otra; iii) Son pocas las estaciones meteorológicas sobre el glaciar. Entonces la función principal del factor de corrección es poder estimar ELAs climáticas bajo otras condiciones climáticas,

esto implica por ejemplo su uso también en paleoglaciares de la Pequeña Edad de Hielo (PEH).

El valor del factor de corrección se obtuvo reemplazando los valores de las variables meteorológicas registradas por la estación meteorológica CRYOPERU, lo cual dio como resultado una ELA climática actual. A partir de este dato se observó:

- a) Cómo variaba la ELA climática por un aumento y disminución en la precipitación
- b) cómo variaba la ELA climática por un aumento y disminución en la Gradiente Vertical de Precipitación y
- c) como variaba la ELA climática cuando se modificaban de manera conjunta la Precipitación y su Gradiente.

- **Ensamblaje de la hoja programada**

La Hoja programada cuenta con 880 filas que representan metro a metro la altitud del glaciar desde el frente hasta la cumbre. Consta de ocho columnas, en las que se indican respectivamente: (1) la altitud por cotas, (2) la acumulación, (3) duración del periodo de ablación, (4) coeficiente de transferencia de calor sensible por masa, (5) Temperatura del aire, (6) Temperatura de la Superficie de Hielo, (7) Ablación y (8) Balance de Masa (Figura 41).

	A	B	C	D	E	F	G	H
17	Ecuaciones de ablación (a) y balance de masa (b)							
18	Z¹	c²	tm³	α⁴	Ta⁵	Ts⁶	a⁸	b⁹
19	m	mm	días/m	MJ/m²/día	°C	°C	mm	mm
20	4728	1209.762	179.200	1.500	2.910	-0.090	-2414.371	-3300.791
21	4729	1210.000	178.800	1.500	2.903	-0.098	-2410.187	-3296.844
22	4730	1210.237	178.400	1.500	2.897	-0.106	-2405.996	-3292.892
23	4731	1210.475	178.000	1.500	2.890	-0.114	-2401.801	-3288.934
24	4732	1210.713	177.600	1.500	2.884	-0.122	-2397.600	-3284.971
25	4733	1210.951	177.200	1.500	2.877	-0.130	-2393.394	-3281.003
26	4734	1211.188	176.800	1.500	2.871	-0.138	-2389.182	-3277.029
27	4735	1211.426	176.400	1.500	2.864	-0.146	-2384.965	-3273.049
28	4736	1211.664	176.000	1.500	2.858	-0.154	-2380.743	-3269.065
29	4737	1211.902	175.600	1.500	2.851	-0.162	-2376.515	-3265.074
30	4738	1212.139	175.200	1.500	2.845	-0.170	-2372.281	-3261.079
31	4739	1212.377	174.800	1.500	2.838	-0.178	-2368.043	-3257.078

FIGURA 41. ESTRUCTURA DE LA HOJA PROGRAMADA PARA EL CÁLCULO DE LA ELA CLIMÁTICA.

Para el correcto funcionamiento de la Hoja programada se deben tomar dos acciones importantes: a). Se rellenarán los valores obligatorios: Precipitación (c), Temperatura del Aire (Ta) y Temperatura de la Superficie del Hielo (Ts) y b). Ubicar la cota de la estación: Donde se colocarán los valores obligatorios en su

respectiva celda. Se fija cada celda con la finalidad de determinar los valores para las cotas restantes por medio de las Gradientes de cada variable meteorológica.

- **Reconstrucción del modelo de Balance de masas de la Pequeña Edad de Hielo (PEH)**

La Hoja programada realizado para los glaciares actuales se modificó por los siguientes puntos: a) Cartografiado de los Paleoglaciares: Debido a que el área que abarcaban las masas glaciares eran mayor a comparación de la actual, es por ese motivo que se agregaron celdas para abarcar el nuevo frente glaciario, b) El valor tanto de la temperatura del aire como de la superficie del Hielo se cambiaron de acuerdo a la estimación del enfriamiento del clima deducido de la ELAg y c) Se tuvo que determinar la nueva ubicación de la isoterma 0°C y a partir de ahí calcular el nuevo valor de la duración de la ablación.

- **Forzamientos climáticos**

Forzamiento 1: Mediante la Hoja programada del balance de masa de los paleoglaciares es posible reconstruir la paleoprecipitación. El forzamiento consistió en lograr un estado de equilibrio entre la ELAg y la ELAc, esto mediante el insertar valores de precipitación hasta conseguir la igualdad entre ambas ELAs.

Forzamiento 2: Mediante la Hoja programada del balance de masa de los glaciares actuales es posible estimar escenarios futuros en base al aumento de la temperatura del aire para estimar la respuesta de la ELA climática. Los escenarios futuros consistieron en un aumento de 1°C, 2°C, 3°C y 4°C de la temperatura del aire, en base a las predicciones del IPCC.

- Factor de corrección

El factor de corrección sirve para estimar ELAs climáticas con diferentes valores a los estimados por la estación meteorológica. La ELA climática responde al principio de: A mayor precipitación, la ELA debe descender, ya que los glaciares son alimentados por la precipitación sólida. Y a una menor precipitación, la ELA debe ascender. En igual sentido, las gradientes tanto de la precipitación y del aire también responden de manera inversa a la precipitación.

Con la finalidad de poder utilizarla en diferentes áreas de estudio esta hoja debe responder a dos preguntas claves al mismo tiempo: a) ¿Cómo varía la ELAc si también varía la precipitación?; b) ¿Cómo varía la ELAc si el Gradiente Vertical de Precipitación (GVP) varía? Y c) ¿Cómo varía la ELAc si varían la precipitación y el Gradiente Vertical de la Precipitación (GVP) al mismo tiempo?

Debido a que se contó con valores reales medidos por la estación Cryoperu, se pudo entonces analizar como variaría la ELAc por cada mm de precipitación, por cada mm/año de gradiente y una variación conjunta.

La Tabla 6 nos indica como varía la ELAc en base a la precipitación. El valor de precipitación ($P_p = 1147.8$ mm) es el valor registrado en la estación

meteorológica. Entonces como se desea observar cuánto varía la ELAc si varía la precipitación; entonces se ensayaron con valores mayores y menores que la registrado por la estación meteorológica. Como ya se ha explicado, la ELAc debe cumplir fundamentalmente que debe ascender si la precipitación disminuye y debe descender si la precipitación aumenta. Por ese motivo, la Tabla 6 nos muestra dos columnas adicionales. La segunda denominada “ELAc sin factor de corrección” que muestra que sin factor la ELA no cumple el principio; y por lo tanto necesita corregirse. Mientras que la tercera, denominada “ELAc Correcta” muestra cuál debería ser el valor esperado de la ELAc al cambio de precipitación. Se determinó que sin factor de corrección la ELAc se desplazó 14 metros (hacia arriba o hacia abajo) por cada 100 mm (más/menos) de precipitación con respecto de la ELAc del 2016 (fila coloreada).

TABLA 6

APLICACIÓN DEL FACTOR DE CORRECCIÓN

Precipitación	ELAc sin factor de corrección	ELAc Correcta
947.8	5318	5374
1047.8	5332	5360
1147.8	5346	5346
1247.8	5360	5272
1347.8	5374	5258

De igual manera, se probó con diferentes variaciones de la Gradiente Vertical de Precipitación (GVP). De la Tabla 7, la primera fila (de color) muestra el valor de la ELAc con la precipitación y su Gradiente Vertical (GVP) registrada por la estación meteorológica. Por ese motivo, para esta primera fila el valor de la ELAc debe ser iguales en ambas columnas. La variación de la ELA se debe dar cuando haya variación del GVP es por eso que en la Tabla 7 se propusieron otros valores de GVP. Entonces, si el GVP aumenta en razón de 0.1 mm/año, la ELAc debe aumentar 6 metros con respecto de la ELAc 2016 cuya GVP= 0.1 mm/año. A estos resultados nuevamente se le corrigió ya que en todo momento debe cumplir el principio de la ELAc que aumenta si las condiciones climáticas son desfavorables; y descender si las condiciones climáticas son favorables.

TABLA 7

APLICACIÓN DEL FACTOR DE CORRECCIÓN CON DIFERENTES GRADIENTES VERTICALES DE PRECIPITACIÓN

Precipitación	Gradiente Vertical de Precipitación	ELAc sin factor de corrección	ELAc correcta
1147.8	0.1 mm/año	5346	5346
	0.2 mm/año	5352	5279
	0.3 mm/año	5358	5273
	0.4 mm/año	5364	5267
	0.5 mm/año	5370	5261

Y al combinar tanto un aumento de la precipitación, así como de su gradiente vertical en razón de 100 mm y 0.1 mm/año respectivamente, la variación de la ELAc se determinó analizando la ELA de la nueva precipitación con un gradiente de 0.1 m/año (que es 14 metros más o menos de la ELAc 2016 con GVP= 0.1 mm/año) y a partir de este valor se disminuyó en razón de múltiplo de 6 metros dependiendo de la nueva gradiente (Tabla 8). La celda; por lo tanto, se configuró para que hiciera ese análisis.

TABLA 8

IMPLEMENTACIÓN DEL FACTOR DE CORRECCIÓN CON UNA PRECIPITACIÓN Y GRADIENTE VERTICAL DE PRECIPITACIÓN VARIABLE

Precipitación	Gradiente Vertical de Precipitación	ELAc sin factor de corrección	ELAc correcta
1147.8	0.1 mm/año	5346	5346
1147.8	0.2 mm/año	5352	5279
1147.8	0.3 mm/año	5358	5273
1247.8	0.1 mm/año	5360	5272
1247.8	0.2 mm/año	5366	5265
1247.8	0.3 mm/año	5372	5259
1347.8	0.1 mm/año	5374	5258
1347.8	0.2 mm/año	5380	5251
1347.8	0.3 mm/año	5386	5245

Bajo este análisis se configuró la celda del balance de masa para: a) Si varía la precipitación; pero, se mantiene el GVP= 0.1 mm/año y b) Si variase la precipitación y el gradiente vertical de la precipitación (Figura 42).

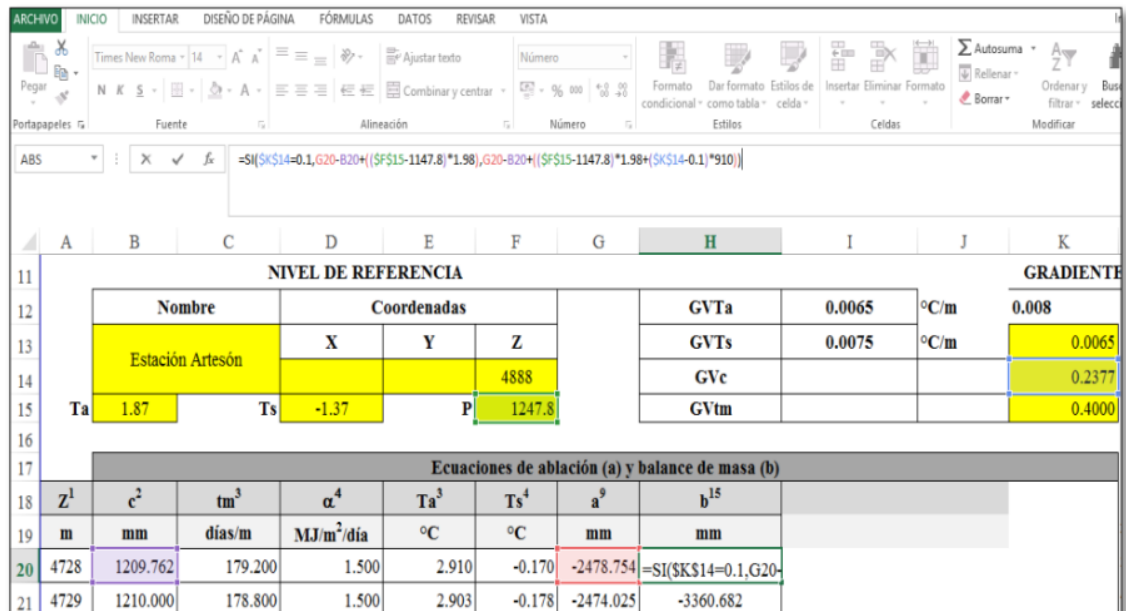


FIGURA 42. CONFIGURACIÓN INTERNA DE UNA CELDA DE LA HOJA PROGRAMADA.

c) Sí $GVP = 0.1$ mm/año; entonces la ecuación (20 y 21) serían:

$$\text{Ablación} - \text{Acumulación} + (\text{Acumulación} - 1147.8) * 1.98 \quad (20)$$

d) Sí $GVP \neq 0.1$ mm/año

$$\text{Ablación} - \text{Acumulación} + (\text{Acumulación} - 1147.8) * 1.98 + (GVP - 0.1) * 910 \quad (21)$$

El valor de 1.98 surge de: Si se aumenta por ejemplo 100 mm a la precipitación total anual entonces se distribuirá sobre todo el glaciar 100 mm más y como por esa cantidad se comprobó que la ELAc debería disminuir 14 metros entonces se divide 14 000 mm entre el número de celdas que hay desde la altura mínima del glaciar hasta la nueva posición que debería tener la ELAc. Se determinó que a medida que aumentaba o disminuía la precipitación en razón de 100 mm entonces el factor de corrección lo hacía inversamente en múltiplos de 198 mm por celda. Si se considerase por ejemplo un aumento de 200 mm en la precipitación entonces la ELA debería bajar 28 metros, entonces la constante pasó a ser 396. Por ese motivo el factor de corrección es la ecuación (22):

$$(\text{Acumulación} - 1147.8) * 198 \quad (22)$$

El valor de 910 surge de: Si se aumentase 100 mm y se aumentase 0.1 mm/m a la gradiente, la ELAc vararía en múltiplo de 6 metros. Estos 6 metros (6000 mm) se deben dividir desde la altura mínima del glaciar hasta la nueva posición que debería tener la ELAc. Se comprobó que a medida que aumentaba o disminuía la gradiente en razón de 6 metros, el factor de corrección aumentaba o disminuía en múltiplo de 91 mm por celda. Si se considerase por ejemplo un gradiente de 0.3 mm/m el valor del factor pasó a ser 182 mm. Por ese motivo el factor de corrección es la ecuación (23):

$$(GVP - 0.1) * 910 \text{ (23)}$$

5.1.5. Etapa 5: Evaluación del cambio climático

- Estimación del enfriamiento

La variación de la temperatura del aire (ΔT , °C) entre diferentes fases (PEH – 1962 / 1962 – 2016) se evaluó a través del desnivel entre ambas ELAs (ΔELA) con el Gradiente Térmico Vertical (GTV, °C/m). Este cálculo se estimó resolviendo la ecuación de Porter, 2001 y Sutherland, 1984 (ecuación 24):

$$\Delta T = \Delta ELA \times GTV \text{ (24)}$$

Donde: el GTV considerado como valor de acorde para los trópicos es de 0.0065 °C/m (Kaser & Osmaston, 2002).

Resolviendo la ecuación 24, se estimó que la temperatura ascendió desde la $\Delta T_{PEH-2016} = 1.14$ °C. A su vez, se dedujo que la temperatura ascendió $\Delta T_{1962-2016} = 0.72$ °C, evidenciando que, en los últimos 50 años el ritmo de ascenso de la temperatura pasó a ser aproximadamente el doble (significando una tendencia exponencial; Tabla 9).

TABLA 9

AUMENTO DE LA TEMPERATURA DESDE LA PEQUEÑA EDAD DE HIELO (PEH)

Escenario Glaciar	ELA (m)	Variación de la temperatura T(°C) con respecto al 2016	
2016	5260	0.72	0.42
1962	5149		
PEH	5084	-	

5.1.6. Etapa 6: Pronóstico de escenario de deglaciación futura

Se realizaron estimaciones a futuro basados en los aumentos de temperatura que estima el IPCC, 2013 para el año 2100, planteados en 4 escenarios de calentamiento global con respecto a la era pre industrial (asumiendo que la precipitación permanece constante; Tabla 10): Escenario a) La temperatura se mantiene constante, Escenario b) $\Delta T = 1$ °C, Escenario c) $\Delta T = 2$ °C, Escenario d) $\Delta T = 3$ °C y Escenario e) $\Delta T = 4$ °C.

TABLA 10

PRONÓSTICO DE ESCENARIOS DE DEGLACIACIÓN FUTURA

Escenarios	ELAc Año 2016	ELAc al 2100
------------	---------------	--------------

Escenario a Temperatura constante	5346 m	5395 m
Escenario b Temperatura +1°C		5404 m
Escenario c Temperatura +2°C		5534 m
Escenario d Temperatura +3°C		5673 m
Escenario e Temperatura +4°C		5811 m

5.2.- Resultados Inferenciales

5.2.1. Etapa 1: Cartografiado geomorfológico de la vertiente occidental de la subcuenca Ranrahirca

El cartografiado geomorfológico permitió identificar geoformas originadas por procesos glaciares y su interacción con la dinámica de laderas y actividades fluvio-lacustre. A continuación, una descripción de la Figura 43:

- **Identificación de geoformas originadas por procesos glaciares**

El rasgo erosivo más común derivado de la actividad glaciaria en las zonas de estudio son las superficies rocosas con **abrasión glaciaria**, que pueden encontrarse en las laderas montañosas, los lechos y paredes del valle glaciario de la subcuenca Ranrahirca. Estos relieves son fácilmente reconocibles, ya que conservan estrías y pulimento producto del antiguo avance de hielo poco potentes siendo incapaces de profundizar el lecho rocoso.

Sin embargo, los rasgos erosivos geomorfológicamente más importantes son las **superficies de sobreexcavación glaciaria**. La subcuenca Ranrahirca presenta relieves muy abruptos, con paredes casi verticales de hasta 500 m de altura en el valle e incluso en determinadas zonas se encuentran secciones más encañonadas. Estas formas erosivas se originaron por la incisión y el resquebrajamiento de fragmentos rocosos durante el avance de lenguas glaciares de gran espesor por el valle.

Otras formas erosivas importantes son las originadas por la acción combinada de procesos glaciares y periglaciares. Destacan las **crestas** y **paredes supraglaciares**, que se distinguen en las paredes que rodean la laguna Llanganuco de la subcuenca Ranrahirca. Su origen es por los efectos erosivos sobre los circos glaciares que rodean las caras montañosas y que, posteriormente, son moldeados por procesos periglaciares (congelamiento y deshielo); y que permiten el desarrollo de canales de avalanchas.

Las geoformas originadas por el transporte sedimentario por procesos glaciares son diversas, debido a que la carga sedimentaria (arenas, detritos y bloques rocosos) puede ser trasladada por los flujos de hielo, desde sus márgenes, debajo de la misma, o dentro del cuerpo congelado. En la subcuenca Ranrahirca, las formas y relieves sedimentarios más importantes se caracterizan principalmente por el emplazamiento de morrenas externas en el fondo y las paredes de los valles. Estas tienen formas, extensiones y volúmenes muy variados, que van desde acumulaciones incipientes de poco alcance que son característicos de depósitos recientes; hasta aquellos depósitos de cientos de metros de espesor, varios kilómetros de recorrido y muy antiguas, que forman varias fases de avances glaciares según su cronología, de la más reciente a la más antigua.

En el valle de la subcuenca Ranrahirca existen evidencias geomorfológicas del **Grupo de morrenas M5**, debido a que han predominado procesos geodinámicos que permitieron su emplazamiento y no han erosionado por completo toda evidencia. El siguiente grupo han sido el **Grupo de morrenas M4 (hace ~31k – 26k años)** que se han emplazado a la salida del valle, muy cercanas al desnivel topográfico originado por la falla geológica activa de la Cordillera Blanca. El alcance de los glaciares durante su emplazamiento fue al menos entre 18 - 22 km de recorrido, alcanzando en su punto más bajo altitudes de entre 2900-3000 m. El **Grupo de morrenas M3 (hace ~16k – 14k años)** son las más difusas y se emplazan como sedimentos de piedemonte adosados a las paredes de los valles; su recorrido pudo haber alcanzado los 12-15 km. El **Grupo de morrenas M2 (hace ~14k – 11k años)** se encuentran parcialmente conservadas en el fondo del valle, apenas arriba del margen superior de la laguna Llanganuco y en todas las vertientes montañosas, justo por debajo del **Grupo de morrenas M1 (hace ~0.8k – 0.6k años)**, las cuales son las evidencias morrénicas más próximas al frente de los glaciares actuales. En general, el emplazamiento de todos los grupos de morrenas (M1, M2, M3, M4 y M5) es claramente secuencial, evidenciando que las morrenas M5, por ser las más antiguas, fueron parcialmente destruidas.

Los glaciares degradados son extensos en el valle de la subcuenca Ranrahirca, que se han desarrollado en las márgenes de los glaciares emplazados en las vertientes de los nevados Huandoy, Pisco y Chopicalqui. Formas sedimentarias de origen periglacial como las vertientes de gelifracción son muy escasas en el valle.

- **Geoformas originadas por la dinámica de laderas y fluvio-lacustre**

Durante el retroceso de los glaciares, las masas de hielo se derriten y como consecuencia inundan las depresiones previamente generadas por la **sobreexcavación glaciar** basal y forman lagunas embalsadas por morrenas, como es el caso de la laguna Llanganuco (que está compuesta por las dos lagunas pequeñas Orconcocha y Chinancocha). Debido a la naturaleza no

consolidada de las morrenas, estas pueden ser débiles y propensas a romperse por distintas causas y mecanismos.

Una vez que se produce la incisión del dique morrénico y aumenta el flujo de salida de la laguna, la erosión aumenta y la brecha se agranda y se inicia un proceso de amplificación del fenómeno por sí mismo, originando aluviones o **flujos de detritos**. Estos fenómenos son muy recurrentes en la Cordillera Blanca; siendo el valle de la subcuenca Ranrahirca un lugar que ha albergado desastres naturales como los ocurridos en 1941 y 1970; que han dejado evidencias geomorfológicas y también huellas recientes de antiguos aluviones.

Los fenómenos geodinámicos ocasionados por la dinámica de laderas son comunes en el valle de la subcuenca Ranrahirca, así como en toda la Cordillera Blanca. Su tipología es sumamente variada. Predominan las caídas de rocas y detritos debido a sus paredes rocosas emplazados a manera de conos de deyección y los deslizamientos y derrumbes formados en las laderas internas de morrenas.

Finalmente, otras formas del relieve muy comunes en la zona de estudio son las **llanuras de obturación**, que son planicies originadas por la colmatación de sedimentos en antiguos lechos lacustres, expuestos tras el desagüe de las lagunas que contenían. En el valle de la subcuenca Ranrahirca se encuentran dispuestas de manera escalonadas y bordean la parte superior de la laguna Llanganuco donde han sido formadas entre morrenas laterales y frontales que sirvieron como barrera; además, este tipo de planicie se extiende hasta zonas bajas de la zona glaciaria del nevado Chacraraju.

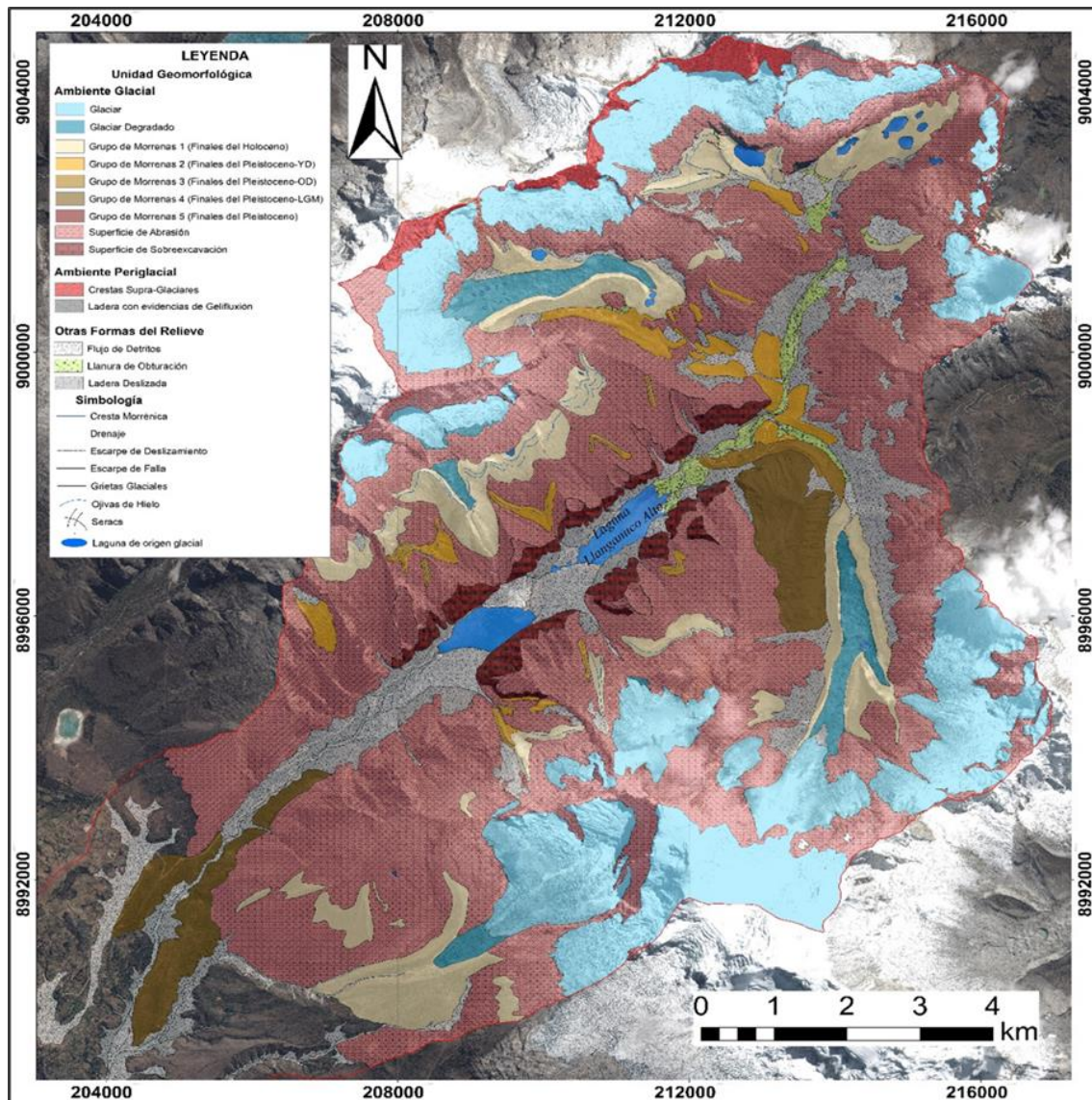


FIGURA 43. MAPA GEOMORFOLÓGICO DE LA SUBCUENCA RANRAHIRCA.

5.2.2. Etapa 2: Reconstrucción 3D de glaciares actuales y paleoglaciares

Se delimitaron 38 paleoglaciares para la PEH cubriendo un área de 45.85 km², donde el glaciar de mayor tamaño se delimitó en el nevado Huascarán (8.81 km²). Para el año de 1962 se delimitaron 42 paleoglaciares, estimándose un área de 32.08 km². Para el año 2016 se delimitó 49 glaciares, debido a que las masas de hielo que tenían una gran extensión se fragmentaron. La extensión glaciar se ubica en un rango altitudinal entre los 4435 hasta los 6625 msnm, cubriendo un área de 24.35 km².

La reducción del área glaciar desde la PEH a la actualidad ha sido del 47%; donde, se ha reducido el 15% desde 1962. Esto quiere decir, que los porcentajes de reducción ya se han igualado 50 años antes de lo esperado (Tabla 11).

TABLA 11

EVOLUCIÓN DE LA EXTENSIÓN GLACIAR (KM²) PARA LOS ESCENARIOS DE LA PEQUEÑA EDAD DE HIELO, 1962 Y 2016

Escenario Glaciar	Extensión glaciar (km²)	% de reducción desde la PEH
2016	24.35 (-15% desde 1962)	- 47%
1962	32.08 (-30% desde la PEH)	- 30%
PEH	45.85	-

Un 86% de estos glaciares presentan áreas menores a 1 km² y el resto hasta los 3.3 km². Una totalidad de 10 glaciares se han extinguido, incluyendo al nevado Broggi (extinto en el 2007). Se evidencia un retroceso longitudinal de las masas glaciares entre 0.9 km – 1.6 km. Y zonas de hielo cubierto tienen una extensión entre 1 km en el nevado Huandoy a 3.2 km en el nevado Huascarán (Figura 44).

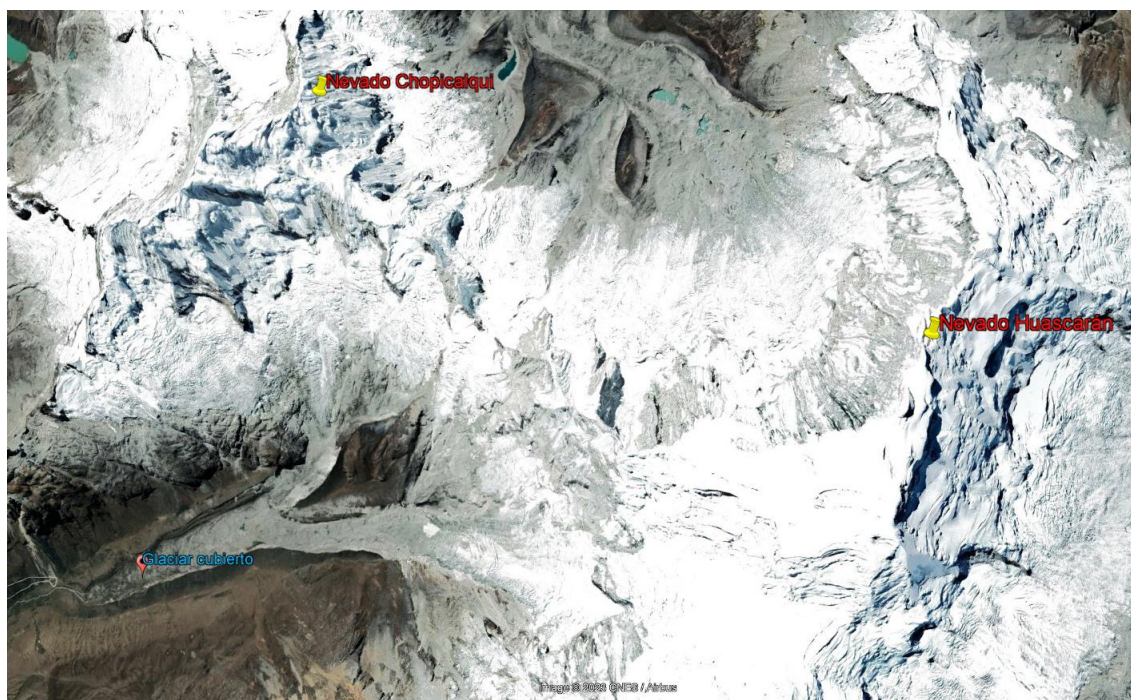


FIGURA 44. VISUALIZACIÓN DE UN GLACIAR CUBIERTO ENTRE LOS NEVADOS CHOPICALQUI Y HUASCARÁN.

Por lo tanto, la reducción glaciar muestra que la tasa de deglaciación PEH-1850 – 1962 ha sido de 0.12 km²/año (0.44 %/año). Mientras que en el periodo 1962– 2016 (54 años) ha sido de 0.14 km²/año (0.27 %/año; Tabla 12 y Figura 45).

TABLA 12

RATIOS DE DEGLACIACIÓN PARA INTERVALO DE LOS ESCENARIOS PROPUESTOS

Intervalo	$\Delta \text{ km}^2$	$\text{Km}^2/\text{año}$	$\%/año$
1962 – 2016	7.61	0.141	0.44
PEH - 1962	13.77	0.123	0.27

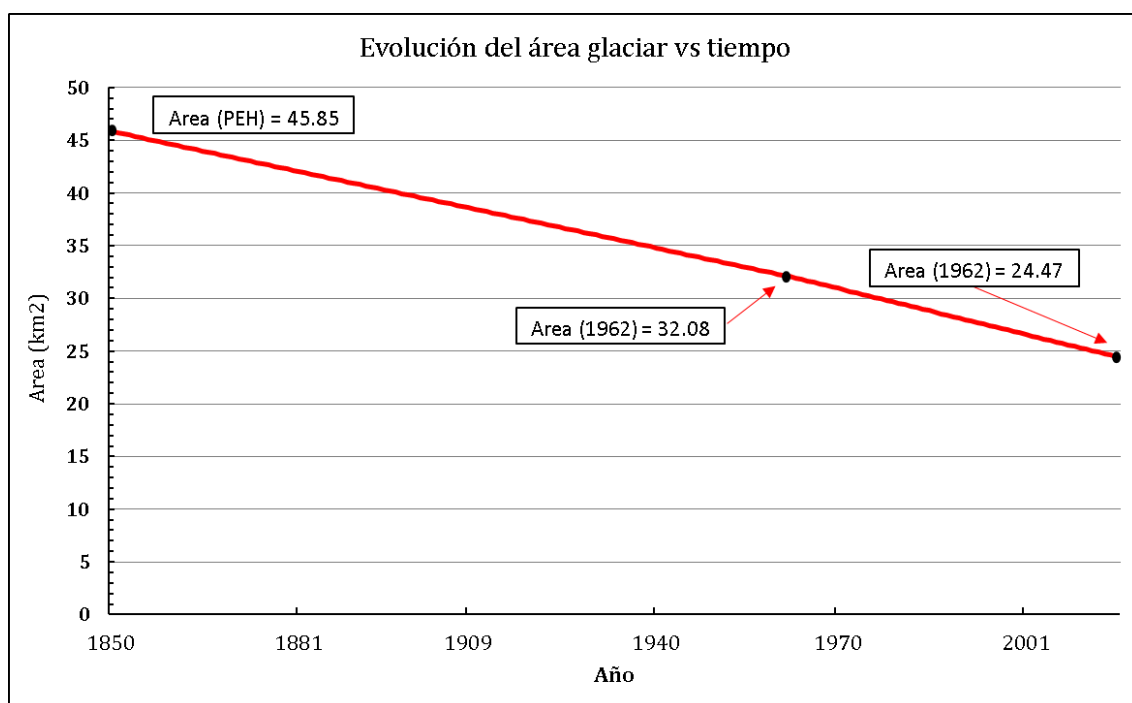


FIGURA 45. EVOLUCIÓN DEL ÁREA GLACIARIA EN LA SUBCUENCA RANRAHIRCA.

- Evolución de las áreas glaciares y paleoglaciares por nevado

Es el nevado Yanapaccha quien más ha retrocedido su área glaciaria, perdiendo el 78% (PEH: 4.24 km²; 2016: 1.54 km², Figura 46). Un impacto similar ha sufrido el nevado Huandoy, perdiendo el 73.7% de su área (PEH: 8.35 km²; 2016: 3.29 km², Figura 46). Por su parte los glaciares como el Pisco, Chacaraju y Chopicalqui han perdido su área en 54.8%, 57.4% y 48.3% respectivamente. En cambio, el nevado Huascarán es un caso especial, a pesar de haber retrocedido aún posee un área glaciaria importante a comparación del resto de nevados (PEH: 16 km²; 2016: 10 km²). Su área fuente se ubica a casi 6000 msnm, siendo actualmente 3 veces mayor en tamaño en comparación con el resto de glaciares de la cuenca. También, junto al nevado Huandoy son las montañas que más han aportado a la deglaciación, ya que ~50% del área total perdida en la cuenca, provienen de estas dos montañas.

Por otro lado, los glaciares también han retrocedido longitudinalmente, teniendo así una cota mínima en la que se encontraban en la PEH y actualmente se

encuentran considerablemente una cota más elevada. La tabla 12, compara la altura a la que se encontraban los glaciares durante la PEH y el 2016; siendo el mínimo retroceso altitudinal de 300 m (Chopicalqui) hasta los 800 m (Huascarán).

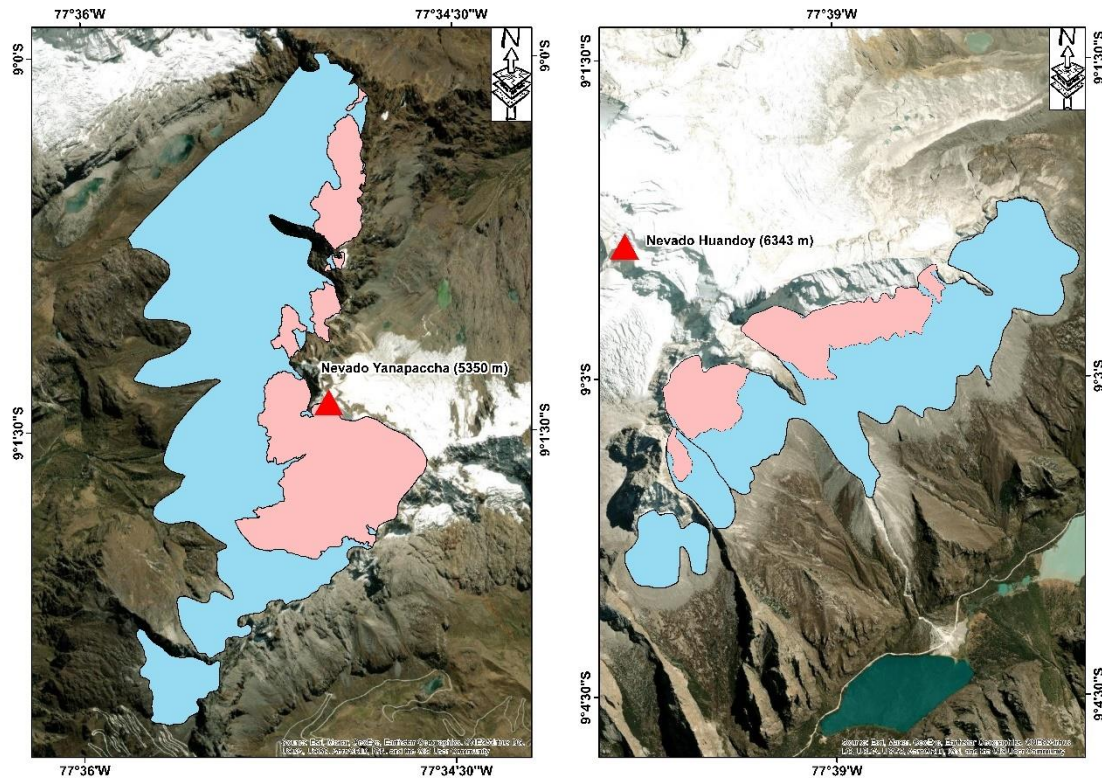


FIGURA 46. VISUALIZACIÓN DEL RETROCESO GLACIAR EN LOS NEVAOS DE MAYOR PÉRDIDA: YANAPACCHA Y HUANDROY.

TABLA 13

Altitud que alcanzaron los glaciares por cada escenario PEH, 1962 y 2016.

Nevado	Cota PEH	Cota 2016	Δ altitudinal
Huandoy	4400 m	4900 m	- 500 m
Pisco	4400 m	5000 m	- 600 m
Chacaraju	4300 m	5000 m	- 700 m
Yanapaccha	4550 m	4900 m	- 450 m
Chopicalqui	4600 m	4900 m	- 300 m
Huascarán	3500 m	4300 m	- 800 m

Los glaciares que no han desarrollado lenguas durante la PEH ocupaban una altitud entre los 4200–4700 m, pasando a ocupar una posición actual por encima de los 5200m. Mientras que, las lenguas glaciares (exclusivamente de los nevados Huandoy, Pisco y Chopicalqui) fueron cubiertas por debris y gelifractos de procesos periglaciales que han amortiguado su retroceso (Figura 47).

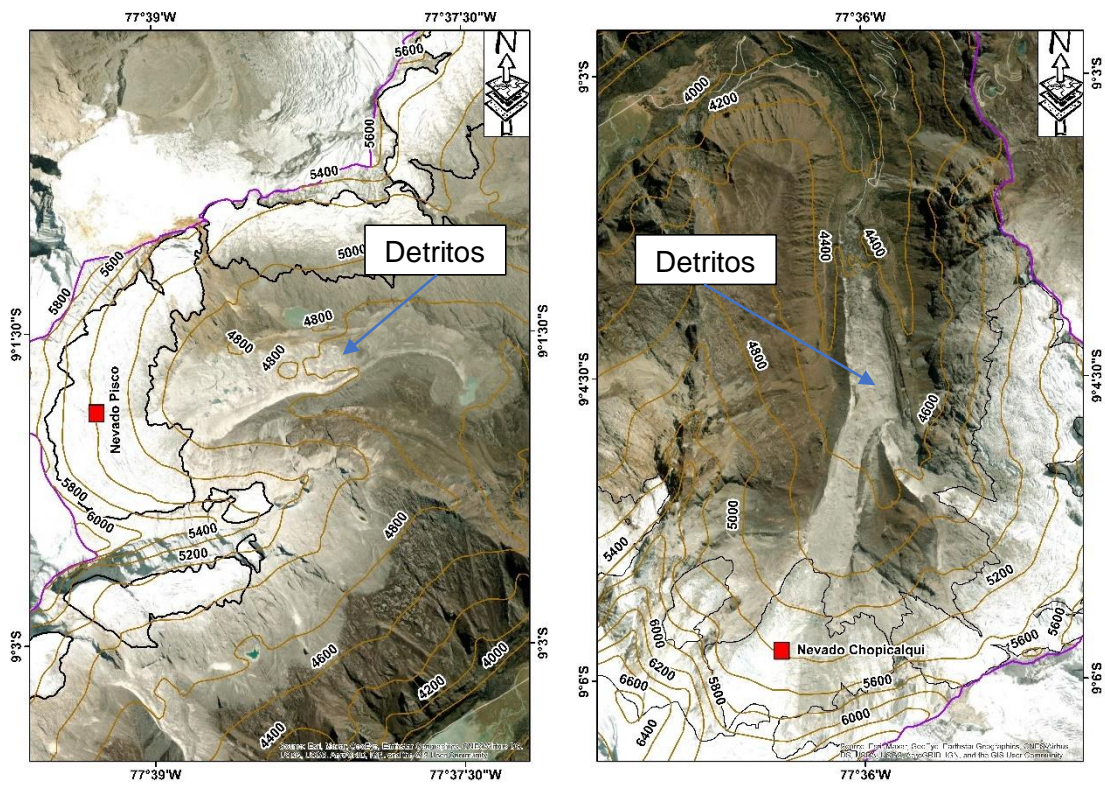


FIGURA 47. ÁREAS GLACIARES CUBIERTAS. LA FIGURA CORRESPONDE A LOS GLACIARES CHOPICALQUI Y PISCO.

La estimación del volumen total para la Subcuenca Ranrahirca fue alrededor de 2 626 Mm³ para la PEH, 1 261 Mm³ para 1962 y 871 Mm³ al 2016 (Tabla 14; Figura 48). El volumen perdido desde la PEH - 1962 fue casi del 48% y desde 1962 - 2016 se perdió el 30% en un lapso de 54 años.

TABLA 14

EVOLUCIÓN DE LOS VOLÚMENES DE LOS ESCENARIOS DE LA PEQUEÑA EDAD DE HIELO, 1962 Y 2016

Escenario Glaciar	Volumen glaciar (Mm ³)
2016	871
1962	1261
PEH	2626

Estas estimaciones, junto a la acelerada pérdida de su área hace suponer que en unos años la pérdida del recurso hídrico será mayor debido a que predominan glaciares con espesores bajos y con extensiones menores a los 0.1 km² que serán los primeros en desglaciarse (en la Tabla 15 se presentan los resultados de las tasas de pérdida hídrica).

En la actualidad es el nevado Huascarán el de mayor reserva hídrica en la cuenca mientras que el resto de nevados han perdido hasta en un 80% sus reservas.

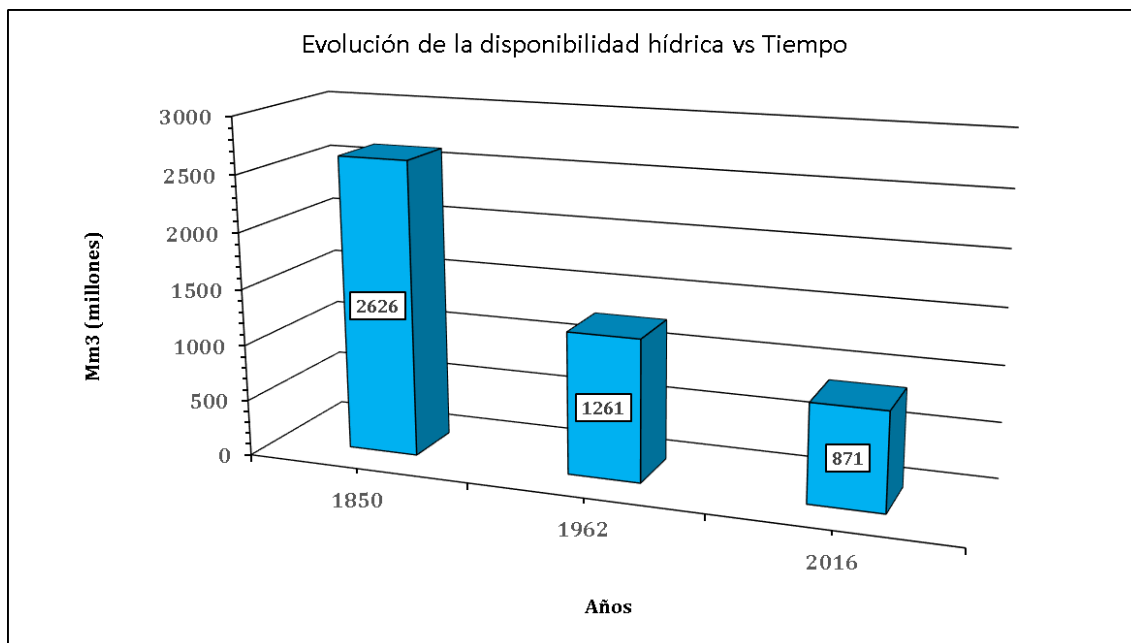


FIGURA 48. EVOLUCIÓN DE LA DISPONIBILIDAD HÍDRICA EN LA SUBCUENCA RANRAHIRCA.

TABLA 15

RATIO DE PÉRDIDA DE LOS VOLÚMENES GLACIARES POR INTERVALOS DE LOS ESCENARIOS PROPUESTOS

Intervalo	Δ Mm ³	Mm ³ /año	%/año
1962 – 2016	387	7.17	0.57
PEH - 1962	1360	12.14	0.46

- Distribución de los espesores según su porcentaje

La reconstrucción de las superficies trata de estimar los posibles espesores que presentan en la actualidad las masas glaciares; así como en el pasado. Esto ha evidenciado una clara disminución de los recursos hídricos. La reducción de los espesores explica porque la pérdida de recursos hídricos ha sido mayor durante la Pequeña Edad de Hielo (PEH); debido a que, se han ido perdiendo los espesores de gran potencia. Actualmente, los espesores son medio – bajo, por lo que, en las futuras décadas la deglaciación será mucho más rápido (Tabla 16).

TABLA 16

CUADRO RESUMEN DE LOS ESPESORES PARA CADA ESCENARIO GLACIAR

Espesor	PEH	1962	2016
Máximo	294 m	262 m	231 m
Mínimo	2 m	1 m	4 m

La distribución de espesores revela que en los glaciares actuales predominan entre los 20 - 40 m, abarcando el 65.5% del área glaciar equivalente a ~16 km² (espesores de 40 m = 38%). Los mayores espesores se encuentran específicamente en el nevado Huascarán (230 m y 238 m), ubicados en la cima de la montaña donde predomina la poca pendiente y se encuentra a una gran altura. También es en el rango entre 40 m – 60 m con mayor porcentaje (~26%) equivalente a 6km². Los demás espesores se distribuyen de manera aleatoria a lo largo de toda el área glaciar (más detalle en la siguiente Tabla 17).

TABLA 17

DISTRIBUCIÓN DE LOS ESPESORES Y SU PORCENTAJE DE APARICIÓN PARA EL AÑO 2016.

Escenario 2016		
Rango de espesores	Porcentaje que abarca (%)	Área equivalente (km²)
0 – 10	0.44	0.108
> 10 – 20	4.20	1.022
> 20 – 40	65.51	15.951
> 40 – 60	26.41	6.431
> 60 – 80	2.36	0.574
> 80 – 100	0.51	0.125
> 100 – 120	0.15	0.038
> 120 – 140	0.12	0.030
> 140 – 160	0.09	0.021
> 160 – 180	0.08	0.019
> 180 – 200	0.07	0.017
> 200 – 220	0.05	0.011
> 220 – 240	0.02	0.004
> 240 – 260	0.00	0.000
> 260 – 280	0.00	0.000
> 280 – 300	0.00	0.000

En los paleoglaciares, por ejemplo, para 1962, predominaba aún la distribución de espesores en el rango entre los 20 – 40 m, pero en un porcentaje menor que el estimado durante el 2016. Esto puede ser explicado porque aún los espesores no perdían su espesor en el rango entre 40 – 60 m (que representaba el 52% a comparación del 26% actual). Además, el área entre los 20 – 40 m representaba 6 km² del área total, cuando en 1962 abarcaban un ~17%. La misma tendencia se ha observado con los espesores que en 1962 se ubicaban entre 80 m – 130 m que actualmente se han reducido al rango entre 40 m - 60 m (más detalle en la Tabla 18).

TABLA 18

DISTRIBUCIÓN DE LOS ESPESORES Y SU PORCENTAJE DE APARICIÓN PARA EL AÑO 1962.

1962		
Rango de espesores	Porcentaje que abarca (%)	Área equivalente (km²)
0 – 10	0.42	0.134
> 10 – 20	8.04	2.578
> 20 – 40	52.01	16.684
> 40 – 60	30.48	9.777

> 60 – 80	6.16	1.977
> 80 – 100	1.14	0.367
> 100 – 120	0.76	0.243
> 120 – 140	0.64	0.204
> 140 – 160	0.11	0.035
> 160 – 180	0.06	0.021
> 180 – 200	0.05	0.018
> 200 – 220	0.05	0.017
> 220 – 240	0.05	0.015
> 240 – 260	0.04	0.011
> 260 – 280	0.00	0.000
> 280 – 300	0.00	0.000

Para el escenario de la Pequeña Edad de Hielo (PEH), se caracteriza por glaciares de gran espesor. Por ejemplo, entre los 60 – 80 m predominaba ~22% abarcando un área de 10km². Actualmente este rango se ha reducido más el 50%. Además, sigue predominando los máximos espesores en el nevado Huascarán llegando a los 280 m en la cima donde predomina la baja pendiente y bajas temperaturas (más detalle en la Tabla 19).

TABLA 19

DISTRIBUCIÓN DE LOS ESPESORES Y SU PORCENTAJE DE APARICIÓN PARA EL AÑO PEH.

Escenario PEH		
Rango de espesores	Porcentaje que abarca (%)	Área equivalente (km²)
0 – 10	0.16	0.075
> 10 – 20	4.05	1.857
> 20 – 40	19.47	8.929
> 40 – 60	38.92	17.844
> 60 – 80	22.19	10.172
> 80 – 100	8.21	3.766
> 100 – 120	2.94	1.346
> 120 – 140	2.32	1.064
> 140 – 160	1.14	0.524
> 160 – 180	0.37	0.168
> 180 – 200	0.06	0.028
> 200 – 220	0.04	0.018
> 220 – 240	0.04	0.016
> 240 – 260	0.04	0.018
> 260 – 280	0.03	0.015
> 280 – 300	0.02	0.008

A continuación, la Tabla 20 y la Figura 49 muestran cómo se han reducido los espesores desde la Pequeña Edad de Hielo:

Tabla 20

Comparación de espesores y áreas equivalentes de los escenarios PEH, 1962 y 2016.

Rango de espesores (m)	PEH		1962		2016	
	% de área	Area equiv (km ²)	% de área	Area equiv (km ²)	% de área	Area equiv (km ²)
0 -10	0.44	0.108	0.42	0.134	0.16	0.075
10 – 20	4.20	1.022	8.04	2.578	4.05	1.857
20 – 40	65.51	15.951	52.01	16.684	19.47	8.929
40 – 60	26.41	6.431	30.48	9.777	38.92	17.844
60 – 80	2.36	0.574	6.16	1.977	22.19	10.172
80 – 100	0.51	0.125	1.14	0.367	8.21	3.766
100 –120	0.15	0.038	0.76	0.243	2.94	1.346
120 – 140	0.12	0.030	0.64	0.204	2.32	1.064
140 – 160	0.09	0.021	0.11	0.035	1.14	0.524
160 – 180	0.08	0.019	0.06	0.021	0.37	0.168
180 – 200	0.07	0.017	0.05	0.018	0.06	0.028
200 – 220	0.05	0.011	0.05	0.017	0.04	0.018
220 – 240	0.02	0.004	0.05	0.015	0.04	0.016
240 – 260	0.00	0.000	0.04	0.011	0.04	0.018
260 – 280	0.00	0.000	0.00	0.000	0.03	0.015
280 – 300	0.00	0.000	0.00	0.000	0.02	0.008

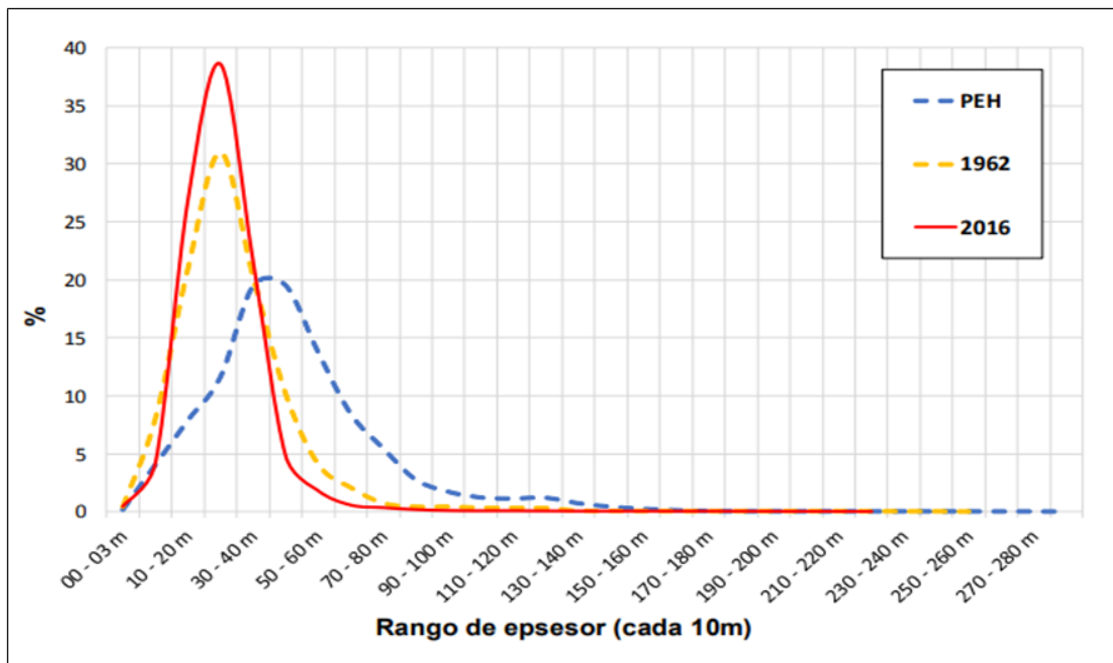


FIGURA 49. EVOLUCIÓN DE LOS ESPESORES RECONSTRUIDOS DE TODA LA SUBCUENCA RANRAHIRCA DE LA PEQUEÑA EDAD DE HIELO, 1962 Y 2016.

- Volúmenes de glaciares y paleoglaciares por nevado individual

El nevado Huascarán es el glaciar que en menor medida ha perdido volumen desde 1962 (12.2%), debido a su gran zona de acumulación, ya que es el nevado tropical más alto del Perú y alberga los glaciares con mayores espesores de la cuenca. Esto sugiere que la mayor pérdida de volumen proviene del resto de los glaciares que conforman la cuenca. Por ejemplo, el más afectado es el nevado

Huandoy que ha perdido su volumen en un 82%, debido en gran parte a que sus dos lenguas glaciares en la actualidad son unas extensas áreas de hielo cubierto por detritos. Los glaciares de los nevados Pisco y Chacraraju se han visto afectados en una pérdida de volumen ~70% debido a que se han perdido espesores de 40 m - 80 m. Por su parte, el glaciar Yanapaccha se redujo en un 63%, y albergaba al glaciar Broggi que desapareció en el año 2007. Y de igual manera, los glaciares del nevado Chopicalqui se redujeron en un 63% en parte por la cubierta de la lengua glaciar que comparte con el Huascarán quien en la actualidad es otra área de hielo cubierto. La Tabla 21 brinda mayor detalle:

TABLA 21

VOLÚMENES POR CADA NEVADO DE LA SUBCUENCA RANRAHIRCA PARA EL ESCENARIO PEH, 1962 Y 2016.

Nevado	PEH (Mm3)	1962 (Mm3)	2016 (Mm3)
Huandoy	257,050,586.40	109,174,225.95	36,454,118.62
Pisco	519,115,132.96	228,905,621.12	113,022,449.46
Chacraraju	383,808,662.24	186,170,128.96	111,255,293.26
Yanapaccha	119,191,839.26	83,152,985.30	44,749,374.13
Chopicalqui	319,802,885.28	151,005,976.18	124,260,626.91
Huascarán	1,014,473,615.04	502,757,958.24	413,044,265.44

Finalmente, se realizaron hipsometrías del área y el volumen glaciar desde la cota más baja hasta la cima, en rangos de cada 100 m (Figura 50 y Figura 51). El objetivo de estas gráficas es mostrar la distribución de las masas de hielo respecto a la altitud para los diferentes escenarios frío analizados en este trabajo de tesis. Por ejemplo, durante La Pequeña Edad de Hielo (PEH) en la vertiente occidental de la subcuenca Ranrahirca, la cota mínima cubierta por glaciares fue ~3500 m, mientras que actualmente, sobrepasan los ~4500 m. Por otro lado, también se puede inferir qué rango altitudinal ha disminuido; esto sirve para entender que el glaciar no sólo retrocede longitudinalmente; sino que también lo hace de manera transversal.

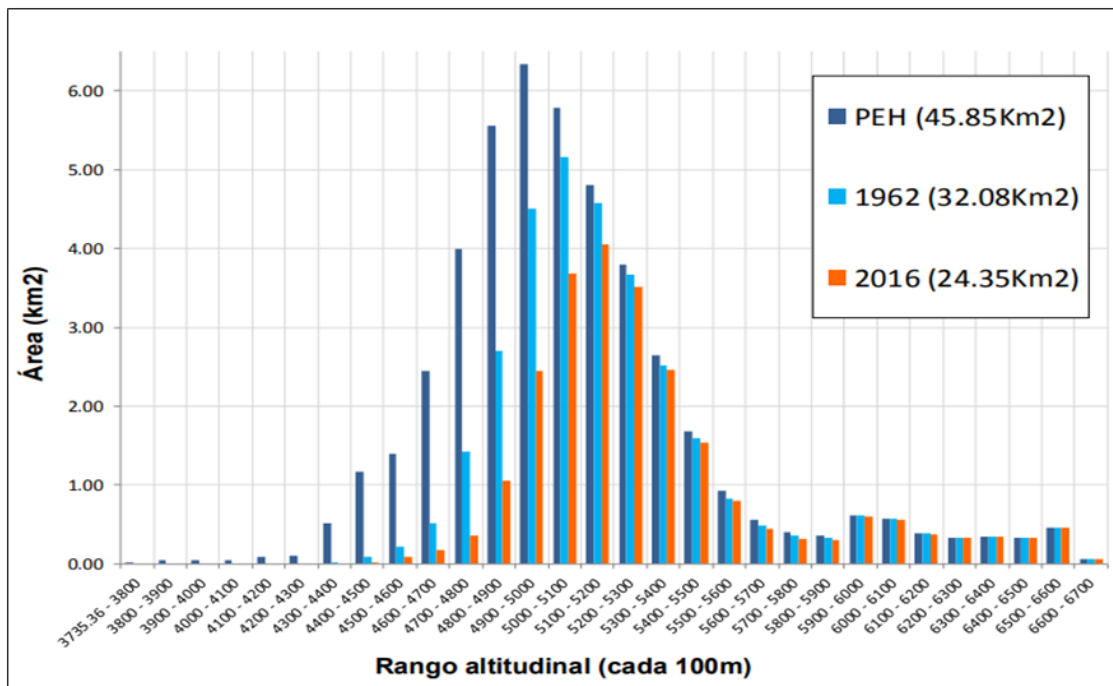


FIGURA 50. DISTRIBUCIÓN ALTITUDINAL DEL ÁREA GLACIAR PARA LOS ESCENARIOS PLANTEADOS.

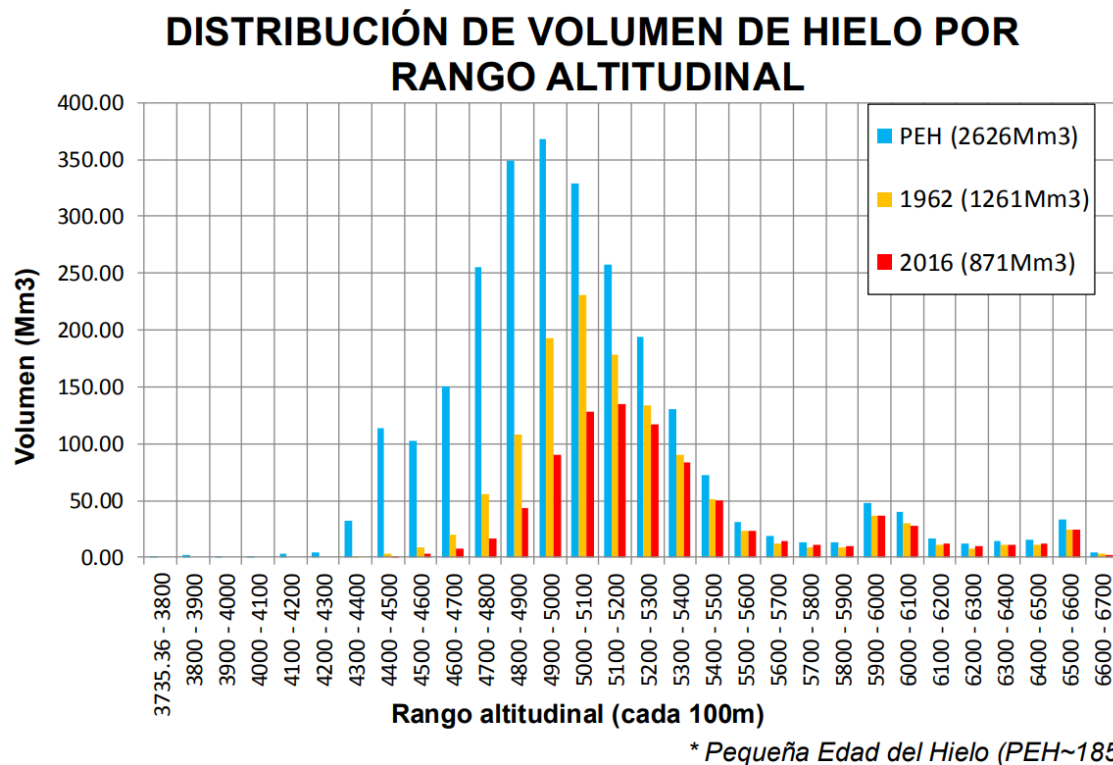


FIGURA 51. DISTRIBUCIÓN ALTITUDINAL DEL VOLUMEN GLACIAR PARA LOS ESCENARIOS PLANTEADOS.

5.2.3. Etapa 3: Cálculo de la ELA geomorfológica

En la subcuenca Ranrahirca se obtuvo una $ELA_{PEH} = 5084$ m, que se elevó 108 m hasta 1962 ($ELA_{1962} = 5149$ m) y luego 68 m en los siguientes 54 años ($ELA_{2016} = 5260$ m). La tasa de elevación de la ELA en el intervalo 1962-2016 fue en razón de 1.30 m/año, mayor al del intervalo PEH-1962 (0.87 m/año; Tabla 22).

TABLA 22

RATIO DE ELEVACIÓN DE LA ELA GEOMORFOLÓGICA PARA LOS ESCENARIOS PROPUESTOS

Intervalo	Δ m	m/año
1962 – 2016	108	1.30
PEH - 1962	68	0.87

La Figura 52 y Figura 53, muestra la relación entre la reducción del área glaciar, la reducción del volumen y la elevación de las ELAs. A medida que la ELA ha ascendido el área ha disminuido. La tendencia de la ELA pasó de ser lineal (entre PEH – 1962) a parabólica (1962 – 2016); siendo una señal de que la ratio de deglaciación en el futuro será extrema.

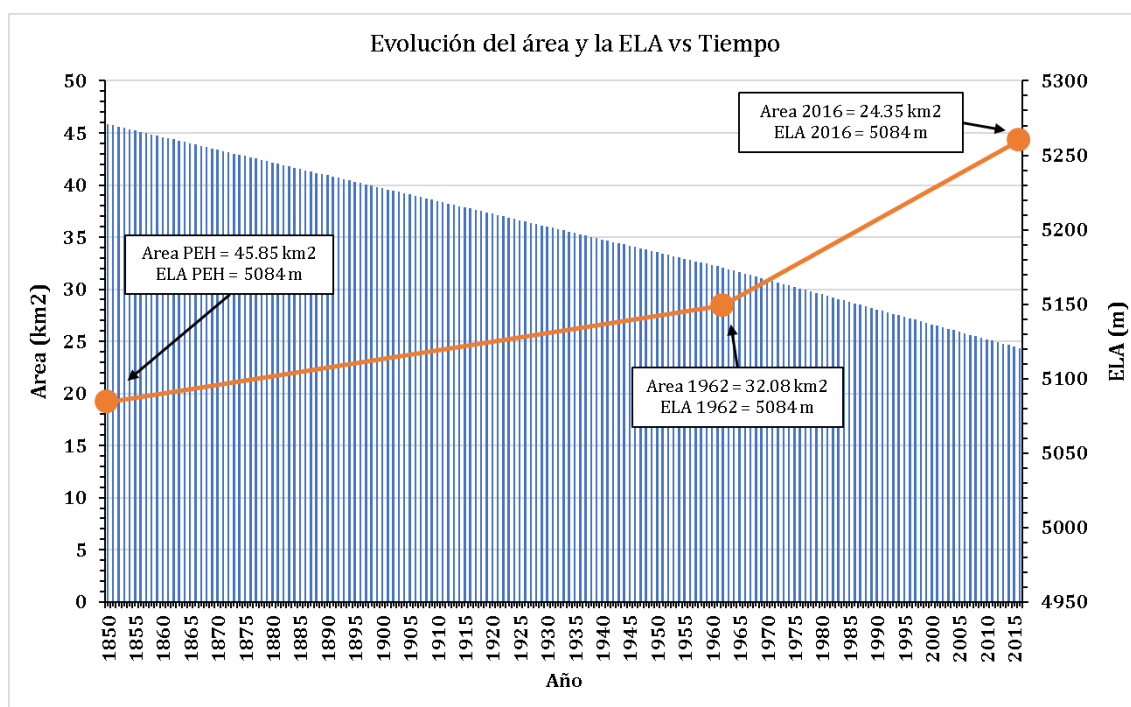


FIGURA 52. EVOLUCIÓN DEL ÁREA Y LA ELA VERSUS EL TIEMPO.

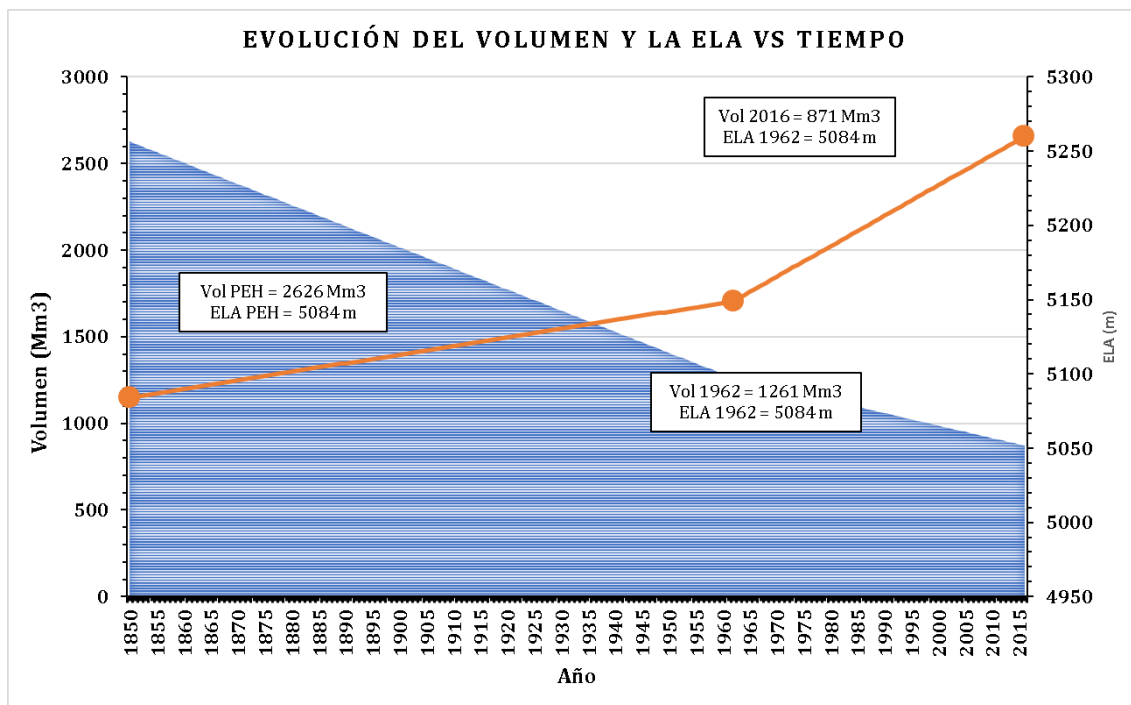


FIGURA 53. EVOLUCIÓN DEL VOLUMEN Y LA ELA VERSUS EL TIEMPO.

Dado que la ELA refleja la condición actual en la que se encuentran los glaciares con respecto al cambio climático, significando que un área glaciaria que se encuentre por debajo de ésta entra en una fase de fusión perdiendo por completo su zona de acumulación. Para tal sentido, bajo la ELA AABR actual sería un total de 19 glaciares que entrarían a fase de fusión, mayoritariamente de los nevados Yanapaccha y Chacararaju; llegando a significar un aumento de 2.90 km² el área de ablación.

5.2.4. Etapa 4: Reconstrucción de la ELA climática

- *Funcionamiento de la Hoja programada*

Para el funcionamiento de la Hoja Programada de la ELAc se necesitaron los siguientes valores (Figura 54): Coordenadas de la estación CRYOPERU (E: 210585; N: 9007846; Z: 4828 msnm); Temperatura del aire (Ta)= 1.87 °C, Temperatura superficial del hielo (Ts)= -1.37 °C, Precipitación Total Anual ©= 1147.8 mm, Gradiente Vertical del aire (GVTa)= 0.0065 °C/m, Gradiente Vertical de temperatura superficial del hielo (GVTs)= 0.0075 °C/m obtenido del tratamiento de las imágenes satelitales, el Gradiente Vertical de la Precipitación (GVP)= 0.23 mm/m y la delimitación del glaciar Artesonraju (Ronald et al 2017). El valor de la ELA climatológica por lo tanto obtenida fue de 5346 msnm (Figura 55).

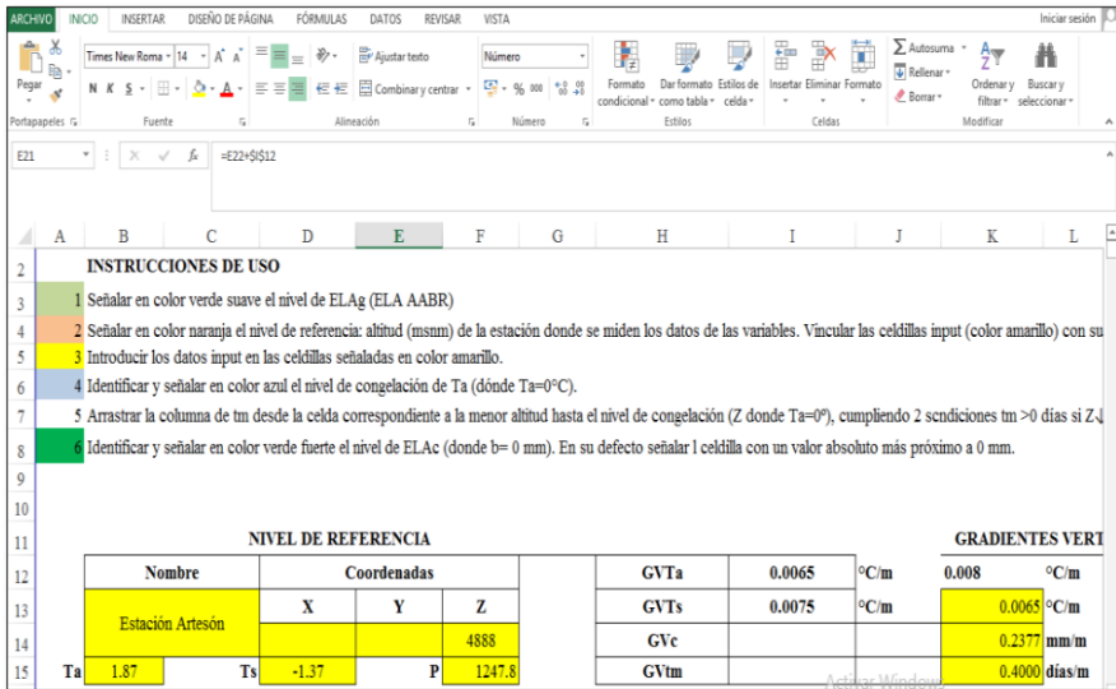


FIGURA 54. CONFIGURACIÓN DE LA HOJA DE CÁLCULO PARA LA ESTIMACIÓN DE LA ELA CLIMÁTICA.

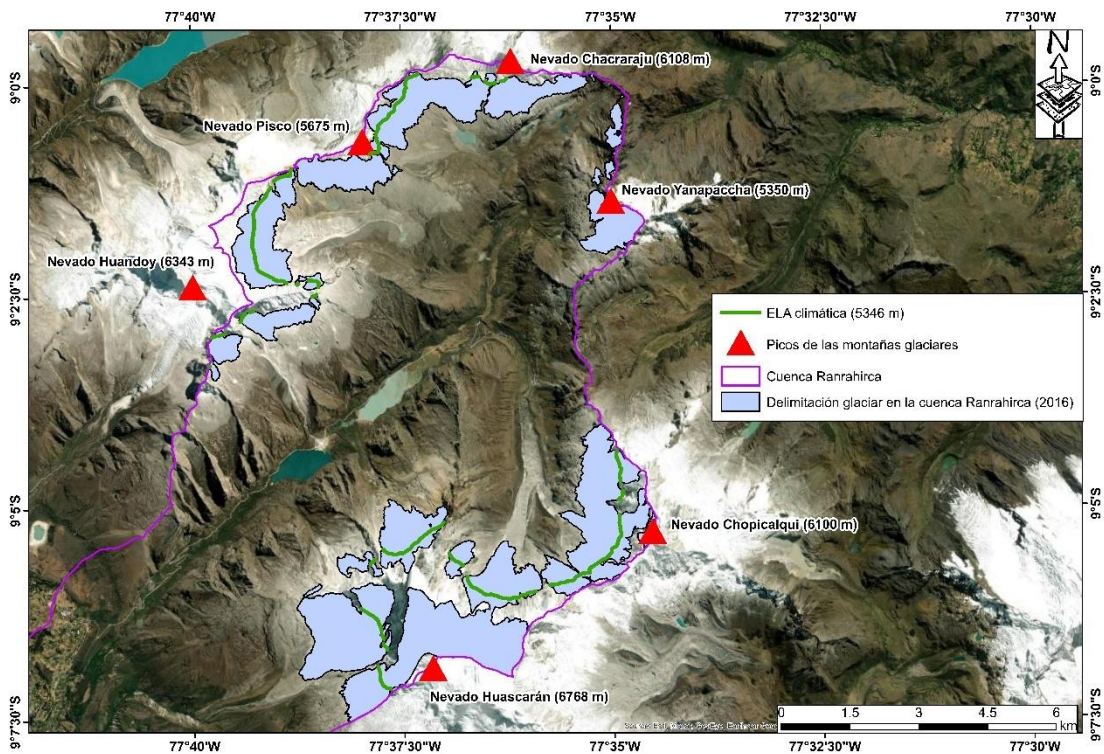


FIGURA 55. VISUALIZACIÓN DE LA ELA CLIMÁTICA SOBRE LA DELIMITACIÓN GLACIAR ACTUAL (2016).

5.2.5. Etapa 5: Evaluación del cambio climático

- Forzamiento de las ELAs para cálculo de la paleoprecipitación

Las condiciones climáticas durante la PEH fueron diferentes a las actuales entonces las variables meteorológicas también tenían valores distintos. Concha et al (2017) determinó que la temperatura del aire era 0.69 °C para la PEH en comparación con la actual con una PaleoELAg= 5056 m. Se asumió para la estimación de la PaleoELAc que: La temperatura de la superficie del hielo descendió en igual medida que la del aire, que las gradientes se mantienen igual que las actuales (PaleoTa= 1.18 °C y PaleoTs= -2.06 °C) y que la precipitación era la misma que la del año 2016 (Pp= 1147.8). Se muestra en la Figura 56 la configuración:

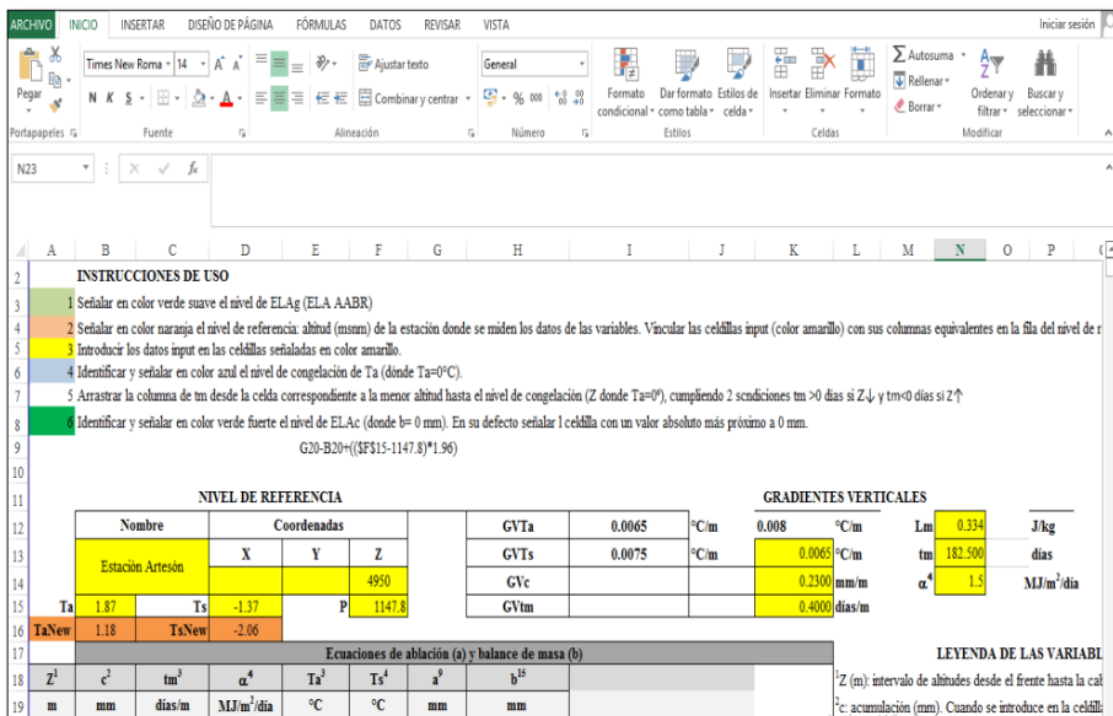


FIGURA 56. CONFIGURACIÓN DE LA HOJA PROGRAMADA PARA EL CÁLCULO DE LA PALEOPRECIPITACIÓN.

Como durante la PEH el clima era favorable a la expansión, la ELAc descendió rápidamente por la vertiente hasta una posición determinada por las condiciones climáticas. La ELAg también lo hizo, pero más lento, debido a que la formación de masa glaciar toma un tiempo. Cuando la ELAg alcanzó a la ELAc el glaciar detuvo su avance logrando un estado de equilibrio. EL aumento en la precipitación produjo mayor ganancia de nieve que eventualmente se convirtieron en hielo. Bajo este principio es posible determinar la Paleoprecipitación para cuando la ELAg=ELAc (Figura 57). Se forzó la Hoja de Cálculo programada mediante un aumento de la precipitación hasta lograr dicho objetivo.

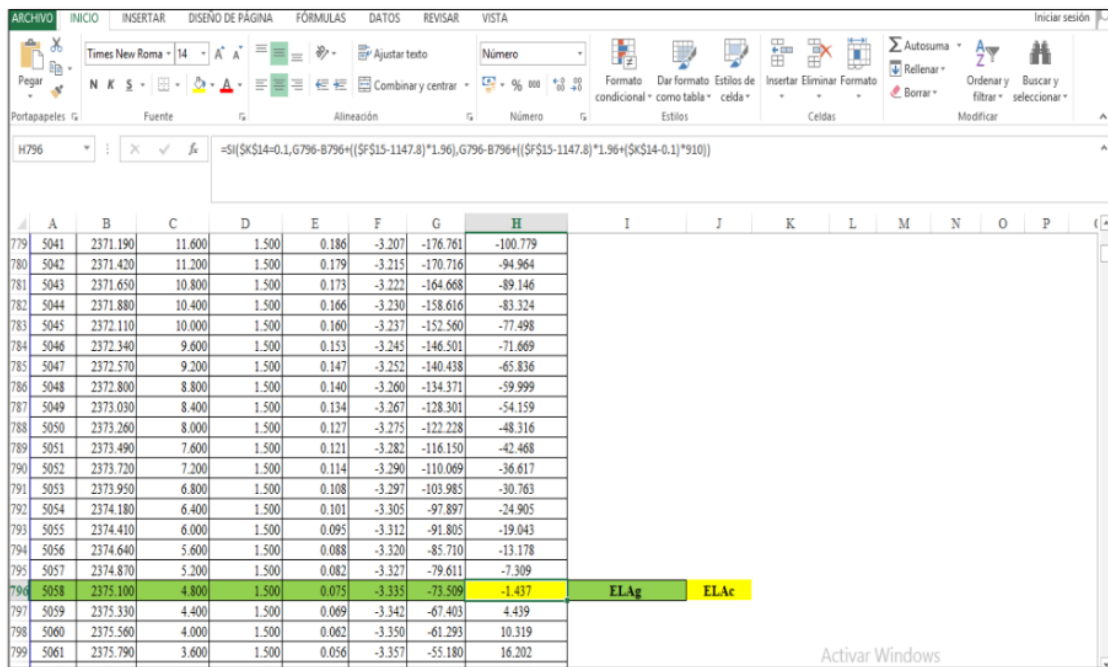


FIGURA 57. FORZAMIENTO ENTRE LA ELA GEOMORFOLÓGICA Y LA ELA CLIMÁTICA.

Por lo tanto, se calculó una Paleoprecipitación para la Pequeña Edad de Hielo de **2337** mm.

- Forzamiento de las ELAs para el cálculo del incremento de la temperatura del aire desde la Pequeña Edad de Hielo

Los resultados de la estimación de temperatura que presentamos son bastante consistentes con el calentamiento global medido a través de registros instrumentales (IPCC, 2013), la reducción del área y pérdida de disponibilidad hídrica (Figura 58); contrastadas con estimaciones sobre el incremento de la temperatura para los últimos 50-60 años según Vuille et al., 2008 y Malone et al. (2015). Sin embargo, se debe tener en cuenta que las observaciones del IPCC, (2013) son a nivel global provenientes mayoritariamente de Europa y Norteamérica, mientras que en los Andes Centrales no se contaba con estaciones meteorológicas hasta mediados del siglo XIX.

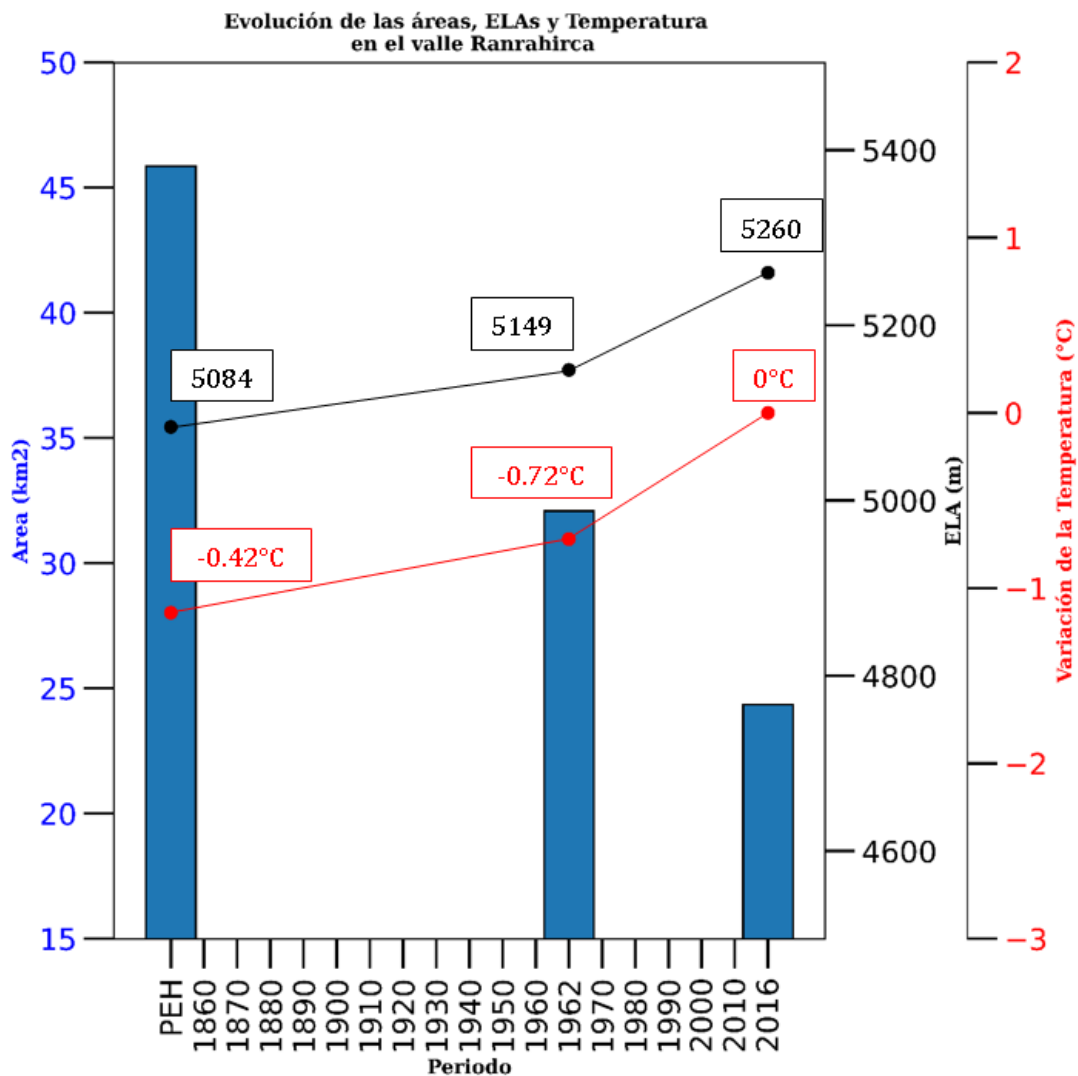


FIGURA 58. EVOLUCIÓN DE LAS ÁREAS, ELAS Y TEMPERATURA EN EL VALLE RANRAHIRCA.

5.2.6. Etapa 6: Pronóstico de escenario de deglaciación futura

Gracias al forzamiento del aumento de la temperatura, se pronosticaron los futuros valores de la ELA climática a finales del siglo XXI. Si bien, se ha considerado que la precipitación sea una variable cuyo valor se mantendría constante hasta el 2100, los resultados indican que la reducción del área glaciar podría sobrepasar el 85%. Existe mucha evidencia de que a la altura que antes caía precipitación sólida actualmente está precipitando en estado líquido propiciando el aumento de la ablación. Como ya se ha explicado, las precipitaciones son la fuente principal de “alimentación” para los glaciares; y, por lo tanto, si en un futuro se reduce esta fuente los valores que se muestran en la Tabla 23 y las Figuras 59, Figura 60, Figura 61 y Figura 62, serán mayor:

TABLA 23

PRONÓSTICO DE DIFERENTES ESCENARIOS DE AUMENTO DE TEMPERATURA DE DEGLACIACIÓN

Escenarios	ELAc Año 2016	ELAc al 2100	# Glaciares que perdieron su zona de acumulación
Escenario a	5346 m	5346 m	13% (5 glaciares)
Escenario b		5404 m	26% (10 glaciares)
Escenario c		5534 m	58% (22 glaciares)
Escenario d		5673 m	66% (25 glaciares)
Escenario e		5811 m	89% (34 glaciares)

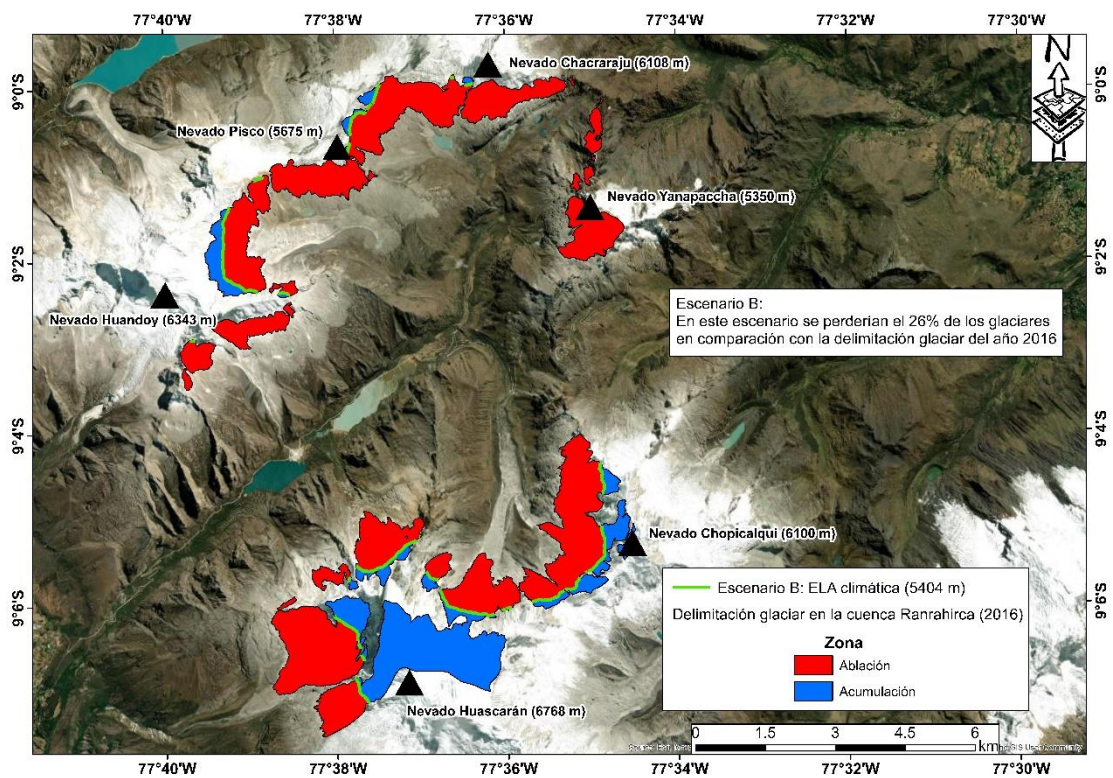


FIGURA 59. ESCENARIO B, QUE SIMULÓ LA ELEVACIÓN DE LA ELA CLIMÁTICA EN 1°C.

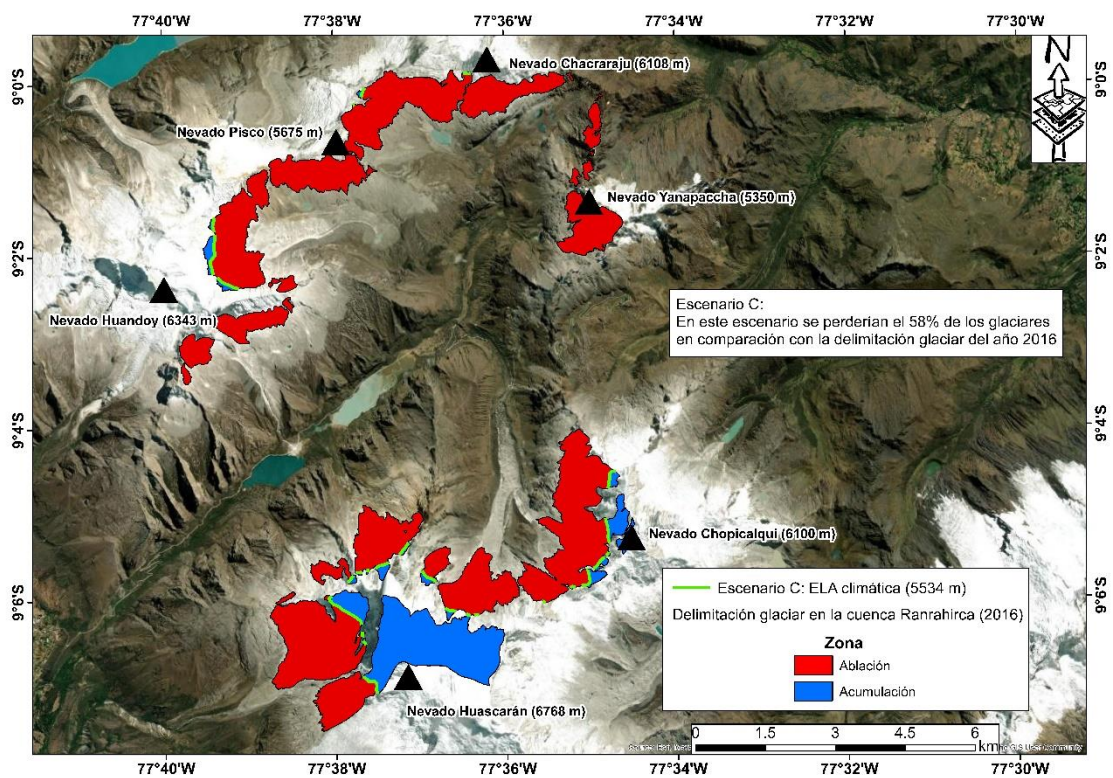


FIGURA 60. ESCENARIO C, QUE SIMULÓ LA ELEVACIÓN DE LA ELA CLIMÁTICA EN 2°C.

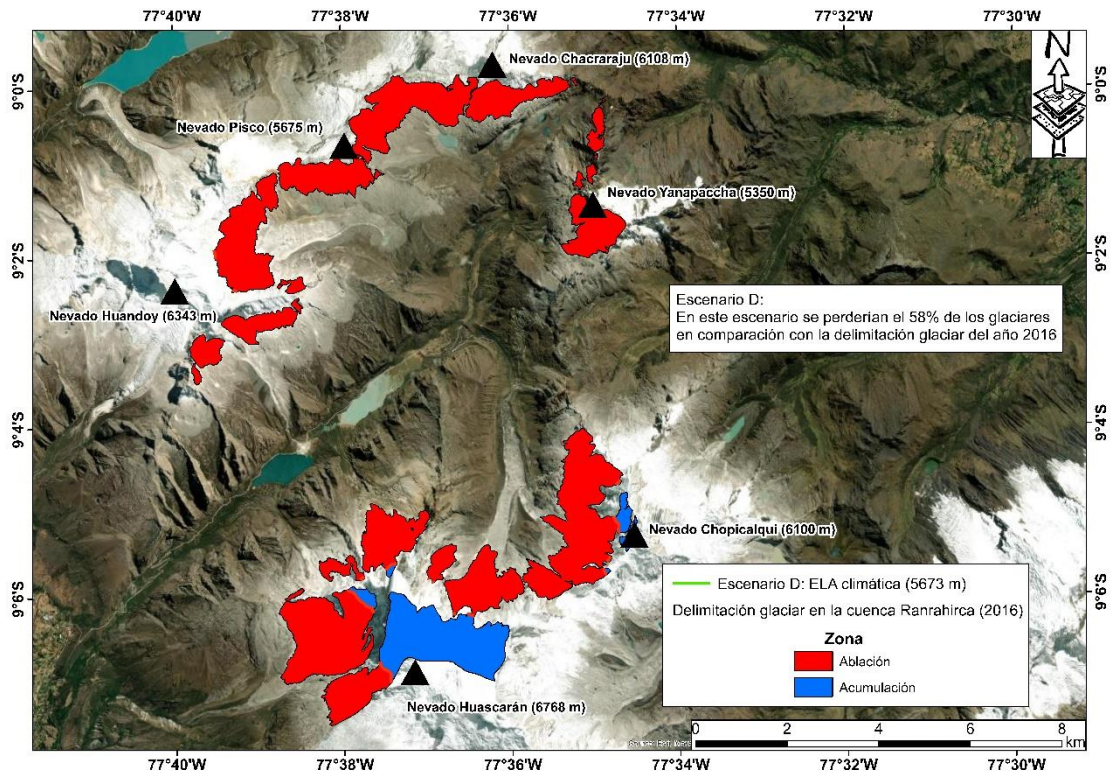


FIGURA 61. ESCENARIO D, QUE SIMULÓ LA ELEVACIÓN DE LA ELA CLIMÁTICA EN 3°C.

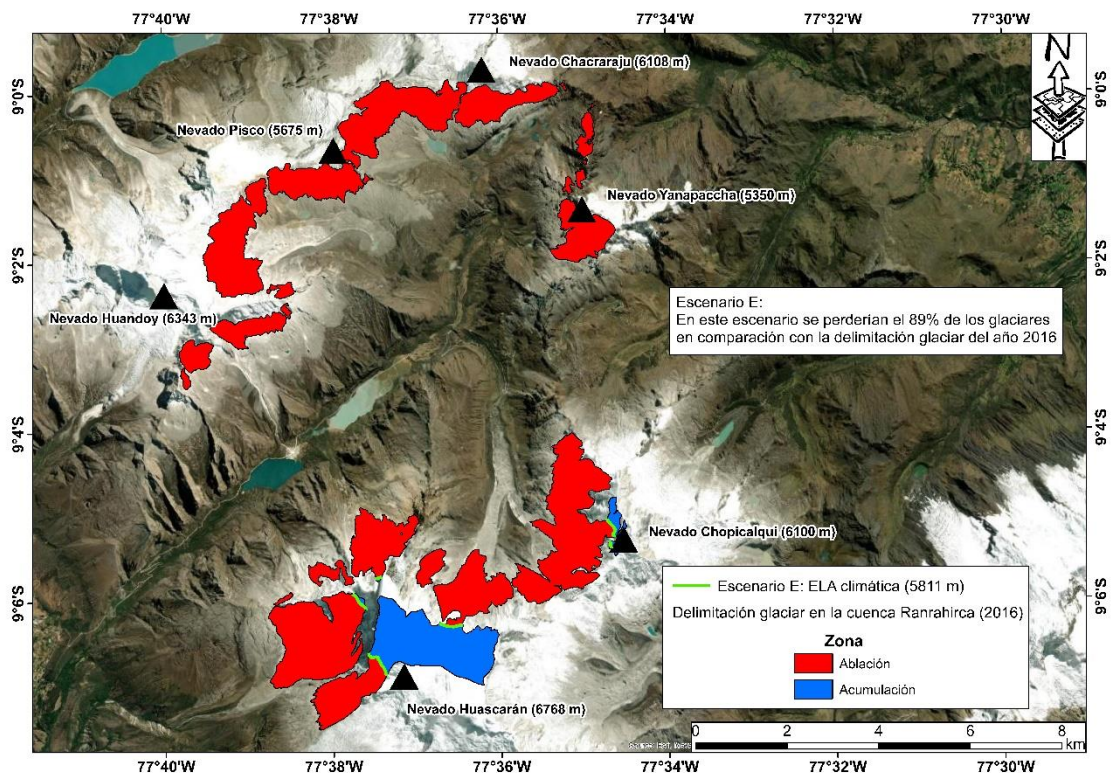


FIGURA 62. ESCENARIO E, QUE SIMULÓ LA ELEVACIÓN DE LA ELA CLIMÁTICA EN 4°C.

VI. DISCUSIÓN DE RESULTADOS

6.1 Contrastación y demostración de la hipótesis con los resultados

La hipótesis general de la presente tesis ha sido evaluar el impacto del cambio climático a través del desnivel entre la ELA geomorfológica y la ELA climática. Se demostró que la ELA, sea geomorfológica o climática, responden a variables condicionales en ambientes de alta montaña. Por ese motivo, se escogió un escenario bajo condiciones favorables de cambio del cambio climático (Pequeña Edad de Hielo). En ese escenario, se demostró como la ELA se encontró por debajo de los 5000 msnm y en conjunto con un clima favorable propició que los glaciares se expandieran.

Con la finalidad de demostrar que los glaciares son indicadores del cambio climático y cómo han respondido a su impacto, se escogió como escenario intermedio el año de 1962 y escenario final el año 2016. Los resultados, contrastados con los obtenidos durante el escenario favorable de la Pequeña Edad de Hielo, demostraron que en los últimos 50 años la ELA ha aumentado a nivel exponencial coincidiendo con la pérdida de área glaciar y con una disminución del volumen hídrico.

6.2 Contrastación de los resultados con otros estudios similares

6.2.1 Respecto al Retroceso Glaciar

Los glaciares de los andes peruanos se expandieron por última vez en el siglo XIV, expansión que no fue homogénea (Solomina et al. 2007). Para los siglos XVII – XVIII lograron su máxima expansión (Jomelli et al., 2008) coincidiendo con las precipitaciones extremas reconstruidas de los testigos de hielo extraídas del Quelccaya (1590–1720; Thompson et al., 1996) y del nevado Huascarán (Thompson et al., 2000).

En este trabajo se ha estimado una reducción acelerada en el segundo periodo (1962-2016; 0.14 km²/año), que en el primer periodo (PEH1850 - 1962; 0.12 km²/año) en menor cantidad de años. Nuestros resultados de la extensión glaciar pueden ser comparables con otros obtenidos mediante cartografiados:

Por ejemplo, Concha et al (2017), determinaron una reducción de 13.23 km² (PEH: 72.67 km²; 1962: 49.86 km²; 2016: 40.43 km²) de las masas glaciares de la cuenca Parón. mientras que, sus tasas de deglaciación de 0.2 km²/año (PEH-1962) y 0.17 km²/año (1962-2016). Giráldez, 2011 estudió la vertiente sur-oeste del nevado Hualcan, donde determinó una reducción glaciar de 11.2 km² (PEH= 29.7 km²; 1962= 22 km²; 2003= 18.5 km²), con unas tasas de deglaciación de 0.068 km²/año y 0.085 km²/año para los intervalos PEH-1962 y 1962-2003, respectivamente. La diferencia con los valores de reducción de área, así como de tasa de deglaciación estimados por Concha et al., 2017 puede deberse a que la mayoría de los glaciares tiene una orientación al norte por lo que, la insolación es mayor y por tanto hay una mayor ablación. Además, la subcuenca Ranrahirca presenta dos grandes áreas que aún preservan sus condiciones de acumulación que son el Huandoy y el Huascarán.

Comparando con estudios remotos de delimitación glaciar usando imágenes satelitales que han logrado delimitar la Cordillera Blanca en su totalidad. Georges et al, 2004 estimaron una tasa de deglaciación de 0.72%/año. Silverio and Jaquet, 2005 calcularon una tasa de deglaciación de 0.69%/año usando imágenes Landsat de 1986 y de 0.67%/año con imágenes satelitales de 1997; Racoviteanu et al. 2008 determinaron una tasa de deglaciación de 0.68%/año; mientras que Silverio & Jaquet, 2017 evaluaron la fluctuación de la Cordillera Blanca desde 1987 hasta el 2016 determinando un retroceso de $169 \text{ km}^2 \pm 60$ de área glaciar; significando un retroceso por año de 5.82 km^2 . Nuestra estimación de la tasa de deglaciación es menor (0.47%/año), esto puede deberse a que los glaciares que conforman la subcuenca Ranrahirca son de gran altitud y gran espesor. Mientras que al delimitar toda la cordillera Blanca se han incluido glaciares de menor altura y por lo tanto la tasa de deglaciación es mayor.

Estudios desarrollados de manera automática en la subcuenca Ranrahirca, por ejemplo, Mark & Seltzer, 2003 determinaron un área glaciar de 34.85 km^2 para 1962 (una diferencia de 2.8 km^2 con el presente trabajo), Burns & Nolin, 2013 determinaron un área glaciar de 26.7 km^2 al 2010 siendo de 32.9 km^2 en 1987. Por su parte, Condom et al. 2011 determinaron un área de 35.71 km^2 para 1970; mientras que Mark et al. 2013 calcularon un área de 30.6 km^2 . Nuestros resultados son próximos. La variación puede deberse a errores asociados a la metodología debido al tamaño de pixel (30 m o 90 m), sombras, correcciones atmosféricas y radiométricas. La mayoría de estos estudios tienen como criterio no considerar masas glaciares menores a los 0.01 km^2 (Burns & Nolin, 2013), criterio no aplicado en este trabajo; ya que, en la subcuenca Ranrahirca existen glaciares de este tamaño. Por este motivo, la mejor metodología incluye la realización de una delimitación glaciar de manera manual y más cuando se trata de un área no tan extensa (Hall et al, 1992; Racoviteanu et al., 2008).

Nuestros resultados también pueden ser comparados con aquellos realizados en glaciares puntuales. Por ejemplo, Tordocillo & Rojas, 2016 determinaron una reducción empleando teledetección para el Glaciar Champará de la Cordillera Blanca de $1.03 \text{ km}^2/\text{año}$, siendo su tasa de deglaciación mayor posiblemente a su menor altitud. Huh et al., 2011 estimaron el retroceso para seis glaciares de la Cordillera Blanca: Nevado Uruashraju, Yanamarey, Qeshque y Mururaju entre los años de 1962 – 2008, entre 30.79% - 72.62%, dentro del rango estimado en este trabajo. Medina & Mejía, (2014) determinaron un área glaciar para 1987 de 70.77 km^2 hasta un área de 61.85 km^2 al año 2011 en la cuenca Parón significando un retroceso de $0.37 \text{ km}^2/\text{año}$. Mientras que Alarcón et al., (2015) estudiaron el extremo sur de la Cordillera Blanca determinando un retroceso del 58% de su área entre 1975 y 2010. Ambos estudios, a pesar de ser trabajos remotos, coinciden con nuestros resultados.

6.2.2. Respecto a las reconstrucciones 3D de las superficies glaciares y paleoglaciares

- **Glaciares actuales**

Modelos aplicados a la estimación de volumen hídrico en los Andes peruanos no ha sido ampliamente tratado. En la actualidad existen datos acerca de volumen para glaciares puntuales en la Cordillera Blanca y otras zonas al sur del Perú. Por ejemplo, Colonia, et al. (2017) estimaron las posibles formaciones de lagunas a lo largo de los Andes peruanos. Este trabajo es excelente indicador de las zonas con mayor espesor a nivel regional, pero a nivel local pierde precisión. Uno de los inconvenientes que presenta es que el DEM de entrada tiene una resolución de 90 m; eso significa una estimación de un espesor medio para un área de 8100 m²; mientras que este trabajo empleó un DEM de 4 m de resolución. Por su parte, Torres et al., (2014) calcularon el volumen total de los Andes peruanos en base a dos enfoques: área – volumen y pendiente – espesor siendo de 35 km³ y 34.39 km³ respectivamente. Estos resultados también se han originado con un DEM de baja resolución (30 m), que sirven para estimaciones a gran escala, pero que no permiten obtener una topografía basal detallada necesaria para la reconstrucción de los paleoglaciares.

En vista de la muy limitada información disponible en cuanto estudios de geofísica para la validación de espesores, todo recae en la adecuada utilización del enfoque GlaBTop. Por ejemplo, la utilización de un valor estándar de shear stress estándar (100 kPa), no ha sido aplicado, ya que no permite el ajuste necesario para reflejar espesores reales (Binder et al., 2009, Clark et al., 2009) pues brindaba frentes glaciares de gran espesor en glaciares pequeños (< 0.5 km²). Otro factor a tener en cuenta es que la cordillera Blanca en sí se caracteriza por tener glaciares en alta pendiente, pero es en áreas donde la pendiente es baja la metodología se ajusta mejor. Ese es el caso en el Huascarán, donde se realizó la extracción de dos testigos de hielo por parte de Thompson et al. (1995) uno por 192 m y otro por 160 m. En la misma zona de extracción, este trabajo estimó espesores de 216 y 165 m, siendo un margen de error de 12% y 3%, respectivamente. Adicionalmente, Blacker et al., (1986) recopiló información de fotografías aéreas de la cara norte del Huascarán (de la cara de donde cayó el bloque que generó el GLOF de 1972) dejando descubierta una zona donde era visible la roca y la masa glaciar sobre ésta (altura del bloque glaciar fue 32 m); mientras que, el espesor modelado fue 36 m (error = 12%).

- **Paleoglaciares**

Se realizaron secciones transversales que permitieron calcular factores de forma (ver sección 3.5.2) para el año de 1962 ($f=0.60/0.63$) y para la Pequeña Edad de Hielo ($f=0.455$). Se tomó en consideración las geoformas que dejó el glaciar a su retiro. Esto permite reducir el error de la herramienta GlaRe de un 26% con factor de forma predeterminado ($f=0.8$) a un 12% (Pellitero et al., 2016).

El shear stress utilizado para los paleoglaciares se estimó mediante la ecuación de Haeberli & Hoelzle, 1995 formulada en base a glaciares extintos de los Alpes. Motivo suficiente para estimar nuevos shear stress para la PEH y 1962.

En cuanto al volumen, por ejemplo, Tordocillo & Rojas, (2011) usando la ecuación de Barth & Meier (1992), desde el 2000 – 2010 en el nevado Champará estimaron una pérdida hídrica de 2.1 km³ (reducción del área de 14.94 km²). Una

estimación muy elevada pudiéndose deber al hecho de que dicho nevado es muy bajo altitudinalmente (por debajo de los 5000 msnm), viéndose muy afectado ante el calentamiento global.

La escorrentía en la subcuenca Ranrahirca experimenta una tendencia creciente desde los 60's, ya que se ha perdido 0.23 m³/s (7.20 Mm³/año), de la cual modelamientos predicen que el caudal en la subcuenca Ranrahirca experimentará una disminución del 60% en la descarga durante la estación seca si los glaciares se extinguen (Baraer et al., 2012). Resultados similares de pérdida de volumen al de este trabajo se estimaron en Huh et al., 2017 entre 0.019 – 0.15 km³ para 6 glaciares desde 1962 al 2008, mientras que en este trabajo ha sido de 0.39 km³.

Otros estudios, como el de Kaser et al, 2003 procesaron una serie de datos de 41 años procedente de la estación meteorológica en la subcuenca Ranrahirca ubicada a 3850 msnm con un caudal promedio anual de 3 m³/s. Esto significaría que ante una pérdida total de los glaciares en la cuenca se dejaría de percibir 7.2 millones de m³ anuales (tendencia estimada en este trabajo desde 1962) que afectaría directamente en la disminución de las lagunas de la cuenca. Baraer et al., 2005 estimaron que el aporte de la deglaciación en la subcuenca Ranrahirca llegó a un máximo de 1.56 m³/s y una mínima de 1.5 m³/s para el año 2005. El principal inconveniente de contar con cartografiados en lapso de tiempo prolongado (i.e. 1962 y 2016) es que no permite observar las variabilidades. Esto quiere decir, que si bien es cierto hay una tendencia muy marcada en cuanto a la deglaciación no se puede determinar qué año los glaciares han respondido de manera más sensible en comparación a otros años.

6.2.3. Respecto a la evolución de las ELAs geomorfológica y climática

La estimación de la ELA mediante el método AABR es una técnica novedosa poco aplicada en los Andes centrales a pesar de ser uno de los métodos con los que se obtienen mejores resultados (Benn et al. 2005). El Balance Ratio (BR = 2.3) aplicado brinda mayor certeza a la estimación de la ELA. El valor del BR es un valor concordante con los trópicos debido a que la ablación ocurre durante todo el año.

En la Cordillera Blanca, Concha et al., (2017), determinaron ELA AABR_{PEH}: 5058 m; ELA AABR₁₉₆₂: 5114 m; ELA AABR₂₀₁₆: 5164 m; ascendiendo a 0.5 m/año y 0.93 m/año en el intervalo PEH-1962 y 1962-2016, respectivamente. Una posible razón del porqué la tasa de ascenso de las ELAs AABR en la cuenca Parón es menor al de este estudio puede deberse al glaciar Artesonraju, ya que presenta una forma y un emplazamiento que es considerablemente más bajo que el resto de los glaciares de dicha cuenca. Otra posible razón puede ser debido a la poca altura que se encuentran los glaciares del nevado Chacaraju y Yanapaccha en la subcuenca Ranrahirca. De ambas montañas sus glaciares en comparación del resto de glaciares están a una menor altitud, por ende, su proceso de deglaciación es más rápido e influye en la ELA estadísticamente representativa del conjunto.

Del mismo modo, Giráldez (2010) determinó ELA $AABR_{PEH} = 4994$ m; ELA $AABR_{1962} = 5018$ m; ELA $AABR_{2003} = 5124$ m, con un ascenso de 0.21 m/año y 2.59 m/año en los intervalos PEH-1962 y 1962-2003, respectivamente. El Hualcan se encuentra ~21 km al sur de la subcuenca Ranrahirca. El desnivel de la ELA AABR es ligeramente más bajo que el de este estudio, pudiendo deberse a la menor cantidad de glaciares. Pero a su vez indica que la ELA a lo largo de la Cordillera Blanca desciende de norte a sur, coincidiendo con lo dicho por Clapperton (1993). Además, según Jomelli et al. 2009 que estimó para la Cordillera Blanca un desnivel desde la PEH entre 78–138 m.

Estudios basados en análisis multitemporal y fotointerpretativo, como por ejemplo el realizado por Loarte et al, (2015) determinaron la ELA AAR = 4920, en 17 glaciares de la Cordillera Blanca entre los años 2001–2010. Kaser et al, 1995 determinaron para el nevado Huascarán que la ELA ascendió 95 m entre 1920–1970. Además, determinaron como el nevado Broggi retrocedía 5.4 m anuales a mediados de los 70's a 26.6 m anuales desde 1990 extinguiéndose para el año 2007 (Comunidad Andina, 2010). Si bien es cierto la metodología es distinta, nuestros resultados son consistentes con estos trabajos.

6.2.4. Respecto a la ELA climática

Por otro lado, la reconstrucción de la ELA climática implicó que la paleoprecipitación sea casi el triple de la actual ($P_p = 2334$ mm). Este valor no es desproporcionado si tenemos en cuenta algunos estudios realizados en los Andes peruanos (aunque no han sido en la Cordillera Blanca): por ejemplo, Úbeda et al., 2018, reconstruyeron la precipitación necesaria para que permitiese la extensión de las masas glaciares del nevado Coropuna. Ellos llegaron a la conclusión de que se necesitó 3.5x más precipitación que la actual, precipitando actualmente 700 mm.

El estudio realizado por Thompson et al., (2019) en el glaciar Quelccaya estimaron que desde el año 1600 hasta el 1800 existieron 54 años donde la precipitación estuvo por encima de los 1800 mm/año; siendo 18 años por encima de los 2100 mm/año (Figura 63). Con lo cual, el modelamiento, si bien es cierto tiene un margen de error, es muy cercano a la data real.

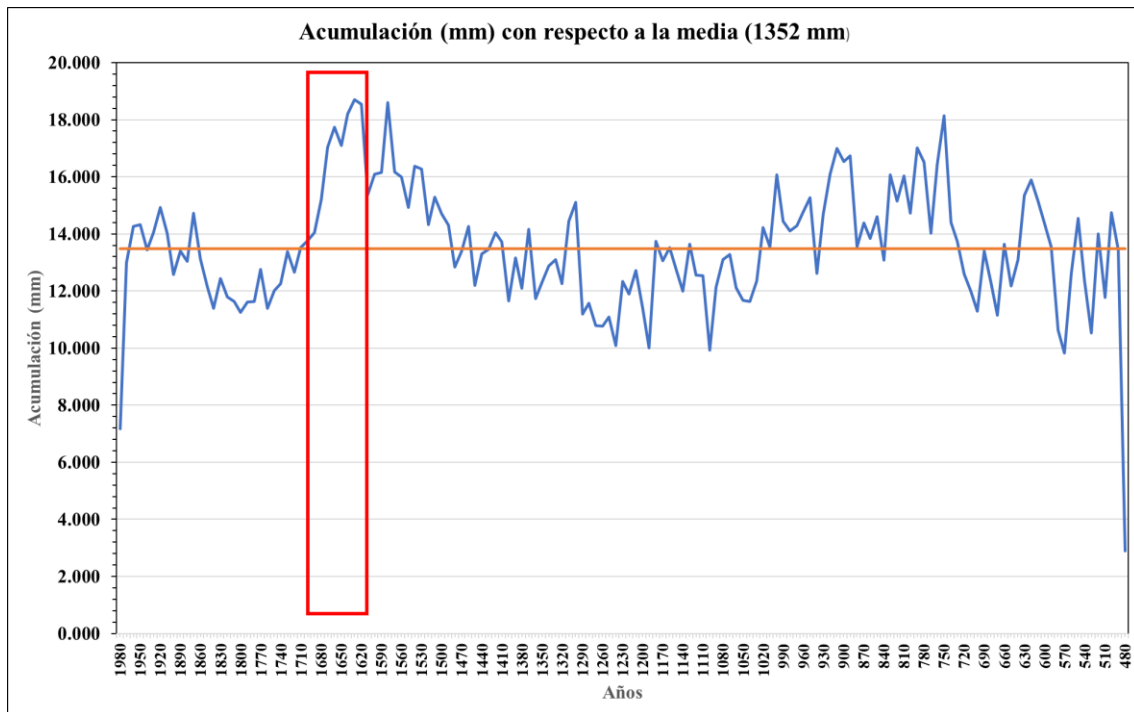


FIGURA 63. ACUMULACIÓN DE PRECIPITACIÓN DECADAL EN EL GLACIAR QUELCCAYA. EL POLÍGONO ROJO INDICA CUANDO OCURRIÓ LA PEQUEÑA EDAD DE HIELO.

6.2.5. Respecto al aumento de la temperatura del aire del PEH.

Desde la extensión máxima de la PEH, los glaciares han respondido al cambio climático de manera homogénea, ocurriendo un retroceso entre los ciclos XVIII y XIX, que se aceleró rápidamente a partir de 1850 (Comunidad Andina, 2010). Diferentes estudios han estimado que la temperatura del aire era entre 1–2 °C más baja que la actual con precipitaciones intensas (Matthews & Briffa, 2005). Así mismo, Malone et al., (2015) estimaron un enfriamiento entre 0.7–1.1 °C, analizando un testigo de hielo extraído del glaciar Quelccaya; Por lo que, el enfriamiento en este trabajo (1.1 °C) ha sido coherente.

Estudios recientes en la Cordillera Blanca han estimado un incremento de 0.31°C/década entre 1969–1998, desacelerando a un ritmo de 0.13°C/década entre los años 1983–2012 (Schauwecker et al., 2014). Mientras que desde 1974 a 1998 el incremento en la región de los Andes centrales fue de 0.34°C (Comunidad Andina, 2008). Estas tendencias coinciden con el aumento de la temperatura del aire estimado desde 1962 en este trabajo (0.44 °C); pudiéndose deber en parte a la correlación fuerte existente entre los glaciares tropicales y el cambio de fase del PDO (Schauwecker et al., 2014, Seehaus et al., 2019).

Según el IPCC, 2013 las tendencias anuales promedio del incremento de la temperatura global del aire desde 1880–2012 ha sido de 0.85 °C, mientras que, la tendencia estimada del promedio de 1890–1900/2003–2012 ha sido de 0.78 °C. Nuestros resultados difieren con cada serie, pero se debe tener en cuenta que las observaciones del IPCC, 2013 son a nivel global y provienen de estaciones meteorológicas mayoritariamente de Europa y Norteamérica, ya que

en los Andes peruanos no se contaban con estaciones meteorológicas antes de 1950.

6.3. Responsabilidad ética

Los autores de la presente tesis son responsables de los resultados obtenidos. Por lo que, sin ningún problema puede ser utilizada por estudiantes y/o investigadores para sus proyectos a futuro.

VII. CONCLUSIONES

Este estudio consistió en una combinación entre modelos numéricos glaciológicos (GlaBTop y GlaRe) y métodos de cartografía manual (delimitación glaciar de la PEH, 1962 y 2016) con la finalidad de evaluar el impacto del cambio climático en los glaciares de la subcuenca Ranrahirca de la Cordillera Blanca. El analizar un escenario de cambio climático positivo (donde hubo más precipitación y menor temperatura) y contrastarlo con un escenario de cambio climático negativo (en la actualidad hay menor precipitación y mayor temperatura) brindó claridad sobre cómo han respondido los glaciares. El mejor parámetro que expresa el desbalance entre el clima y los glaciares es la ELA (Altitud de la Línea de Equilibrio).

A continuación, se mostrarán los resultados que han permitido lograr el objetivo:

- El área glacial de la subcuenca Ranrahirca ha retrocedido 13.77 km² desde la PEH-1850 a 1962 con una tasa de deglaciación de 0.12 km²/año. Pero desde 1962 se ha perdido un área glacial de 7.61 km², con una tasa de deglaciación de 0.14 km²/año. Por lo tanto, la pérdida del área glacial en los últimos 54 años se ha visto aumentada en un 17%.
- El volumen en la subcuenca Ranrahirca ha disminuido en un 66.8% desde la PEH al 2016. Las reconstrucciones de las masas glaciares mostraron que el volumen perdido fue de 1360 Mm³ desde la PEH, y 387 Mm³ desde 1962. Además, que al 2016 la cuenca poseía un mayor porcentaje de espesores entre 20–40 m, mientras que para 1962 dicho porcentaje era menor y prevalecían en mayor porcentaje espesores entre 50-70 m. Durante la PEH prevalecían espesores entre 90–130 m, cuyo porcentaje en la actualidad es mínimo.
- Las ELAs AABR han sido calculadas a partir de la delimitación glaciar y la reconstrucción de las superficies glaciares y paleoglaciares. Los resultados muestran un ascenso de 108 m de la ELA AABR desde la PEH a 1962; correspondiendo una tasa de ascenso de 0.96 m/año. Mientras que, desde 1962 al 2016, la ELA AABR ascendió 68 m a una tasa de ascenso de 1.52 m/año, significando un incremento del 58% en comparación con el primer intervalo de análisis.
- El incremento de la temperatura desde la PEH al 2016 en la subcuenca Ranrahirca ha sido estimada de 1.1 °C mediante el desnivel de las ELAs AABR multiplicado por el Gradiente Térmico Vertical de la Tierra (0.0065 °C/m). Estas estimaciones muestran diferencias mínimas con respecto a las estimaciones del

calentamiento global desde mediados del siglo XIX hasta el presente difundidas por el IPCC.

- La respuesta de los glaciares al cambio climático, para el 2016, se encontraban en desequilibrio con el clima ($ELAc > ELAg$). Mientras que, durante la Pequeña Edad de Hielo, los paleoglaciares estaban equilibrio con el paleoclima ($ELAc=ELAg$), permitiendo reconstruir la paleoprecipitación = 2337 mm. Y en los 4 escenarios futuros de calentamiento global según el IPCC ensayados: Escenario A=Temp actual: $ELAc= 5395m$; Escenario B= $+1^{\circ}C$: $ELAc= 5404m$; Escenario C= $+2^{\circ}C$: $ELAc=5534m$; Escenario D= $+3^{\circ}C$: $ELAc=5673m$ y Escenario E: $ELAc=5811m$. Cada escenario implicaría la desaparición de la zona de acumulación de: 13% (5 lenguas glaciares); 26% (10 lenguas glaciares); 58% (22 lenguas glaciares); 66% (25 lenguas glaciares) y 89% (34 lenguas glaciares), respectivamente.

Finalmente, con los resultados obtenidos, se llevó a la conclusión de que se demostró la hipótesis general. Es decir, que es posible evaluar el impacto del cambio climático por el desnivel entre las ELA geomorfológica y climática en los glaciares de la subcuenca Ranrahirca.

VIII. RECOMENDACIONES

Las recomendaciones propuestas en este apartado van dirigidas a estudiantes e investigadores que repliquen las metodologías propuestas en esta tesis. Como en toda investigación siempre habrá manera de mejorar los resultados; para la presente tesis; estas mejoras giran en torno al desarrollo de mejores modelos numéricos glaciológicos y también en la instalación de nuevas estaciones meteorológicas en diferentes zonas de estudio.

Por otro lado, mientras la presente tesis puede ser replicadas en otras zonas de estudio; ya sea en la Cordillera Blanca; así como también, en cualquier cuenca nevada de las otras 18 cordilleras nevadas restantes. Las siguientes recomendaciones permitirán obtener los mejores resultados dentro de lo posible:

- Se debe realizar un cartografiado correcto de las morrenas, ya que, se considera el límite máximo que alcanzaron los paleoglaciares. Por ese motivo, una mal cartografiado sobreestimaré el área paleoglaciar.
- La cantidad de puntos de control en la georreferenciación es importante. Se debe considerar un mínimo de 150 puntos de control; puesto que, permitirá una mejor adecuación de la fotografía aérea a la topografía.
- Se debe escoger una imagen satelital en temporada seca así evitando cartografiar nieve en vez de glaciar.
- La digitación de los Branch Lines y los FlowLines deben ser digitados cuidadosamente; con mayor detalle en el frente glaciar. Esto quiere decir, que se debe respetar la distancia indicada mínima hasta donde se debe digitar (indicada en la metodología). Así, no se tendrá espesores en frentes glaciares sobrestimados.

- Los shear stress utilizados deben ser calculados de manera individual por cada glaciar mediante la ecuación señalada en la metodología. Debido a que el shear stress está en función del rango altitudinal se obtienen valores diferentes por montaña. Valores muy elevados generan espesores elevados también.
- Se debe tener en cuenta como mínimo un factor de forma para los escenarios con paleoglaciares; debido a que representan la geometría dejada por los paleoglaciares. Por lo que, calcular bien el área como el perímetro, son fundamentales para el cálculo de este factor.
- Se debe utilizar un adecuado Balance Ratio. El cálculo correcto mediante el modelamiento de los balances de masas permitirá una estimación correcta según el área de estudio. Esto quiere decir que, si se estudiase otra cuenca ubicada fuera de la Cordillera Blanca, lo recomendable es obtener datos de Balance de masa propia de esa área o por lo menos, en la misma cadena montañosa.
- El uso de data registrada por estaciones meteorológicas es imprescindible. No se podría realizar el modelamiento sin datos previos. Por lo que, realizar un modelamiento de la ELAc depende mucho del área de estudio, ya que no todas las cuencas de los Andes cuentan con estaciones de monitoreo. Por otro lado, el correcto funcionamiento de la hoja programada en la ELAc, depende de la disponibilidad de imágenes satelitales. Esto debido, a que permite deducir el gradiente de temperatura superficial. En conclusión, es un modelo numérico que depende de datos reales.

IX. REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- AHLMANN H. W., 1924. Le niveau de glaciation comme fonction del'accumulation d'humidité sous forme solide. Méthode pour lecalcul de l'humidité condensée dans el haute montagne etpour l'étude de la fréquence des glaciers. *Geogr. Ann.*,6, 223–272. DOI 10.2307/519625
- AHLMANN, H. W., 1948. *Glaciological research on the North Atlantic coasts.* Royal Geographical Society, Research Series, 1, 83 pp. DOI 10.1086/625642
- DURAN-ALARCON, C., GEVAERT, C. M., MATTAR, C., JIMENEZ-MUNOZ, J. C., PASAPERA-GONZALES, J. J., SOBRINO, J. A., SILVIA-VIDAL, Y., FASHE-RAYMUNDO, O., CHAVEZ-ESPIRITU, T. W., y SANTILLAN-PORTILLA, N., 2015. Recent trends on glacier area retreat over the group of Nevados Caullaraju - Pastoruri (Cordillera Blanca, Peru) using Landsat imagery. *Journal of South American earth sciences*, 59, 19-26. DOI 10.1016/j.jsames.2015.01.006.
- ALCALÁ-REYGOSA, J., PALACIOS, D. y VÁZQUEZ-SELEM, J., 2017. A preliminary investigation of the timing of the local last glacial maximum and deglaciation on Hualca-Hualca volcano - Patapampa Altiplano (arid Central Andes, Peru). *Quaternary International*, vol. 449, pp. 149–160. DOI 10.1016/j.quaint.2017.07.036
- ANA, 2014 *Autoridad Nacional del Agua - Ministerio de Agricultura y Riego.* (2014). *Inventario de Glaciares y Lagunas: Glaciares.* DOI 10.16309/j.cnki.issn.1007-1776.2003.03.004
- APAÉSTEGUI, J., WILLIAM, F., VUILLE, M., FOHLMEISTER, J., ESPINOZA, J. C., SIFEDDINE, A., STRIKIS, N., LOUP., J., VENTURA, R., CHENG, H. y EDWARDS, R., 2018. Precipitation changes over the eastern Bolivian Andes inferred from speleothem ($\delta^{18}O$) records for the last 1400 years. *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 494, pp. 124-134. DOI 10.1016/j.epsl.2018.04.048
- ARNOLD, M., MERCHEL, S., BOURLES, D. L., BRAUCHER, R., BENEDETTI, L., FINKEL, R. C., AUMAITRE, G., GOTTDANG, A., KLEIN, M., 2010. The French accelerator mass spectrometry facility ASTER: improved performance and developments. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B*, vol. 268 (11-12), pp. 1954-1959. DOI 10.1016/j.nimb.2010.02.107
- B**
- BAKER, P. A. y FRITZ, S. C., 2015. Nature and causes of Quaternary climate variation of tropical South America. *Quaternary Science Reviews*, vol. 124, pp. 31-47. DOI 10.1016/j.quascirev.2015.06.011

- BALCO, G., STONE, J. O., LIFTON, N. A. y DUNAI, T. J., 2008. A complete and easily accessible means of calculating surface exposure ages or erosion rates from ^{10}Be and ^{26}Al measurements. *Quaternary Geochronology*, vol. 3 (3), pp. 174-195. DOI 10.1016/j.quageo.2007.12.001
- BARAER, M., MARK, B. G., MCKENZIE, J. M., CONDOM, T., BURY, J., HUH, K., PORTOCARRERO, C., GÓMEZ, J. y RATHAY, S., 2012. Glacier recession and water resources in Peru's Cordillera Blanca. *Journal of Glaciology*, vol. 58 (207), pp. 134-150. DOI 10.3189/2012JoG11J186
- BAHR, D. B., MEIER, M. F. y PECKHAM, S. D., 1997. The physical basis of glacier volume-area scaling. *Journal of Geophysical Research*, vol. 102, pp. 20355-20362. DOI 10.1029/97JB01696
- BAKER, P., SELTZER, G., FRITZ, S., DUNBAR, R., GROVE, M., TAPIA, P., CROSS, S., ROWE, H. Y BRODA, J., 2001. The history of South American tropical precipitation for the past 25,000 years. *Science*, vol. 291 (5504), pp. 640-648. DOI 10.1126/science.291.5504.640.
- BENN, D. I. y LEHMKUHL, F., 2000. Mass balance and equilibrium-line altitudes of glaciers in high-mountain environments. *Quaternary International*, vol. 65-66, pp.15-29. DOI 10.1016/S1040-6182(99)00034-8
- Benn, D.I., OWEN, L.A., OSMASTON, H.A., SELTZER, G.O., PORTER, S.C. y MARK, B.G., 2005. Reconstruction of equilibrium-line altitudes for tropical and sub-tropical glaciers. *Quaternary International*, vol. 138-139, pp. 8-21. DOI 10.1016/j.quaint.2005.02.003
- BINDER, D., BRÜCKL, E., ROCH, k., BEHM, M., SCHÖNER, W. y HYNEK, B., 2009. Determination of total ice volume and ice-thickness distribution of two glaciers in the Hohe Tauern region, Eastern Alps, from GPR data. *Annals of Glaciology*, vol. 50 (51), pp. 71– 79. DOI 10.3189/172756409789097522
- BLARD, P. H., SYLVESTRY, F., TRIPATI, A. K., CLAUDE, C., CAUSSE, C., COUDRAIN, A., CONDOM, T., SEIDEL, J.-L., VIMEUX, F., MOREAU, C., DUMOULIN, J.-P. y LAVÉ, J., 2011. Lake highstands on the Altiplano (Tropical Andes) contemporaneous with Heinrich 1 and the Younger Dryas: new insights from C-14, U-Th dating and delta O-18 of carbonates. *Quaternary Science Reviews*, vol. 30 (27-28), pp. 3973-3989. DOI 10.1016/j.quascirev.2011.11.001.
- BLARD, P.-H., LAVÉ, J., FARLEY, K. A., FORNARI, M., JIMÉNEZ, N. y RAMIREZ, V., 2009. Late local glacial maximum in the Central Altiplano triggered by cold and locally-wet conditions during the paleolake Tauca episode (17–15 ka, Heinrich 1), *Quaternary Science Reviews*, vol. 28 (27-28), pp. 3414-3427. DOI 10.1016/j.quascirev.2009.09.025.
- BLARD, P.-H., LAVÉ, J., FARLEY, K. A., RAMIREZ, V., JIMENEZ, N., MARTIN, L., CHARREAU, J., TIBARI, B. y FORNARI, M., 2014. Progressive glacial retreat in the Southern Altiplano (Uturuncu volcano, 22° S) between 65

and 14 ka constrained by cosmogenic ^3He dating. *Quaternary Research*. Vol. 82 (1), pp. 209–221. DOI: 10.1016/j.yqres.2014.02.002.

BOND G. y HEINRICH, H. 1992. Evidence for massive discharges of icebergs into the glacial north Atlantic. *Nature*, vol. 360, pp. 245–249. DOI doi.org/10.1038/360245a0

BRAITHWAITE, R. J., 1985. Calculation of degree-days for glacier-climate research. *Zeitschrift Fur Gletscherkunde Und Glazialgeologie*, vol. 20, pp. 1-8.

BRAITHWAITE, R. J., 2008. Temperature and precipitation climate at the equilibrium– line altitude of glaciers expressed by the degree–day factor for melting snow. *Journal of Glaciology*, vol. 54, pp. 437-444. DOI 10.3189/002214308785836968

BRAUCHER, R., GUILLOU, V., BOURLÈS, D. L., ARNOLD, M., AUMAÎTRE, G., KEDDADOUCHE, K. y NOTTOLI, E., 2015. Preparation of ASTER in-house $^{10}\text{Be}/^{9}\text{Be}$ standard solutions. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B*, vol. 361, pp. 335-340. DOI 10.1016/j.nimb.2015.06.012.

BROMLEY, R. M., HALL, B. L., SCHAEFER, J. M., WINCKELER, G., TODD, C. E. y RADEMAKER, K. M., 2011. Glacier fluctuations in the southern Peruvian Andes during the late-glacial period, constrained with cosmogenic ^3He . *Journal of Quaternary Science*, vol. 26 (1), pp. 37-43. DOI: 10.1002/jqs.1424

BURNS, P. y NOLIN, A., 2014. Using atmospherically-corrected Landsat imagery to measure glacier area change in the Cordillera Blanca, Peru from 1987 to 2010. *Remote Sensing Environment*, vol. 140, pp. 165-178. DOI 10.1016/j.rse.2013.08.026

C

CHEN, J. y OHMURA, A., 1990. Estimation of alpine glacier water resources and their change since the 1870s, in *Hydrology in Mountainous Regions I: Hydrological Measurements, the Water Cycle*, IAHS Publ., vol. 193, pp. 127– 135.

CHIANG, J. C. H., 2009. The tropics in paleoclimate, *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, vol. 37, pp. 263– 297. DOI 10.1146/annurev.earth.031208.100217

CHMELEFF, J., VON BLANCKENBURG, F., KOSSERT, K., y JAKOB, D., 2010. Determination of the ^{10}Be half-life by multicollector ICP-MS and liquid scintillation counting. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research*, vol. 263 (2), pp. 192-199. DOI 10.1016/j.nimb.2009.09.012

CLAPPERTON, C., 1993. *Quaternary Geology and Geomorphology of South America*. Elsevier, pp. 769.

- CLARK, P. U., DYKE, A. S., SHAKUN, J. D., CARLSON, A. E., CLARK, J. F., WOHLFARTH, B., MITROVICA, J. X., HOSTETLER, S. W. y MCCABE, A. M., 2009. The Last Glacial Maximum. *Science*, vol. 325 (5941), pp. 710-714. DOI 10.1126/science.1172873.
- Giráldez, C., Palacios, D., Haerberli, W. y Úbeda, J., 2014. Glacier changes since Local Last Glacial Maximum in the South-West slope of Nevado Hualcán, Cordillera Blanca, Perú, deduced from moraine mapping and GIS-based analysis. *Geophysical Research Abstracts*, vol. 16, EGU2014-7340.
- COLONIA, D.; TORRES, J.; HAEBERLI, W.; SCHAUWECKER, S.; BRAENDLE, E.; GIRALDEZ, C. y COCHACHIN, A., 2017. Compiling an Inventory of Glacier-Bed Overdeepenings and Potential New Lakes in De-Glaciating Areas of the Peruvian Andes: Approach, First Results, and Perspectives for Adaptation to Climate Change. *Water*, vol. 9 (5), pp. 336. DOI 10.3390/w9050336.
- COMUNIDAD ANDINA, 2008. Principales Acciones. Noticias sobre el proceso andino de integración en el 2008. Lima – Perú. S.I.
- COMUNIDAD ANDINA, 2010. Una mirada desde la prensa. Bolivia, Colombia, Ecuador y Perú. Lima – Per, S.I.
- CONCHA, R., PALOMINO, A., ASTETE, I., IPARRAGUIRRE, J., ÚBEDA, J. Y VÁSQUEZ, P., 2017. Evolución glaciaria a finales del Holoceno en glaciares de la cuenca Parón (Cordillera Blanca – Ancash). *International Congress on Climate Change and its Impacts*, vol. 1, pp. 39.
- CONCHA, R., IPARRAGUIRRE, J., LUNA, G., ASTETE, I., VÁSQUEZ, P. Y ÚBEDA, J., 2019. Evidencias paleo-geográficas y de paleotemperaturas desde el Último Máximo Glacial, deducidas de la geomorfología, en la vertiente sur del nevado Hualcán (Cordillera Blanca, Ancash). *II Simposio Internacional de Paleontología del Perú*, vol. 1, pp. 202-203.
- CONCHA R., 2020. Sensores naturales del calentamiento global: Lo que nos dice la evolución de los glaciares en la cuenca Lullán-Parón. *Revista de Divulgación Científica: Libros & Ciencia*, vol. 1, pp. 30-35.
- CONCHA, R., 2015. Paisajes y geoformas glaciares y periglaciares en los Andes peruanos. *Simposio de Geoparques*, vol. 1, pp. 32-35.
- CONCHA, R., IPARRAGUIRRE, J., ÚBEDA, J., LUNA, G. Y VÁSQUEZ, E., 2018. Evolución de los glaciares desde la Pequeña Edad de Hielo en la cuenca Parón (Cordillera Blanca – Ancash). *Congreso Peruano de Geología*, vol. 19
- CONCHA, R., IPARRAGUIRRE, J., VILLAFANE, H., ÚBEDA, J. Y JARA, H. 2019. Interpretación de la geomorfología glaciaria para el Análisis paleoclimático en el valle Ranrahirca, Cordillera Blanca, Perú. *Simposio Internacional "Las Montañas, Nuestro Futuro"*, pp. 45.

CONDOM, T., ESCOBAR, M., PURKEY, D., POUGET, J. C., SUAREZ, W., RAMOS, C., APAÉSTEGUI, J., ZAPATA, M., GÓMEZ, J. Y VERGARA, W., 2011. Modelling the hydrologic role of glaciers within a Water Evaluation and Planning System (WEAP): A case study in the Rio Santa watershed (Peru). *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, vol. 8 (1), pp. 869–916. URL <https://hdl.handle.net/20.500.12543/3266>

COSS, Salvador Luna; SALVADOR, Arturo Perales; SALAZAR, Angélica Lastiri. CALENTAMIENTO GLOBAL, POBLACIÓN, ALIMENTACIÓN Y SUSTENTABILIDAD: LÍMITES EN EL CONTEXTO ECONÓMICO Y SOCIAL DEL SECTOR AGROPECUARIO EN MÉXICO. *Crece Empresarial Journal of Management and Development*, 2017, no 1.

CORREA, N., ROJO, J., Y CARVAJAL, L. F., 2016. Caracterización de la variación espacial y temporal de la ZCIT sobre Suramérica. XXVII Congreso Latinoamericano de Hidráulica, vol. 8.

D

ANDRÉS, N., TANARRO, L. M., FERNÁNDEZ, J. M., Y PALACIOS. D., 2016. The Origin of Glacial Alpine Landscape in Tröllaskagi Peninsula (North Iceland). *Cuadernos De Investigación Geográfica*, vol. 42 (2).

DE MARCOS, J., ÚBEDA, J., LUNA, G., CONCHA, R., VÁSQUEZ, E. Y IPARRAGUIRRE, J., 2019. Deglaciation of the Cordillera Blanca (Perú) through the Schmidt Hammer exposure dating (SHED). VII Iberian Conference of the International Permafrost Association. pp. 36-37.

DENTON, G. H., ANDERSON, R. F., TOGGWEILER, J. R., EDWARDS, R. L., SCHAEFER, J. M. Y PUTNAM, A. E., 2010. The last glacial termination. *Science*, vol. 328, pp. 1652-1656. DOI 10.1126/science.1184119

DRENKHAN, F., GUARDAMINO, L., HUGGEL, C., FREY, H., 2018. Current and future glacier and lake assessment in the deglaciating Vilcanota-Urubamba basin, Peruvian Andes. *Global and Planetary Change*, vol. 169, pp. 105-118. DOI 10.1016/j.gloplacha.2018.07.005Elorza, 2008.

DRUMOND, A., MARENGO, J., AMBRIZZI, T., NIETO, R., MOREIRA, L., & GIMENO, L., 2014. The role of Amazon Basin moisture on the atmospheric branch of the hydrological cycle: a Lagrangian analysis. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, vol. 11(1), pp. 1023–1046. DOI 10.5194/hessd-11-1023-2014

E

EMMER, A. Y VILÍMEK, V., 2014. New method for assessing the susceptibility of glacial lakes to outburst floods in the Cordillera Blanca, Peru. *Hydrology and Earth System Sciences*, vol. 18, pp. 3461–3479. DOI 10.5194/hess-18-3461-2014.

EVANS, D. J. A., ARCHER, S. Y WILSON, D. J. H., 1999a. A comparison of the lichenometric and Schmidt hammer dating techniques based on data from

the proglacial areas of some Icelandic glaciers. *Quaternary Science Reviews*, vol. 18, pp. 13-41. DOI 10.1016/S0277-3791(98)00098-5

EVANS, D. J. A., SHAND, M., Y PETRIE, G., 2009. Maps of the snout and proglacial landforms of Fjallsjökull, Iceland (1945, 1965, 1998). *Scottish Geographical Journal*, vol. 125, pp. 304–320. DOI 10.1080/14702540903364310.

F

FARBER, D. L., HANCOCK, G. S., FINKEL, R. C., Y RODBELL, D. T., 2005. The age and extent of tropical alpine glaciation in the Cordillera Blanca, Peru. *Journal of Quaternary Sciences*, vol. 20 (7–8), pp. 759–776. DOI doi.org/10.1002/jqs.994.

FARINOTTI, D., BRINKERHOFF, D. J., CLARKE, G. K. C., FÜRST, J. J., FREY, H., GANTAYAT, P., GILLET-CHAULET, F., GIRARD, C., HUSS, M., LECLERCQ, P. W., LINSBAUER, A., MACHGUTH, H., MARTIN, C., MAUSSION, F., MORLIGHEM, M., MOSBEUX, C., PANDIT, A., PORTMANN, A., RABATEL, A., RAMSANKARAN, R., REERINK, T. J., SANCHEZ, O., STENTOFT, P. A., SINGH KUMARI, S., VAN PELT, W. J. J., ANDERSON, B., BENHAM, T., BINDER, D., DOWDESWELL, J. A., FISCHER, A., HELFRICHT, K., KUTUZOV, S., LAVRENTIEV, I., MCNABB, R., GUDMUNDSSON, G. H., LI, H., Y ANDREASSEN, L. M., 2017. How accurate are estimates of glacier ice thickness? Results from ITMIX, the Ice Thickness Models Intercomparison eXperiment. *The Cryosphere*, vol. 11, pp. 949–970. DOI 10.5194/tc-11-949-2017, 2017.

FERNÁNDEZ - SÁNCHEZ, A., ÚBEDA, J., TANARRO L.M., BONSHOMS, M., VIDALLER, I., NARANJO, N., 2022a. Geostatistical analysis applied to climatic variables in Cordillera Blanca, Perú. En publicación.

FERNÁNDEZ - SÁNCHEZ, A., ÚBEDA, J., TANARRO L.M., BONSHOMS, M., VIDALLER, I., NARANJO, N., 2022b. The Climate of Cordillera Blanca (Perú), 1986 - 2019, according to available meteorological records from 1986 to 2019 years. En publicación.

FRITZ, S. C., BAKER, P. A., SELTZER, G. O., BALLANTYNE, A., TAPIA, P. M., CHENG, H. Y EDWARDS, R. L., 2007. Quaternary glaciation and hydrologic variation in the South American tropics as reconstructed from the Lake Titicaca drilling project. *Quaternary Research*, vol. 68 (3), pp. 410-420. DOI 10.1016/j.yqres.2007.07.008

FRITZ, S. C., BAKER, P. A., EKDAHL, E., SELTZER, G. O. Y STEVENS, L. R., 2010. Millennial-scale climate variability during the Last Glacial period in the tropical Andes. *Quaternary Science Reviews*, vol. 29 (7-8), pp. 1017-1024. DOI 10.1016/j.quascirev.2010.01.001.

G

- GEORGES, C., 2004. 20th-Century glacier fluctuations in the tropical Cordillera Blanca, Perú. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, vol. 36 (1), pp. 100-107. DOI www.jstor.org/stable/1552433
- GIRÁLDEZ, C., 2011. Glacier evolution in the South West slope of Nevado Hualcán (Cordillera Blanca, Perú). Universidad Complutense de Madrid.
- GLASSER, N. F., KULESSA, B., LUCKMAN, A., JANSEN, D., KING, E. C., SAMMONDS, P. R., SCAMBOS, T. A. Y JEZEK, K. C., 2009. Surface structure and stability of the Larsen C Ice Shelf, Antarctic Peninsula. *Journal of Glaciology*, vol. 55, pp. 400–410. DOI 10.3189/002214309788816597.
- GOKTAN, R. M. Y GUNES, N., 2005. A comparative study of Schmidt hammer testing procedures with reference to rock cutting machine performance prediction. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, vol. 42, pp. 466–72. DOI 10.1016/j.ijrmms.2004.12.002.
- GORDON, R. P., LAUTZ, L. K., MCKENZIE, J. M., MARK, B. G., CHAVEZ, D. Y BARAER, M., 2015. Sources and pathways of stream generation in tropical proglacial valleys of the Cordillera Blanca, Peru. *Journal of Hydrology*, vol. 522, pp. 628-644. DOI 10.1016/j.jhydrol.2015.01.013.
- GÖTTLICH, K., 1990. *Moor und Torfkunde*. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung (Nägele u. Obermiller), pp. 529.

H

- HAEBERLI, W. Y HOELZLE, M., 1995. Application of inventory data for estimating characteristics of and regional climate change effects on mountain glaciers: a pilot study with the European Alps. *Annals of Glaciology*, vol. 21, pp. 206-212. DOI 10.3189/S0260305500015834.
- HALL, D. K., WILLIAMS, R. S. Y BAYR, K. J., 1992A. Glacier recession in Iceland and Austria. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, vol. 73(12), pp. 129 – 141. DOI 10.1029/91EO00104
- HANSEN, J., SATO, M., RUSSELL, G. Y KHARECHA, P., 2013. Climate sensitivity, sea level, and atmospheric carbon dioxide. *Philosophical Transactions of the Royal Society A*, vol. 371 (2001). DOI 10.1098/rsta.2012.0294.
- HAUG, G. H., HUGHEN, K. A., SIGMAN, D. M., PETERSON, L. C., Y ROHL, U., 2001. Southward migration of the Intertropical Convergence Zone through the Holocene. *Science*, vol. 293, pp. 1304–1308. DOI 10.1126/science.1059725.
- HEIM, A., 1948. *Wunderland Peru, Naturerlebnisse*. Editorial: Verlag Hans Huber, 1948., 1948.

- HENNESSY, Kevin; LAWRENCE, Judy; MACKEY, Brendan. IPCC sixth assessment report (AR6): climate change 2022-impacts, adaptation and vulnerability: regional factsheet Australasia. 2022.
- HUH, K., MARK, B., Y HOPKINSON, C., 2012. Changes of topographic context of the Yanamarey glacier in the Tropical Peruvian Andes. Proceedings of the International Remote Sensing Hydrology Symposium, vol. 25.
- HUH, K. I., MARK, B. G., AHN, Y., Y HOPKINSON, C., 2017. Volume change of tropical Peruvian glaciers from multi-temporal digital elevation models and volume–surface area scaling. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, vol. 99 (3), pp. 222–239. DOI 10.1080/04353676.2017.1313095

I

- IGME, 2004 Instituto Geológico y Minero de España, 2004. Catálogo de Proyectos. Boletín Informativo. NIPO: 405-04-008-9.
- INAIGEM, 2018 Instituto Nacional de Investigación en Glaciares y Ecosistemas de Montaña, 2018. Informe de la Situación de los Glaciares y Ecosistemas de Montaña. Informe Anual.
- IPCC, 2021. Climate Change. The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Masson-Delmotte, V., P. Zhai, A. Pirani, S.L. Connors, C. Péan, S. Berger, N. Caud, Y. Chen, L. Goldfarb, M.I. Gomis, M. Huang, K. Leitzell, E. Lonnoy, J.B.R. Matthews, T.K. Maycock, T. Waterfield, O. Yelekçi, R. Yu, and B. Zhou (eds.)]. Cambridge University Press.
- IPARRAGUIRRE, J., ÚBEDA, J., CONCHA, R. Y LUNA, G., 2019. Modelamiento de la respuesta glaciar al cambio Climático desde la Pequeña Edad de Hielo deducida de la ELA climática: ensayo en los glaciares de la cuenca Parón (cordillera Blanca, Perú). Simposio Internacional “Las Montañas, Nuestro Futuro”, pp. 49.
- IPARRAGUIRRE, J., ÚBEDA, J., CONCHA, R., PELLITERO, R., DE MARCOS, J., DÁVILA, L., VÁSQUEZ, E., GÓMEZ, J. Y ARAUJO, J., 2020. Paleoclimatic reconstruction during the Little Ice Age in the Llanganuco basin, Cordillera Blanca (Peru). EGU General Assembly, vol. 2020, pp. 1726.
- IPARRAGUIRRE, J., ÚBEDA, J., NAVARRO, A., DÁVILA, L., CONCHA, R., PELLITERO, R., LUNA, G. Y VÁSQUEZ, E., 2019. Modelo hipsométrico de la desglaciación futura de la cuenca Paltay (Cordillera Blanca, Perú). Simposio Internacional “Las Montañas, Nuestro Futuro”, pp. 51.
- IPCC, 2013. The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J.

Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, pp. 1535.

ITURBIDE, M., FERNÁNDEZ, J., GUTIÉRREZ, J.M., BEDIA, J., CIMADEVILLA, E., DÍEZ-SIERRA, J., MANZANAS, R., CASANUEVA, A., BAÑO-MEDINA, J., MILOVAC, J., HERRERA, S., COFIÑO, A.S., SAN MARTÍN, D., GARCÍA-DÍEZ, M., HAUSER, M., HUARD, D. Y YELEKCI, Ö., 2021. Repository supporting the implementation of FAIR principles in the IPCC-WG1 Atlas. DOI: 10.5281/zenodo.3691645.

ITURRIZAGA, L., 2018. Glacial landform assemblages and pedestal moraines in the Cordillera Blanca (Peru). *Geomorphology*, vol. 381, pp. 283–302. DOI 10.1016/j.geomorph.2018.06.012

J

Jomelli, V., Grancher, D., Brunstein, D., y Solomina, O., 2008. Recalibration of the yellow Rhizocarpon growth curve in the Cordillera Blanca (Peru) and implications for LIA chronology. *Geomorphology*, vol. 93, pp. 201–212. DOI 10.1016/j.geomorph.2007.02.021.

K

KASER, G. Y OSMASTON, H., 2002. Tropical glaciers. *Journal of Glaciology*, vol. 49 (165), pp. 323-323. DOI 10.3189/172756503781830782

KASER, G., JUEN, I., GEORGES, C., GÓMEZ, J. Y TAMAYO, W., 2003. The impact of glaciers on the runoff and the reconstruction of mass balance history from hydrological data in the tropical Cordillera Blanca, Peru. *Journal of Hydrology*, vol. 282 (1–4), pp. 130–144. DOI 10.1016/S0022-1694(03)00259-2.

KASER, G., 1995. Some notes on the behavior of tropical glaciers. *Bulletin de l'Institut Francais d'Etudes Andines*, vol. 24 (3), pp. 671–681.

KELLY, M. A., LOWELL, T. V., APPLGATE, P. J., SMITH, C. A., PHILLIPS, F. M., Y HUDSON, A. M., 2012. Late glacial fluctuations of Quelccaya Ice Cap, southeastern Peru: *Geology*, vol. 40, pp. 991–994. DOI 10.1130/G33430.1.

KORSCHINEK, G., BERGMAIER, A., FAESTERMANN, T., GERSTMANN, U. C., KNIE, K., RUGEL, G., WALLNER, A., DILLMANN, I., DOLLINGER, G., LIERSE VON GOSTOMSKI, CH., KOSSERT, K., MAITI, M., POUTIVSEV, M. Y REMMERT, A., 2010. A new value for the half-life of ^{10}Be by heavy-ion elastic recoil detection and liquid scintillation counting. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B*, vol. 268, pp. 187-191. DOI 10.1016/j.nimb.2009.09.020.

KOTLYAKOV, V. M. Y KRENKE, A. N., 1982. Investigations of the hydrological conditions of alpine regions by glaciological methods. *International Association of Hydrological Sciences Publication*, vol. 138, pp. 31-42. DOI PASCALGEODEBRGM8320308306

L

- LAL, D., 1991. Cosmic ray labeling of erosion surfaces: in situ nuclide production rates and erosion models. *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 104, pp. 424 - 439. DOI 10.1016/0012-821X(91)90220-C.
- LAMBECK, K. Y CHAPPELL, J., 2001. Sea level change through the last glacial cycle. *Science*, vol. 292 (5517), pp. 679–686. DOI 10.1126/science.1059549.
- LICCIARDI, J. M., SCHAEFER, J. M., TAGGART, J. R., Y LUND, C. D., 2009. Holocene glacier fluctuations in the Peruvian Andes indicate northern climate linkages. *Science*, vol. 325, pp. 1677–1679. DOI 10.1126/science.1175010.
- LINSBAUER, A., PAUL, F., HOELZLE, M., FREY, H Y HAEBERLI, W., 2009. The Swiss Alps without glaciers: A GIS-based modelling approach for reconstruction of glacier beds. *Proceedings of Geomorphometry*, pp. 243–247. URL <http://geomorphometry.org/linsbauer2009geomorphometry>
- LINSBAUER, A., PAUL, F. Y HAEBERLI, W., 2012. Modeling glacier thickness distribution and bed topography over entire mountain ranges with GlaBTop: Application of a fast and robust approach. *Journal of Geophysical Research*, vol. 117. DOI 10.1029/2011JF002313.
- LOARTE, E., RABATEL, A. Y GÓMEZ, J., 2015. Estimation of the spatio-temporal variations of the glacier equilibrium-line altitude from the snowline altitude in the Cordillera Blanca (Peru). *Revista Peruana Geo-Atmosférica RPGA*, vol. 4, pp. 19–30.
- LOEWE, F., 1971. Considerations on the origin of the Quaternary ice sheet of North America. *Arctic and Alpine Research*, vol. 3 (4), pp. 331-344. DOI 10.2307/1550048.

M

- MALONE, A. G. O., PIERREHUMBERT, R. T., LOWELL, T. V., KELLY, M. A., Y STROUP, J. S., 2015. Constraints on southern hemisphere tropical climate change during the Little Ice Age and Younger Dryas based on glacier modeling of the Quelccaya Ice Cap, Peru. *Quaternary Science Reviews*, vol. 125, pp. 106–116. DOI 10.1016/j.quascirev.2015.08.001
- MARK, B., BURY, F., MCKENZIE, J., FRENCH, A. Y BARAER, A., 2013. Climate Change and Tropical Andean Glacier Recession: Evaluating Hydrologic Changes and Livelihood Vulnerability in the Cordillera Blanca, Peru. *Annals of the Association of American Geographers*, vol. 100(4), pp. 794–805. DOI 10.1080/00045608.2010.497369
- MATTHEWS, J. A. Y BRIFFA, K. R., 2005. The ‘Little Ice Age’: Re-evaluation of an evolving concept. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, vol. 87 (1), pp. 17-36.

- MATTHEWS J. A. Y SHAKESBY, R. A., 1984. The status of the 'Little Ice Age' in southern Norway: Relative-age dating of neoglacial moraines with Schmidt hammer and lichenometry. *Boreas*, vol. 13, pp. 333-346. DOI 10.1111/j.1502-3885.1984.tb01128.x
- MCCARROLL, D., 1989. Potential and Limitations of the Schmidt Hammer for Relative-Age Dating: Field Tests on Neoglacial Moraines, Jotunheimen, Southern Norway, *Arctic and Alpine Research*, vol. 21:3, pp. 268-275. DOI 10.1080/00040851.1989.12002738
- MCMANUS, J. F., FRANCOIS, R., GHERARDI, J.-M., KEIGWIN, L. D. Y BROWN-LEGER, S., 2004. Collapse and rapid resumption of Atlantic meridional circulation linked to deglacial climate changes. *Nature*, vol. 428, pp. 834-837. DOI 10.1038/nature02494.
- MEDINA, G., Y MEJÍA, A., 2014. Análisis multitemporal y multifractal de la deglaciación de la Cordillera Parón en los Andes de Perú. *Ecología Aplicada*, vol. 13 (1), pp. 3542.
- MENTLIK, P., 2006. Relative dating of glacial landforms in the surroundings of Prášílskè Jezero lake (Šumava Mts., Czech Republic). *Geomorphologia Slovaca*, vol. 1, pp. 45–54.
- MERCHEL, S. Y HERPERS, U., 1999. An update on radiochemical separation techniques for the determination of long-lived radionuclides via accelerator mass spectrometry. *Radiochimica Acta*, vol. 84, pp. 215-219. DOI 10.1524/ract.1999.84.4.215
- MERGILI, M., EMMER, A., JURICOVA, A., COCHACHIN, A., FISCHER, J.-T., HUGGEL, C. Y PUDASAINI, S., 2018. How well can we simulate complex hydro-geomorphic process chains? The 2012 multi-lake outburst flood in the Santa Cruz Valley (Cordillera Blanca, Perú). *Earth Surface Processes and Landforms*, vol. 43 (7), pp. 1373–1389. DOI 10.1002/esp.4318
- MILANKOVITCH, M., 1941. *Kanon der Erdbestrahlungen und seine Anwendung auf das Eiszeitenproblem*. Belgrade.
- MONTECINO, V. Y LANGE, C. B., 2009. The Humboldt Current System: Ecosystem components and processes, fisheries, and sediment studies. *Progress in Oceanography*, vol. 83 (1–4), pp. 65–79. DOI 10.1016/j.pocean.2009.07.041
- MUÑOZ, J., 1995. *Geomorfología general*. Editorial SINTESIS. ISBN 9788477381549

N

- NAVARRO, A., ÚBEDA, J., SANTILLÁN, N., DÁVILA, L. Y CONCHA, R., 2018. Reconstrucción de ELA AABI en glaciares de la cuenca Parón (Cordillera Blanca - Perú). I Congreso Internacional de las Montañas, Sierra Nevada – España.

NAVARRO, N., ÚBEDA, J., SANTILLÁN, N., DÁVILA, L., CONCHA, R., 2017. Reconstrucción de ELAAABI en glaciares de la cuenca Parón (Cordillera Blanca). International Congress on Climate Change and its Impacts, vol. 1, pp. 43.

NOVELLO, V., CRUZ, F., VUILLE, M., STRIKIS, N., EDWARDS, R., CHENG, H., EMERICK, S., DE PAULA, M., LI, X., BARRETO, E., KARMANN, I. Y SANTOS, R., 2017. A high-resolution history of the South American Monsoon from Last Glacial Maximum to the Holocene. Scientific Reports, vol. 7 (44267). DOI 10.1038/srep44267

NYE, J. F., 1952A. The mechanics of glacier flow. Journal of Glaciology, vol. 2 (12), pp. 82–93. DOI 10.3189/S0022143000033967.

O

O'CONNOR, J. E., HARDISON, J. H., Y COSTA, J. E., 2001. Debris flows from failures of neoglacial-age moraine dams in the Three Sisters and Mount Jefferson Wilderness Areas, Oregon. Reston, VA: U.S. Geological Survey.

OHMURA, A., 1982. Climate and energy balance on the Arctic tundra. Journal of Climatology, vol. 2 (1), pp. 65-84. DOI 10.1002/joc.3370020106

OSMASTON, H., 2005. Estimates of glacier equilibrium line altitudes by the Area x Altitude, the Area x Altitude Balance Ratio and the Area x Altitude Balance Index methods and their validation. Quaternary International, vol. 138 - 139, pp. 22 - 31. DOI 10.1016/j.quaint.2005.02.004.

P

PAUL, F. Y LINSBAUER, A., 2012. Modeling of glacier bed topography from glacier outlines, central branch lines, and DEM. International Journal of Geographical Information, vol. 26 (7), pp. 1173–1190. DOI 10.1080/13658816.2011.627859.

PELLITERO, R., REA, B. R., SPAGNOLO, M., BAKKE, J., IVY-OCHS, S., FREW, C. R., HUGHES, P., RIBOLINI, A., LUKAS, S. Y RENSSSEN, H., 2016. GlaRe, a GIS tool to reconstruct the 3D surface of palaeoglaciers. Computers & Geosciences, vol. 94, pp. 77 - 85. DOI 10.1016/j.cageo.2016.06.008

PELLITERO, R., REA, B. R., SPAGNOLO, M., BAKKE, J., HUGHES, P., IVY-OCHS, S., LUKAS, S. Y RIBOLINI, A., 2015. A GIS tool for automatic calculation of glacier equilibrium-line altitudes. Computers & Geosciences, vol. 82, pp. 55 - 62. DOI 10.1016/j.cageo.2015.05.005

PENVEN, P., ECHEVIN, V., PASAPERA, J., COLAS, F., Y TAM, J., 2005. Average circulation, seasonal cycle, and mesoscale dynamics of the Peru Current System: A modeling approach. Journal of Geophysical research: Oceans, vol. 110 (10), pp. 1–21. DOI 10.1029/2005JC002945

PETERSON, L. C., HAUG, G. H., HUGHEN, K. A. Y ROHL, U., 2000. Rapid changes in the hydrologic cycle of the tropical Atlantic during the last glacial. *Science*, vol. 290, pp. 1947 – 1951. DOI 10.1126/science.290.5498.1947

PHILLIPS, F., ARGENTO, D., BALCO, G., CAFFEE, M., CLERN, J., DUNAI, T., FINKEL, R., GOEHRING, B., GOSSE, J., HUDSON, A., TIMOTHY JULL, A. J., KELLY, M., KURZ, M., LAL, D., LIFTON, N., MARERO, S., NISHIIZUMI, K., REEDY, R., SCHAEFER, J., STONE, J., SWANSON, T Y ZREDA, M., 2016. The CRONUS-Earth Project: a synthesis. *Quaternary Geochronology*, vol. 31, pp. 119-154. DOI 10.1016/j.quageo.2015.09.006

PLACZEK, C., QUADE, J. Y PATCHETT, P.J., 2013. A 130 ka reconstruction of rainfall on the Bolivian Altiplano. *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 363, pp. 97-108. DOI 10.1016/j.epsl.2012.12.017

PORTER, S.C., 2001. Snowline depression in the tropics during the last glaciation. *Quaternary Science Reviews*, vol. 20 (10), pp. 1067-1091. DOI 10.1016/S0277-3791(00)00178-5

R

RACOVITEANU, A. E., ARNAUD, Y., WILLIAMS, M. W., Y ORDOÑEZ, J., 2008. Decadal changes in glacier parameters in the Cordillera Blanca, Peru, derived from remote sensing, *Journal of Glaciology*, vol. 54, pp. 499 – 510. DOI 10.3189/002214308785836922, 2008

REA, B. R., 2009. Defining modern day Area-Altitude Balance Ratios (AABRs) and their use in glacier - climate reconstructions. *Quaternary Science Reviews*, vol. 28 (3-4), pp. 237 - 248. DOI 10.1016/j.quascirev.2008.10.011

RITTER, D. F., 1986. *Process Geomorphology*. Pp. 576. DOI ark:/13960/t82j7pk34

RIVERA, M. H., 2011. *Geología general*. Megabyte.

RONDEAU, B., 1990. Géochimie isotopique et géochronologie des stromatolites lacustres quaternaires de l'Altiplano Bolivien. *Sciences Geologiques*, vol. 45 (3-4), pp. 135-214.

RUMINSKI, M., 1991. Two Unusual Tropical Cyclones in the Southeast Pacific. *Monthly Weather Review*, vol. 119, pp. 218–222. DOI 10.1175/1520-0493(1991)119<0218:TUTCIT>2.0.CO;2.

S

SACHS, J. P., SACHSE, D., SMITTENBERG, R. H., ZHANG, Z., BATTISTI, D. S., Y GOLUBIC, S., 2009, Southward movement of the Pacific intertropical convergence zone AD 1400–1850. *Nature Geoscience*, vol. 2, pp. 519–525. DOI 10.1038/ngeo554.

- SCHAUWECKER, S., ROHRER, M., HUGGEL, C., ENDRIES, J., MONTOYA, N., NEUKOM, R. Y SUAREZ, W., 2014. The freezing level in the tropical Andes, Peru: An indicator for present and future glacier extents. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, vol. 122(10), pp. 5172 – 5189. DOI 10.1002/2016JD025943
- SCHNEIDER, D., HUGGEL, C., COCHACHIN, A., GUILLÉN, S. Y GARCÍA, J., 2014. Mapping hazards from glacier lake outburst floods based on modelling of process cascades at Lake 513, URL //hdl.handle.net/20.500.12543/3199
- SELBY, M., 1980. A rock-mass strength classification for geomorphic purposes: with tests from Antarctica and New Zealand. *Z. für Geomorpholy*, vol. 24, pp. 31-51.
- SHAKESBY, R. A., MATTHEWS, J. A. Y OWEN, G., 2006. The Schmidt hammer as a relative-age dating tool and its potential for calibrated-age dating in Holocene glaciated environments. *Quaternary Science Reviews*, vol. 25, pp. 2846-2867. DOI 0.1016/j.quascirev.2006.07.011.
- SHAKUN, J. D., CLARK, P. U. HE, F., LIFTON, N., LIU, Z. Y OTTO-BLIESNER, B., 2015. Regional and global forcing of glacier retreat during the last deglaciation. *Nature Communications*, vol. 6. DOI 10.1038/ncomms9059.
- SCHILLING, D. H. Y HOLLIN, J., 1981. Numerical reconstructions of valley glaciers and small ice caps. In: Denton GH, Hughes TJ. (Eds.), *The Last Great Ice Sheets*. New York: Wiley, pp. 207–220.
- SILVERIO, W. Y JAQUET, J-M., 2017. Evaluating glacier fluctuations in Cordillera Blanca (Peru) by remote sensing between 1987 and 2016 in the context of ENSO. *Archives Des Sciences*, vol. 69 (2), pp. 145-161. URL //www.unige.ch/sphn/Publications/ArchivesSciences/AdS%202017/PDF %20MRes%2069-2/145-162_Silverio_69-2.pdf
- SILVERIO, W. Y JAQUET, J. M., 2005. Glacial cover mapping (1987–1996) of the Cordillera Blanca (Peru) using satellite imagery. *Remote Sensing of Environment*, vol. 95 (3), pp. 342–350. DOI 10.1016/j.rse.2004.12.012
- SJÖBERG, R. Y BROADBENT, N., 1991. Measurement and calibration of weathering using the Schmidt hammer on wave washed moraines in the upper Norrland coast, Sweden. *Earth Surface Processes and Landforms*, vol. 16, pp. 57–64.
- SJÖBERG, R., 1990. Measurement and calibration of weathering processes and lichenometric investigations on a wave washed moraine, Badamalen, on the upper Norrland coast, Sweden. *Geografiska Annaler*, vol. 72A (3–4), pp. 319-327. DOI 10.1080/04353676.1990.11880326.
- SMITH, J. A. Y RODBELL, D. T., 2010. Cross-cutting moraines reveal evidence for North Atlantic influence on glaciers in the tropical Andes. *Journal of Quaternary Sciences*, vol. 25, pp. 243–248. ISSN 0267-8179.

- SMITH, M. J., ROSE, J. Y BOOTH, S., 2005: Geomorphological mapping of glacial landforms from remotely sensed data: an evaluation of the principal data sources and an assessment of their quality. *Geomorphology*, vol. 76 (1-2), pp. 148-65. DOI 10.1016/j.geomorph.2005.11.001.
- SOLOMINA, O., JOMELLI, V., KASER, G., AMES, A., BERGER, B., Y POUYAUD, B., 2007. Lichenometry in the Cordillera Blanca, Peru: "Little Ice Age" moraine chronology. *Global and Planetary Change*, vol. 59(1), pp. 225–235. DOI 10.1016/j.gloplacha.2006.11.016
- STRAHLER, A. N. Y STRAHLER, A. H., 1989. *Geografía Física*. Editorial Omega, Barcelona (España), pp. 549.
- SUÁREZ, L. F., FLORES, J. L., PEREIRA, A. J., Y KARAM, H. A., 2017. Ultraviolet solar radiation in the tropical central Andes (12.0°S). *Photochemical and Photobiological Sciences*, vol. 16(6), pp. 954–971. DOI 10.1039/c6pp00161k
- SULCA, J., TAKAHASHI, K., ESPINOZA, J. C., VUILLE, M., Y LAVADO-CASIMIRO, W., 2018. Impacts of different ENSO flavors and tropical Pacific convection variability (ITCZ, SPCZ) on austral summer rainfall in South America, with a focus on Peru. *International Journal of Climatology*, vol. 38 (1), pp. 420–435. DOI 10.1002/joc.5185

T

- THOMPSON L. G., MOSLEY-THOMPSON E., DANSGAARD W. Y GROOTES P. M., 1986. The little ice age as recorded in the stratigraphy of the tropical Quelccaya ice cap. *Science*, vol. 234 (4774), pp. 361. DOI 10.1126/science.234.4774.361
- THOMPSON, L. G., MOSLEY-THOMPSON, E., DAVIS, M. E. Y LIN, P.-N., 1995. Late glacial stage and Holocene tropical ice core records from Huascaran, Peru. *Science*; vol. 269 (5220), pp. 46-50. DOI 10.1126/science.269.5220.46.
- THOMPSON, L. G., 2000. 'Ice Core Evidence for Climate Change in the Tropics: Implications for Our Future', *Quaternary Science Reviews*, vol. 19 (1-5), pp. 19–35. DOI 10.1016/S0277-3791(99)00052-9.
- THORNTHWAITE, C. W., 1948. An approach toward a rational classification of climate. *Geographical Review*, vol. 38 (1), pp. 55-94. DOI 10.2307/210739.
- TORDOCILLO, J. Y ROJAS, J., 2013. Estimación del cambio de volumen del glaciar Champará en la Cordillera Blanca de Ancash a partir de datos de satélite en el periodo 2000-2010. *Revista Científica INGETECNO*, vol. 2(1), pp. 9. DOI // revistas.uap.edu.pe/ojs/index.php/RCl/article/view/208
- TORDOCILLO, J., 2015. Estimación del cambio de volumen del glaciar Champará en la Cordillera Blanca de Ancash a partir de los modelos de elevación digital e imágenes de satélite. Tesis de maestría en física. Lima,

Facultad de Ciencias Físicas, Universidad Nacional Mayor de San Marcos.

TORDOCILLO, J. Y ROJAS, J., 2012. Estimación del cambio de volumen del glaciar Champará en la Cordillera Blanca de Ancash a partir de datos de satélite en el periodo 2000-2010. *Revista ECIPerú*, vol. 9 (1), pp. 41-46.

TROMBOTTO, D., WAINSTEIN, P. Y ARENSON, L.U. 2014. Guía Terminológica de la Geocriología Sudamericana / Terminological. Guide of the South American Geocryology, pp. 128.

U

ÚBEDA, J., 2013, Glacial Chronologies from NE Sector of Nevado Coropuna (Perú): Geomorphological and Paleoclimate Implications: *Boletín De La Asociación De Geógrafos Españoles*, vol. 62, pp. 473.

ÚBEDA, J., BONSHOMS, M., IPARRAGUIRRE, J., SÁEZ, L., DE LA FUENTE, R., JANSSEN, L., CONCHA, R., VÁSQUEZ, P. & MASÍAS, P., 2018. Prospecting Glacial Ages and Paleoclimatic Reconstructions Northeastward of Nevado Coropuna (16 S, 73 W, 6377 m), Arid Tropical Andes. *Open Access Geosciences*, vol. 8 (8), pp. 307. DOI 10.3390/geosciences8080307

ÚBEDA J., DE MARCOS J., VÁSQUEZ E., CONCHA R., BRAUCHER R. Y SCHIMMELPFENNIG I., 2020. Cronologías glaciares de los Andes Centrales occidentales de Perú estimadas por el Proyecto FONDECYT 144-2015. CIVGEO, Arequipa 2020.

ÚBEDA, J., 2011. El Impacto del Cambio Climático en los Glaciares del Complejo Volcánico Nevado Coropuna (Cordillera Occidental de los Andes Centrales). Complutense of Madrid.

ÚBEDA, J., YOSHIKAWA, K., PARI, W., PALACIOS, D., MACIAS, P., Y APAZA, F., 2015. Geophysical surveys on permafrost in Coropuna and Chachani volcanoes (southern Peru). *Geophysical Research Abstracts*, vol. 17. DOI EGU2015-12592-2.

ÚBEDA, J., CONCHA, R., VÁSQUEZ, E., CAMPOS, N., 2015. Ensayo de métodos para analizar el registro glaciar del cambio climático en los Andes Centrales. *Foro Internacional sobre la Gestión del Riesgo Geológico: Reduciendo riesgos para el desarrollo sostenible*. Pp. 76-79.

ÚBEDA, J., DE MARCOS, J., SCHIMMELPFENNIG, I., VÁSQUEZ, E., CONCHA, R. Y BRAUCHER, R., 2019. Teleconnections between boreal cooling and tropical glaciers in the Cordillera Blanca (Peru). VII Iberian Conference of the International Permafrost Association. pp. 38.

ÚBEDA, J., DE MARCOS, J., VÁSQUEZ, E., CONCHA, R., MASÍAS, P. Y BUSTAMANTE, M., 2019. El Registro Cosmogénico Glaciar del Cambio Climático en los Andes peruanos: Resultados del Proyecto FONDECYT

144-2015. Simposio Internacional “Las Montañas, Nuestro Futuro”, pp. 17-18.

UNESCO, 2018 Schoolmeester, T., Johansen, K.S., Alfthan, B., Baker, E., Hesping, M. y Verbist, K., 2018. Atlas de Glaciares y Aguas Andinos. El impacto del retroceso de los glaciares sobre los recursos hídricos. UNESCO y GRID-Arendal.

URIARTE, Antón. Historia del Clima de la Tierra. 2003.

URIARTE, A., 2004. Historia del clima de la Tierra. Gobierno Vasco. Departamento de Transportes y Obras Públicas. Dirección de Meteorología y Climatología, pp. 306.

V

VAN DER VEEN, C. J., 1999. Fundamentals of Glacier Dynamics. ISBN 9781138077218

VUILLE, M., FRANCOU, B., WAGNON, P., JUEN, I., KASER, G., MARK, B. G. Y BRADLEY, R. S., 2008. Climate change and tropical Andean glaciers: Past, present and future. *Earth-Science Reviews*, vol. 89 (3-4), pp. 79-96. DOI 10.1016/j.earscirev.2008.04.002

W

WANG, X.L., AULER, A.S., EDWARDS, R.L., CHENG, H., CRISTALLI, P.S., SMART, P.L., RICHARDS, D.A. Y SHEN, C.-C., 2004. Wet periods in northeastern Brazil over the past 210 kyr linked to distant climate anomalies. *Nature*, vol. 432, pp. 740–743. DOI 10.1038/nature03067.

WINKLER, S., MATTHEWS, J. A., SHAKESBY, R. A. Y DRESSER, P. Q., 2003. Glacier variations in Breheimen, southern Norway: dating Little Ice Age moraine sequences at seven low-altitude glaciers. *Journal of Quaternary Science*, vol. 18 (5), pp. 395–413. DOI 10.1002/jqs.756.

Y

YOSHIKAWA, K., APAZA, F., LUNA, G., ÚBEDA, J., MASÍAS, P., VASQUEZ, P., CCALLATA, B., CONCHA, R., IPARRAGUIRRE, J., RAMOS, I. y DE, G., 2020. Current thermal state of permafrost in the southern Peruvian Andes and potential impact from El Niño – Southern Oscillation (ENSO). *Permafrost and Periglacial Processes*, vol. 31 (4), pp. 598-609. DOI 10.1002/ppp.2064.

X ANEXO

Matriz de consistencia

Problema General	Objetivo General	Hipotesis General	Variables	Definición Conceptual	Definición Operacional	Dimensiones	Indicadores	Unidades	Técnicas	Instrumentos
¿Es posible evaluar el impacto del cambio climático en los glaciares de la subcuenca Ranrahirca por el desnivel entre la ELA geomorfológica y la ELA climática?	Evaluar el impacto del cambio climático en los glaciares de la subcuenca Ranrahirca por el desnivel entre la ELA geomorfológica y la ELA climática	El impacto del cambio climático en los glaciares de la subcuenca Ranrahirca pueden evaluarse por el desnivel entre la ELA geomorfológica y la ELA climática.	Variable Independiente El cambio climático	El cambio climático es un fenómeno a largo plazo que se refiere a la alteración significativa y sostenida de las condiciones atmosféricas y oceánicas en la Tierra. Se caracteriza por una variación global en las temperaturas, que puede manifestarse en un aumento o disminución generalizada de las mismas en distintas regiones del planeta a lo largo del tiempo. Además, el cambio climático implica cambios en los patrones de precipitación, lo que puede llevar a un incremento o disminución de la cantidad y	Estación meteorológica automática del proyecto CRYOPERU. Esta estación registra cada 30 minutos las mediciones de temperatura del aire, temperatura superficial del hielo y precipitación sólida.	D1: Variación de la temperatura del aire	I1: Enfriamiento/ calentamiento de la temperatura del aire	Unidad: °C	Ecuación de Porter	Hoja de cálculo programada
Problemas Específicos	Objetivos Específicos	Hipótesis Específicas								

				distribución de las lluvias y otras formas de precipitación. Estas variaciones climáticas pueden tener impactos importantes en los ecosistemas, la biodiversidad, la disponibilidad de recursos naturales y la vida humana en general. (CIVNUCC, 2007)				D2: Variación de la precipitación	I2: Precipitaciones extremas / Diminución de las precipitaciones	Unidad: mm	Ecuación del balance de masa	Hoja de cálculo programada
¿Es posible estimar las extensiones de los glaciares actuales y de los paleoglaciares de 1962 y la Pequeña Edad de Hielo identificando las unidades geomorfológicas en la subcuenca Ranrahirca?	Identificar las unidades geomorfológicas en la subcuenca Ranrahirca para estimar las extensiones de los glaciares actuales y de los paleoglaciares de 1962 y la Pequeña Edad de Hielo en la subcuenca Ranrahirca.	Las extensiones de los glaciares actuales y de los paleoglaciares de 1962 y la Pequeña Edad de Hielo en la subcuenca Ranrahirca se puede estimar identificando las unidades geomorfológicas.	Variable Dependiente Evolución glaciar en la vertiente occidental de la subcuenca Ranrahirca (Cordillera Blanca, Ancash)	Se define como un cambio en la forma glaciar (extensión y volumen) y en su fluctuación glaciar (avance o retroceso) variaciones de los parámetros meteorológicos (Pouyaud et al., 1998)	Estación meteorológica automática del proyecto CRYOPERU. Esta estación registra cada 30 minutos las mediciones de temperatura del aire, temperatura superficial del hielo y precipitación sólida.			D1: Variación de la geometría glaciar	I1: Variación del área glaciar	Unidad: km ²	Cartografiado glaciar	Imagen satelital y mapa geomorfológico
¿Es posible estimar la ELA geomorfológica en la subcuenca Ranrahirca reconstruyendo tridimensionalmente los glaciares	Reconstruir tridimensional de los glaciares actuales y paleoglaciares de 1962 y la Pequeña Edad de hielo para	La ELA geomorfológica puede ser estimada reconstruyendo tridimensional de los glaciares							I2: Variación del volumen glaciar	Unidad: Mm ³ (millones de m ³)	Modelo numérico GlATop y GlRe	Cartografiado Glaciar

<p>actuales y los paleoglaciares de 1962 y la Pequeña Edad de Hielo?</p>	<p>estimar la ELA geomorfológica en la subcuenca Ranrahirca.</p>	<p>actuales y paleoglaciares de 1962 y la Pequeña Edad de Hielo en la subcuenca Ranrahirca.</p>								
<p>¿Es posible estimar la ELA climática actual en la subcuenca Ranrahirca elaborando un modelo numérico de reconstrucción del balance de masa glaciar?</p>	<p>Elaborar un modelo numérico de reconstrucción del balance de masa glaciar para estimar la ELA climática actual en la subcuenca Ranrahirca.</p>	<p>La ELA climática puede ser estimada elaborando un modelo numérico de reconstrucción del balance de masa en la subcuenca Ranrahirca.</p>				<p>D2: Variación de la hipsometría glaciar</p>	<p>I3: Variación de la ELA geomorfológica</p>	<p>Unidad: m</p>	<p>Modelamiento numérico ELA Calculator</p>	<p>ArcToolbox de ArcGIS 10.8</p>
<p>¿Es posible simular las condiciones paleoambientales durante la Pequeña Edad de Hielo en la subcuenca Ranrahirca reconstruyendo los balances de masa de los paleoglaciares?</p>	<p>Reconstruir los balances de masa de los paleoglaciares para simular las condiciones paleoambientales durante Pequeña Edad de Hielo.</p>	<p>Las condiciones paleoambientales durante la Pequeña Edad de Hielo puede simularse reconstruyendo los balances de masas de los paleoglaciares.</p>					<p>I4: Variación de la ELA climática</p>	<p>Unidad: m</p>	<p>Regresión numérica</p>	<p>Hoja de cálculo programada</p>
<p>¿Es posible evaluar la respuesta de las masas glaciares al año 2100 en la subcuenca Ranrahirca de acuerdo a los aumentos de temperatura del aire a nivel global según el Panel Intergubernamental del Cambio Climático (IPCC)?</p>	<p>Simular los aumentos de la temperatura del aire a nivel global según el Panel Intergubernamental del Cambio Climático (IPCC) para evaluar la respuesta de las masas de hielo al año 2100 en la subcuenca Ranrahirca.</p>	<p>Evaluar la respuesta de las masas de hielo al año 2100 puede simularse aumentando la temperatura del aire a nivel global según el Panel Intergubernamental del Cambio Climático (IPCC).</p>								

Instrumentos de recolección de datos

FICHA TÉCNICA DE RECOLECCIÓN DE DATOS							
NOMBRE DEL PROYECTO			Criósfera y Cambio Climático			29/03/2020	
DIRECCIÓN				ÁREA		RESPONSABLE	
Geología Ambiental y Riesgos Geológicos				Alta montaña		Joshua Iparraguirre Ayala	
I. DATOS GENERALES							
Objetivo	Evaluar el impacto del cambio climático en los glaciares de la subcuenca Ranrahirca por el desnivel entre la ELA geomorfológica y la ELA climática						
Ámbito	Subcuenca Ranrahirca – Cordillera Blanca, Perú						
Período de Imágenes	Enero 2016 – noviembre 2016						
II. DATOS TÉCNICOS DE LAS IMÁGENES SATELITALES							
Fuente de Adquisición	Earth Explorer USGS			Satélite	LANDSAT 7 LANDSAT 8 LANDSAT 9		
Sensor	Operational Land Imager (OLI)	Órbita	Satélite de órbita polar	Resolución Temporal	16 días	Ancho de Barrido de la Escena	185 km * 180 km
LC09_L1TP_008067_20160323_20160323_02_T1							
LC09_L1TP_008067_20160102_20160315_02_T1							
LC08_L1TP_008067_20151123_20151205_02_T1							
LC08_L1TP_008067_20161107_20161115_02_T1							
LC09_L1TP_008067_20161030_20160323_02_T1							

Hoja programada para el cálculo de la ELA climática

INSTRUCCIONES DE USO

- 1 Señalar en color verde suave el nivel de ELA_g (ELA AABR)
- 2 Señalar en color naranja el nivel de referencia: altitud (msnm) de la estación donde se miden los datos de las variables. Vincular las celdillas input (color amarillo) con sus columnas equivalentes en la fila del nivel de referencia.
- 3 Introducir los datos input en las celdillas señaladas en color amarillo.
- 4 Identificar y señalar en color azul el nivel de congelación de Ta (donde Ta=0°C).
- 5 Arrastrar la columna de tm desde la celda correspondiente a la menor altitud hasta el nivel de congelación (Z, donde Ta=0°), cumpliendo 2 sendiciones tm >0 días si Z↓ y tm<0 días si Z↑
- 6 Identificar y señalar en color verde fuerte el nivel de ELA_c (donde b= 0 mm). En su defecto señalar 1 celdilla con un valor absoluto más próximo a 0 mm.

NIVEL DE REFERENCIA				GRADIENTES VERTICALES							
Nombre	Coordenadas			GVTa	0.0065	°C/m	0.008	°C/m	Lm	0.334	J/kg
	X	Y	Z	GVTs	0.008	°C/m	0.0065	°C/m	tm	182.500	días
Estación Artesón			4828	GVc			0.3000	mm/m	α ⁴	1.5	MJ/m ² /día
Ta	1.87	Ts	-1.37	P	1347.8			0.4000	días/m		

Ecuaciones de ablación (a) y balance de masa (b)							
Z ¹	c ²	tm ³	α ⁴	Ta ⁵	Ts ⁴	a ⁶	b ¹⁵
m	mm	días/m	MJ/m ² /día	°C	°C	mm	mm
4728	1317.800	155.200	1.500	2.520	-0.570	-2153.749	-2893.549
4729	1318.100	154.800	1.500	2.514	-0.578	-2149.240	-2889.340
4730	1318.400	154.400	1.500	2.507	-0.586	-2144.727	-2885.127
4731	1318.700	154.000	1.500	2.501	-0.594	-2140.208	-2880.908
4732	1319.000	153.600	1.500	2.494	-0.602	-2135.684	-2876.684

FIGURA 64 ESTRUCTURA DE LA HOJA PROGRAMADA PARA EL CÁLCULO DE LA ELA CLIMÁTICA Y LA PALEOPRECIPITACIÓN.

Data de la estación meteorológica del glaciar Artesonraju

La información utilizada en la presente tesis proviene de la estación automática CRYOPERU que se ubica desde el 2016 (a la actualidad) en el nevado Artesonraju (Cordillera Blanca). A continuación, datos generales de la estación:

Marca	CR800Series
Serie	CR800Std29
Ubicación	Coordenada X: 210568.58 m E
	Coordenada Y: 9007938.83 m N
	Altura: 4888 msnm
Fecha de inicio de registro	17/08/2016
Horario de inicio de registro	16:53 h
VARIABLES meteorológicas registradas	Temperatura máxima del aire
	Temperatura mínima del aire
	Humedad Relativa (%)
	Lluvia total
	Temperatura máxima superficial del hielo
Temperatura mínima superficial del hielo	

Valor de los Gradientes Verticales de Temperatura del aire, Temperatura Superficial del Hielo y de la Precipitación

La estación CRYOPERU registra de manera continua cada hora. A continuación, se presentarán los valores procesados utilizados para el funcionamiento de la hoja de cálculo programada:

Estación	Variable Climática procesada	Valor
CRYOPERU	Temperatura máxima del aire	1.87 °C
	Temperatura mínima del aire	-8.3 °C
	Humedad Relativa (%)	
	Lluvia total	1347.8 mm
	Temperatura máxima superficial del hielo	-1.37 °C
	Temperatura mínima superficial del hielo	-11.52 °C
	Gradiente Vertical de la Temperatura del aire (GVTa)	0.0065 °C/m
	Gradiente Vertical de la Temperatura del Superficial del Hielo (GVTs)	0.008 °C/m
	Gradiente Vertical de la Precipitación (GVc)	0.3 mm/m
	Gradiente Vertical de la ablación (GVTm)	0.4 días/m

Hoja de Consentimiento Informado

FICHA TÉCNICA DE RECOLECCIÓN DE DATOS							
NOMBRE DEL PROYECTO		Criósfera y Cambio Climático			10/10/2018		
DIRECCIÓN		ÁREA		RESPONSABLE			
Geología Ambiental y Riesgos Geológicos		Alta montaña		Joshua Iparraguirre Ayala			
I. DATOS GENERALES							
Objetivo	Evaluar el impacto del cambio climático en los glaciares de la subcuenca Ranrahirca por el desnivel entre la ELA geomorfológica y la ELA climática						
Ámbito	Subcuenca Ranrahirca – Cordillera Blanca, Perú						
Período de Imágenes	Enero 2016 – noviembre 2016						
II. DATOS TÉCNICOS DE LAS IMÁGENES SATELITALES							
Fuente de Adquisición	INGEMMET		Vuelo		FOTOGRAFÍAS AEREAS DE 1962		
Carta nacional	18 H	# Fotografías	9	Resolución Temporal	1962 - 1963	Ancho de Barrido de la Escena	1km * 1km
Códigos de las fotografías:							
14682-r-063-01							
14683-r-063-01							
14684-r-063-01							
14685-r-063-01							
14686-r-063-01							
14687-r-063-01							
14688-r-063-01							
14689-r-063-01							
14690-r-063-01				Firmado por: PhD. Pablo Masías Álvarez Jefe de la Dirección			

Lista de abreviaturas

IPCC	:	Panel Intergubernamental del Cambio Climático
PEH	:	Pequeña Edad de Hielo
ELA	:	Altitud de la Línea de Equilibrio
ELAc	:	Altitud de la Línea de Equilibrio Climático
ELAg	:	Altitud de la Línea de Equilibrio Geomorfológico
ENSO	:	El Niño – Oscilación del Sur
GlaRe	:	Glacier Reconstruction
GlaBTop	:	Glacier Bed Topography
AABR	:	Area-Altitude Balance Ratio
Ka	:	Miles de años
Ma	:	Millones de años
LGM	:	Last Glacial Maximum
OD	:	Older Dryas
YD	:	Younger Dryas
MWP	:	Óptimo Cálido Medieval
ZCIT	:	Zona de Convergencia Inter Tropical
ATLR	:	Air Temperature Lapse Rate
SASM	:	South American Summer Monsoon
DEM	:	Digital Elevation Model
BR	:	Balance Ratio
GTV	:	Gradiente Vertical de la Temperatura
TOA	:	Radiancia en el Techo de la Atmósfera
LSE	:	Emisividad de la superficie de la Tierra
LST	:	Temperatura superficial de la Tierra
GVP	:	Gradiente Vertical de la Precipitación