

UNIVERSIDAD NACIONAL DE SAN ANTONIO ABAD DEL CUSCO

FACULTAD DE INGENIERIA GEOLÓGICA, MINAS Y

METALÚRGICA

ESCUELA PROFESIONAL DE INGENIERIA GEOLÓGICA



TESIS

**ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO GLACIAR EN EL VALLE CHICÓN
(CORDILLERA URUBAMBA, CUSCO). UN APOORTE A LA
PALEOCLIMATOLOGÍA Y LOS PELIGROS GEOLÓGICOS**

PRESENTADO POR:

Br. YOVMEL VALENTIN CONTRERAS

CAYTUIRO

**PARA OPTAR AL TITULO PROFESIONAL DE
INGENIERO GEÓLOGO**

ASESOR:

Dr. JOSÉ DIONICIO CÁRDENAS ROQUE

CUSCO-PERU

2025



Universidad Nacional de San Antonio Abad del Cusco

INFORME DE SIMILITUD

(Aprobado por Resolución Nro.CU-321-2025-UNSAAC)

El que suscribe, el Asesor DR. JOSÉ DIONISIO CÁRDENAS ROQUE.....
..... quien aplica el software de detección de similitud al
trabajo de investigación/tesis titulada: ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO GLACIAR EN EL VALLE
CHICÓN (CORDILLERA URUBAMBA, CUSCO). UN APOBIE A LA PALEOCLIMATOLOGÍA Y
LOS PELIGROS GEOLÓGICOS.....

Presentado por: YOYMEI VALENTIN CONTRERAS CAYTURO..... DNI N° 71918874.....;
presentado por: DNI N°:
Para optar el título Profesional/Grado Académico de INGENIERO GEÓLOGO.....

Informo que el trabajo de investigación ha sido sometido a revisión por 02 veces, mediante el
Software de Similitud, conforme al Art. 6° del **Reglamento para Uso del Sistema Detección de**
Similitud en la UNSAAC y de la evaluación de originalidad se tiene un porcentaje de 0.5%.

Evaluación y acciones del reporte de coincidencia para trabajos de investigación conducentes a grado académico o título profesional, tesis

Porcentaje	Evaluación y Acciones	Marque con una (X)
Del 1 al 10%	No sobrepasa el porcentaje aceptado de similitud.	☒
Del 11 al 30 %	Devolver al usuario para las subsanaciones.	☐
Mayor a 31%	El responsable de la revisión del documento emite un informe al inmediato jerárquico, conforme al reglamento, quien a su vez eleva el informe al Vicerrectorado de Investigación para que tome las acciones correspondientes; Sin perjuicio de las sanciones administrativas que correspondan de acuerdo a Ley.	☐

Por tanto, en mi condición de Asesor, firmo el presente informe en señal de conformidad y **adjunto**
las primeras páginas del reporte del Sistema de Detección de Similitud.

Cusco, 26 de ENERO..... de 2026.....


Firma

Post firma JOSÉ D. CÁRDENAS ROQUE.....

Nro. de DNI 23873595.....

ORCID del Asesor 0000-0002-5261-419X.....

Se adjunta:

- Reporte generado por el Sistema Antiplagio.
- Enlace del Reporte Generado por el Sistema de Detección de Similitud: **oid:** 232591549661526.....

yovmel contreras

Análisis geomorfológico glaciar en el valle Chicón.pdf

 Universidad Nacional San Antonio Abad del Cusco

Detalles del documento

Identificador de la entrega

trn:oid::27259:549661526

147 páginas

Fecha de entrega

26 ene 2026, 4:21 p.m. GMT-5

31.787 palabras

Fecha de descarga

26 ene 2026, 7:54 p.m. GMT-5

182.998 caracteres

Nombre del archivo

Análisis geomorfológico glaciar en el valle Chicón.pdf

Tamaño del archivo

11.9 MB

5% Similitud general

El total combinado de todas las coincidencias, incluidas las fuentes superpuestas, para ca...

Filtrado desde el informe

- Bibliografía
- Texto citado
- Texto mencionado
- Coincidencias menores (menos de 8 palabras)

Exclusiones

- N.º de coincidencias excluidas

Fuentes principales

- 5%  Fuentes de Internet
- 1%  Publicaciones
- 2%  Trabajos entregados (trabajos del estudiante)

Marcas de integridad

N.º de alertas de integridad para revisión

No se han detectado manipulaciones de texto sospechosas.

Los algoritmos de nuestro sistema analizan un documento en profundidad para buscar inconsistencias que permitirían distinguirlo de una entrega normal. Si advertimos algo extraño, lo marcamos como una alerta para que pueda revisarlo.

Una marca de alerta no es necesariamente un indicador de problemas. Sin embargo, recomendamos que preste atención y la revise.

DEDICATORIA

A todos los que, alguna vez, vistieron el manto de maestros en mi vida, guiando mis pasos entre dudas, aciertos y aprendizaje.

A mi primera mentora; mi madre, maestra y faro, que con valentía me entregó veinticinco años de su vida para cultivar en mí un futuro profesional, sembrado en la tierra fértil del más puro amor que he conocido.

A mi primer maestro, mi padre, quien sembró en mí la semilla del asombro por descubrir en el mundo las ciencias que rigen nuestro universo.

A mis abuelos, a quienes sonrío más allá del tiempo, llevando en mis logros el fruto de su esmero y dedicación, que trasciende no solo generaciones, sino también la distancia entre la vida y la eternidad infinita. A Modesta Molle Huillca, que en cada abrazo y caricia me entrega las esperanzas más puras y el amor más hondo en mi corazón.

A mi familia materna y paterna, raíces, ramas y tronco de mi historia; a mis tías, tíos, primos y mi ahijada, que han sido parte esencial en mi formación y en cada paso de mi camino .

A mis maestros de la infancia y juventud, en las aulas de inicial, primaria y secundaria, que encendieron en mí la llama de aprender continuo.

A Andreí Paz y a quienes me guiaron en la preparación preuniversitaria; a mis profesores universitarios, quienes me sumergieron en el vasto océano de las ciencias geológicas y en especial a mi asesor, José Dionicio Cárdenas Roque.

A mis amistades, pilares importantes de mi vida en compañía sincera y risas compartidas.

A mis maestros de la etapa post universitaria: Ronald Concha Niño de Guzmán, por abrirme las puertas al mundo de la glaciología y acompañar el desarrollo de esta tesis; a Darwin Sotomayor y Jul Roldan, por orientarme en el ámbito ingenieril; y a Harol Granados, por su amistad y apoyo constante.

Yovmel Valentin

RESUMEN

En el contexto del retroceso acelerado de los glaciares tropicales andinos, indicador más claro del cambio climático, esta investigación analiza geomorfológicamente la evolución glaciar del valle Chicón, cordillera Urubamba (Cusco, Perú). El objetivo es reconstruir escenarios glaciares y relacionarlas con las variaciones climáticas pasadas y actuales.

La metodología comprende técnicas cuantitativas y cualitativas: cartografía geomorfológica a escala 1:10 000, análisis de imágenes satelitales, Modelos Digitales de Elevación (DEM), levantamiento de campo y de herramientas SIG. Se emplearon metodologías como GlaRe (reconstrucción tridimensional de paleoglaciares), GlabTop (estimación de espesores) y ELA Calculation (cálculo de la altitud de la línea de equilibrio glaciar en distintos periodos). El marco teórico correlaciona las formas y depósitos glaciares con los eventos: Último Máximo Glacial (~31.6 ka), Older Dryas (~15.5 ka), Younger Dryas (~11.2 ka) y la Pequeña Edad de Hielo (~0.53 ka).

Se analizó la influencia de factores geológicos y climáticos en el modelado glaciar, interactuando la litoestratigrafía, tectónica, erosión y variaciones de temperatura. La caracterización de morrenas y depósitos estableció cronologías relativas y correlaciones regionales, indicando una pérdida de hielo desde el LGM hasta 2010. El cambio de la ELA reveló descensos de ~600 m en periodos fríos y aumentos de ~6 °C.

Las conclusiones indican una disminución del almacenamiento hídrico del nevado Chicón y resaltan estos resultados para la gestión de recursos hídricos y la reducción de riesgos en el valle Chicón y la cuenca del río Urubamba

Palabras clave: Geomorfología glaciar, Paleoclima, Chicón, Urubamba.

ABSTRACT

In the context of the accelerated retreat of Andean tropical glaciers, the clearest indicator of climate change, this research geomorphologically analyzes the evolution of the Chicón Valley glacier in the Urubamba mountain range (Cusco, Peru). The objective is to reconstruct glacial scenarios and relate them to past and present climate variations.

The methodology comprises quantitative and qualitative techniques: geomorphological mapping at a 1:10,000 scale, satellite image analysis, Digital Elevation Models (DEMs), field surveys, and GIS tools. Methodologies such as GlaRe (three-dimensional reconstruction of paleoglaciers), GlabTop (thickness estimation), and ELA Calculation (calculation of the altitude of the glacial equilibrium line at different periods) were employed. The theoretical framework correlates glacial landforms and deposits with the following events: Last Glacial Maximum (~31.6 ka), Older Dryas (~15.5 ka), Younger Dryas (~11.2 ka), and the Little Ice Age (~0.53 ka).

The influence of geological and climatic factors on glacial landform development was analyzed, considering the interaction of lithostratigraphy, tectonics, erosion, and temperature variations. The characterization of moraines and deposits established relative chronologies and regional correlations, indicating ice loss from the Last Glacial Maximum to 2010. Changes in the ice-free zone (ELA) revealed decreases of approximately 600 m during cold periods and increases of approximately 6 °C.

The findings indicate a decrease in the water storage of the Chicón glacier and highlight these results for water resource management and risk reduction in the Chicón Valley and the Urubamba River basin.

Keywords: Glacial geomorphology, Paleoclimate, Chicón, Urubamba.

TABLA DE CONTENIDOS

CAPÍTULO I: ASPECTOS GENERALES.....	11
1.1 INTRODUCCIÓN.....	11
1.2 UBICACIÓN Y EXTENSIÓN	13
1.2.1 Ubicación hidrográfica	13
1.2.2 Ubicación política.....	13
1.2.3 Ubicación geográfica	14
1.3 ACCESIBILIDAD.....	16
1.4 PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA.....	16
1.5 FORMULACIÓN DEL PROBLEMA.....	17
1.5.1 Problema general.....	17
1.5.2 Problemas específicos	17
1.6 JUSTIFICACIÓN DE LA INVESTIGACIÓN.....	19
1.7 OBJETIVOS.....	20
1.1.1. Objetivo general	20
1.7.1 Objetivos específicos	20
1.8 HIPÓTESIS.....	21
1.8.1 Hipótesis general	21
1.8.2 Hipótesis específicas	21
CAPÍTULO II: METODOLOGÍA	23
2.1. TIPOS Y ENFOQUES DE LA INVESTIGACIÓN	23
2.2. DISEÑO DE LA INVESTIGACIÓN	23
2.3. ETAPAS DE LA INVESTIGACIÓN.....	24
2.3.1. GABINETE I (PRE CAMPO)	24
2.3.2. ETAPA DE CAMPO	24
2.3.3. GABINETE II (POST CAMPO)	25
CAPÍTULO III: MARCO TEÓRICO	26
3.1. ANTECEDENTES	26
3.1.1. Antecedentes Internacionales.....	26
3.1.2. Antecedentes nacionales	27
3.1.3. Antecedentes locales	28
3.2. MARCO CONCEPTUAL.....	29
3.2.1. Los glaciares: origen, diversidad y clasificación	29
3.2.2. Movimiento de los glaciares.....	30
3.2.3. Balance de masa glaciar	32
3.2.4. Erosión glaciar	33
3.2.5. Cambios climáticos: Causas.....	35
3.2.6. Cartografía geomorfológica glaciar.....	35
3.2.7. Cronologías glaciares	36
3.2.8. El Pleistoceno	36
3.2.9. Pequeña edad de Hielo	37
3.2.10. Younger Dryas.....	39
3.2.11. Older Dryas.....	40
3.2.12. Último Máximo Glacial (LGM)	40
CAPÍTULO IV: EVOLUCIÓN DEL RELIEVE EN LA CORDILLERA URUBAMBA.....	42

4.1.	<i>FACTORES GEOLÓGICOS</i>	42
4.1.1.	Litoestratigrafía.....	42
4.1.2.	Geología estructural	54
4.1.3.	Magmatismo.....	56
4.1.4.	Tectónica	59
4.1.5.	Relación entre el magmatismo, la tectónica y los glaciares	59
4.2.	<i>factores climáticos</i>	60
4.2.1.	Temperatura	60
4.2.2.	Precipitación	61
4.2.3.	La zona de convergencia intertropical y vinculaciones globales.....	61
4.3.	<i>Procesos glaciares que modelaron el relieve</i>	62
4.3.1.	procesos erosivos	62
4.3.2.	Procesos de transporte y acumulación	63
4.3.3.	Geomorfología regional.....	65
4.3.4.	Cartografía geomorfológica glaciario.....	69
CAPÍTULO V: CRONOLOGÍAS GLACIARES		80
5.1.	<i>MÉTODOS PARA OBTENER CRONOLOGÍAS GLACIARES RELATIVAS</i>	80
5.2.	<i>MÉTODO PARA OBTENER CRONOLOGÍAS GLACIARES ABSOLUTAS</i>	80
5.3.	<i>RESULTADOS E INTERPRETACIONES DE LAS EDADES RELATIVAS</i>	81
5.3.1.	Morrenas M-01	81
5.3.2.	Morrenas M-02	82
5.3.3.	Morrenas M-03	83
5.3.4.	Morrenas M-04	84
CAPÍTULO VI: RECONSTRUCCIONES Y EVOLUCIÓN GLACIAR		85
6.1.	<i>MÉTODOS PARA ESTIMAR VOLÚMENES GLACIARES</i>	86
6.2.	<i>RECONSTRUCCIÓN DE GLACIARES USANDO EL MÉTODO GLABTOP (GLACIER BED TOPOGRAPHY)</i>	87
6.3.	<i>RECONSTRUCCIÓN DE PALEOGLACIARES USANDO EL MÉTODO GLARE (GLACIER RECONSTRUCTION)</i>	90
6.4.	<i>RESULTADOS E INTERPRETACIÓN DE LAS EXTENSIONES Y VOLÚMENES GLACIARES</i>	94
6.4.1.	Volúmenes glaciares para el año 2010 GlabTop	94
6.4.2.	Delimitación de paleoglaciares.....	96
6.4.3.	Estimación de volúmenes de paleoglaciares	96
6.5.	<i>CORRELACIONES CON OTROS VALLES ANDINOS</i>	111
6.6.	<i>ANÁLISIS CUANTITATIVO DE ÁREAS, VOLÚMENES Y PENDIENTES CRÍTICAS PARA LA EVALUACIÓN DE RIESGOS</i>	114
CAPÍTULO VII: GEOINDICADORES DE LOS CAMBIOS CLIMÁTICOS		120
7.1.	<i>ALTITUDES DE LA LÍNEA DE EQUILIBRIO GLACIAR (ELAs)</i>	120
7.2.	<i>MÉTODO PARA ESTIMAR LA ELA GEOMORFOLÓGICA</i>	120
7.2.1.	Método MELM (Maximum Elevation of Lateral Moraines)	120
7.2.2.	Método EL (Equilibrium Line)	121
7.2.3.	Método THAR (Toe-to-Headwall Altitude Ratio)	121
7.2.4.	Método de la altitud mediana.....	122
7.2.5.	Método AABR (Area–Altitude Balance Ratio).....	122
7.3.	<i>RESULTADOS E INTERPRETACIÓN SOBRE LAS ELAs GLACIARES Y PALEOTEMPERATURAS</i>	124
7.4.	<i>CORRELACIONES CON OTROS VALLES ANDINOS</i>	130

CONCLUSIONES.....	133
RECOMENDACIONES	135
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	136
ANEXOS	140

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1: Mapa de ubicación del valle Chicón	15
Figura 2: Mapa de accesibilidad al valle Chicón	19
Figura 3: Movimiento de los glaciares.	31
Figura 4: Esquema de funcionamiento de las masas glaciares y el balance de masa.....	33
Figura 5: Deslizamiento de la masa glacial que produce arranque y abrasión glacial.....	34
Figura 6: Variaciones relativas de temperatura en diferentes regiones del planeta durante el último milenio, con énfasis en la Pequeña Edad de Hielo	39
Figura 7: Desfases durante la última desglaciación entre Groenlandia (arriba) y la Antártida (abajo), según los isótopos del oxígeno y del hidrógeno respectivamente.	40
Figura 8: Vista panorámica del sector este del nevado Chicón asentado sobre el Plutón Capacsaya.....	45
Figura 9: Vista panorámica de afloramientos rocosos del Grupo Mitu en la parte media del Valle Chicón.....	46
Figura 10: Vista panorámica de depósitos de la Formación Maras (izquierda) y Fm. Puquín (derecha).....	48
Figura 11: Areniscas de la Formación Kayra	51
Figura 12: Depósitos coluviales en el valle Chicón.	52
Figura 13: Depósitos aluviales en el valle Chicón	53
Figura 14: Depósitos fluviales poco apreciables por la densa vegetación depositados a lo largo del Río Chicón	54
Figura 15: Depósitos glaciares en la parte alta del valle Chicón.....	55
Figura 16: Areniscas con estratificación evidente de la Formación Kayra	55
Figura 17: Plutón Capacsaya (al fondo) sobre el que se levanta el nevado Chicón.	56
Figura 18: Columna estratigráfica del valle Chicón	57
Figura 19: Mapa geológico del valle Chicón	57
Figura 20: Modelo conceptual de la zona de convergencia intertropical (ZCIT)	62
Figura 21: Mapa geomorfológico regional del valle Chicón	66
Figura 22: Abanicos y torrentes fluvio glaciares en la Pampa Occoruruyoc	70
Figura 23: Crestas y paredes supraglaciares en la parter alta del nevado Chicón	71
Figura 24: Morrenas de la Pequeña Edad de Hielo (azul) y crestas y al fondo paredes supraglaciares (rojo).....	72
Figura 25: Morrenas del Younger Dryas resaltadas en amarillo	72
Figura 26: Morrena asociada al Oldest Dryas en la pampa de Occoruruyoc resaltadas en color rojo	73
Figura 27: Morrenas correspondiente al Oldest Dryas en color amarillo (izquierda) y morrenas del Último Máximo Glacial(derecha) en color marrón	74
Figura 28: Masas glaciares de la parte noroeste en el nevado Chicón.	74
Figura 29: Laguna Juchuyccocho	75
Figura 30: Llanura de obturación (al fondo) en la pampa de Occoruruyoc	76
Figura 31: Característica típica de las rocas de superficie de abrasión.	76

Figura 32: Cubeta de sobreexcavación en el nevado Chicón	77
Figura 33: Vertiente de gelifractos en la parte alta de la cuenca resaltadas en verde	78
Figura 34: Mapa geomorfológico glaciar local.....	79
Figura 35: Morrenas de la Pequeña Edad de Hielo en el nevado Colquepucro.....	82
Figura 36: Morrenas asociadas al Younger Dryas en el nevado Colquepucro	83
Figura 37: Morrenas asociadas al Oldest Dryas ecercanas a la laguna Mullococha	84
Figura 38: Morrenas asociadas al LGM en el pie de la laguna Mullococha	84
Figura 39: Branchlines para los glaciares del año 2010 nevado Chicón	87
Figura 40: Espesores centrales calculados con GlabTop en glaciares del 2010 del margen noreste del nevado Chicón a lo largo de las branchlines.....	89
Figura 41: Digitalización de las líneas de flujo sobre el polígono de extensión glaciar del último máximo glacial.....	91
Figura 42: Construcción de nodos a lo largo de las líneas de flujo sobre el polígono de extensión glaciar del último máximo glacial.....	91
Figura 43: Corrección del factor de forma.	93
Figura 44: Mapa de espesores glaciares para el año 2010	95
Figura 45: Mapa de extensiones de paleoglaciares del valle Chicón.....	96
Figura 46: Mapa de volumen glaciar para la PEH en el valle Chicón	98
Figura 48: Mapa de volumen glaciar para el Oldest Druas en el valle Chicón	98
Figura 47: Mapa de volumen glaciar para el Younger Dryas en el valle Chicón.....	99
Figura 49: Mapa de volumen glaciar para el Último Máximo Glacial en el valle Chicón....	101
Figura 50: Variación de la extensión glaciar en el nevado Chicón	104
Figura 51: Variación de volumen glaciar en el nevado Chicón a través de las diferentes épocas	104
Figura 52: Distribución porcentual de la extensión glaciar según su espesor en el nevado Chicón para el año 2010.....	105
Figura 53: Distribución porcentual de la extensión glaciar según su espesor en el nevado Chicón para la Pequeña Edad de Hielo	106
Figura 54: Distribución porcentual de la extensión glaciar según su espesor en el nevado Chicón para el Younger Dryas	107
Figura 55: Distribución porcentual de la extensión glaciar según su espesor en el nevado Chicón para el Oldest Dryas.....	107
Figura 56: Distribución porcentual de la extensión glaciar según su espesor en el nevado Chicón para el Último Máximo Glacial	108
Figura 57: Resumen de las variaciones de volúmenes glaciares en el nevado Chicón	108
Figura 58: Mapa de pendientes del Valle Chicón.....	117
Figura 59: Contraste entre las pendientes y los espesores glaciares en el sector norte del valle Chicón	117
Figura 60: Contraste entre las pendientes y los espesores glaciares en el sector norte del valle Chicón	118
Figura 61: Extensión de la caja de herramientas "ELA_CALCULATION" en ArcGis.	124
Figura 62: Proceso de adición de la topografía basal y espesores glaciares en Raster Calculator	125
Figura 63: Mapa de las paleoELAs en el valle Chicón.....	126

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1: Ubicación hidrográfica del valle Chicón	13
Tabla 2: Ubicación Política del valle Chicón.	14
Tabla 3: Coordenadas geográficas del valle Chicón.....	14
Tabla 4: Vías de acceso a la ciudad de Urubamba	16
Tabla 5: Temperatura media mensual de las estaciones meteorológicas circundantes al área de estudio.....	60
Tabla 6: Cuadro resumen de extensiones y volúmenes glaciares del nevado Chicón en las diferentes edades	103
Tabla 7: Tasa de desglaciación de área y volumen glaciario del nevado Chicón.....	110
Tabla 8: Escenarios glaciares, su extensión y volúmenes para la cordillera de Pariaqaqa....	111
Tabla 9: Escenarios glaciares, su extensión y volúmenes para los valles Parón y Chucchun	112
Tabla 10: Cuadro comparativo de variaciones de extensiones y volúmenes glaciares en distintos valles.....	113
Tabla 11 Porcentaje de pendientes del Valle Chicón.....	116
Tabla 12: ELAS para diversos periodos	127
Tabla 13: Cálculo del GTV a partir de las estaciones meteorológicas circundantes.....	128
Tabla 14: Variación de temperaturas respecto al 2010 de diversas edades	129
Tabla 15: Cuadro comparativo entre valores obtenidos en valles andinos y lo obtenido en la presente investigación	131

CAPÍTULO I: ASPECTOS GENERALES

1.1 INTRODUCCIÓN

En las últimas décadas, el retroceso acelerado de los glaciares tropicales andinos se ha consolidado como uno de los indicadores más evidentes del cambio climático. Investigaciones como la de Vuille et al. (2008) señalan que, desde 1960, la temperatura en los Andes ha aumentado en promedio 0.1 °C por década, generando impactos directos sobre los glaciares, los recursos hídricos y los ecosistemas de alta montaña. Estos cambios comprometen el equilibrio ambiental, la seguridad hídrica y la estabilidad ecológica de las poblaciones que dependen de dichos sistemas.

En este contexto, la presente investigación se centró en el análisis geomorfológico y la evolución glacial del nevado Chicón, ubicado en la cordillera Urubamba (Cusco, Perú), con el objetivo de reconstruir escenarios glaciares pasados y comprender su relación con las variaciones climáticas. Se partió de la idea que un análisis geomorfológico detallado permite identificar fases glaciares vinculadas a eventos paleoclimáticos y estimar sus implicancias en los recursos hídricos y los riesgos naturales actuales.

El estudio tuvo antecedentes locales y regionales, que involucran la aplicación de las metodologías aquí descritas. Dichas investigaciones demostraron, además, la relevancia de la cartografía geomorfológica para reconstruir escenarios glaciares y correlacionarlos con eventos climáticos regionales.

Metodológicamente, la investigación adoptó un enfoque mixto que combinó análisis cuantitativos y cualitativos. Se emplearon Modelos Digitales de Elevación (DEM), imágenes satelitales y técnicas SIG, junto con herramientas especializadas como GlaRe, GlabTop y ELA Calculation para la reconstrucción de paleoglaciares, la estimación de espesores y el cálculo de líneas de equilibrio glacial (ELA). El trabajo se desarrolló en tres etapas: gabinete, campo y análisis post-campo.

El objetivo general fue analizar el registro geomorfológico glaciar de los cambios climáticos en el valle Chicón, mediante la elaboración de cartografía temática a escalas adecuadas, la reconstrucción de paleo-glaciares y la estimación de áreas, volúmenes y edades relativas, así como el análisis de la variabilidad temporal de la ELA. De este modo, la investigación buscó llenar vacíos en el conocimiento paleoclimático de la cordillera Urubamba y ofrecer bases para la gestión ambiental, la planificación de recursos hídricos y la reducción de riesgos en el valle Chicón.

En el capítulo 1 se presentaron los aspectos generales del estudio, incluyendo la ubicación, el problema, los objetivos y la justificación; en el capítulo 2 se describió la metodología empleada, desde el trabajo de gabinete, pasando por el trabajo de campo hasta el procesamiento de datos; el capítulo 3 desarrolló el marco teórico y los antecedentes relacionados con la geomorfología glaciar y la zona de estudio; el capítulo 4 analizó la evolución geológica y climática que modeló el relieve de la zona de estudio; en el capítulo 5 se abordó lo concerniente a las cronologías glaciares relativas en las que se basa la investigación; el capítulo 6 presentó las reconstrucciones y la evolución glaciar, incluyendo estimaciones de áreas y volúmenes; finalmente, el Capítulo 7 expuso los geoindicadores de cambio climático mediante el análisis de las ELAs y se establecen correlaciones regionales con los resultados obtenidos

1.2 UBICACIÓN Y EXTENSIÓN

1.2.1 Ubicación hidrográfica

La cuenca hidrológica de la quebrada Chicón (Carlotto et al., 2005) pertenece a la sección medio-baja de la intercuenca alta del Vilcanota, la cual forma parte de la cuenca alta del río Urubamba. Esta, a su vez, se integra a la cuenca del Ucayali, dentro de la región hidrográfica N.º 49 de la gran cuenca del Amazonas, en la vertiente del Atlántico (tabla 1).

Tabla 1:

Ubicación hidrográfica del valle Chicón

UNIDAD	NOMBRE	CODIFICACION PFAFSTETTER
MICROCUEENCA	Chicón	-
INTERCUEENCA	Medio Baja de la Intercuenca Alta del Vilcanota	N7 - 4994991
INTERCUEENCA	Alta Río Vilcanota	N6 - 499499
CUENCA	Alta del Rio Urubamba	N5 - 49949
CUENCA	Urubamba	N4 - 4994
CUENCA	Ucayali	N3 - 499
REGION HIDROGRAFICA	Región hidrográfica N°49	N2- 49
GRAN CUENCA	Amazonas	N1- 4
VERTIENTE	Atlántico	A1

Nota: Modificado de INRENA, 2005

1.2.2 Ubicación política

El valle Chicón comprende las comunidades de Yanaconas Chicón y San Isidro Chicón, ambas pertenecientes al distrito y provincia de Urubamba y departamento del Cusco siendo su punto más alto la cima del nevado Chicón a 5530 msnm y su punto más bajo la parte periférica norte de la ciudad de Urubamba a 2871 msnm (tabla 2).

Esta cuenca se ubica específicamente inmediatamente al norte de la ciudad de Urubamba (figura 02).

Tabla 2:*Ubicación Política del valle Chicón.*

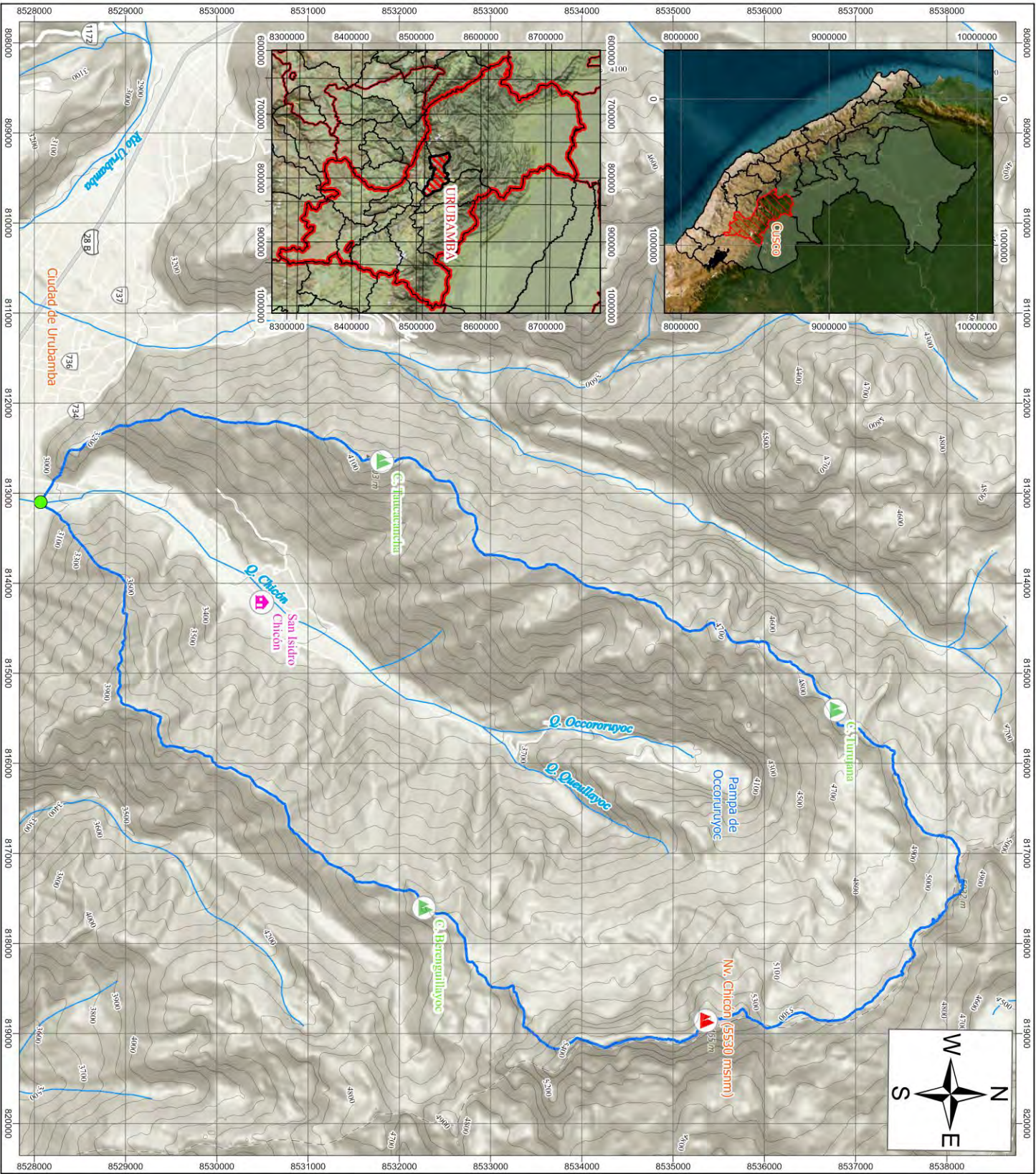
División política	Nombre
Región	Cusco
Provincia	Urubamba
Distrito	Urubamba
Sector	San Isidro Chicón

*Nota: Modificado del Instituto Geográfico Nacional.***1.2.3 Ubicación geográfica**

En términos geográficos, el valle Chicón se encuentra ubicada en las coordenadas siguientes:

Tabla 3:*Coordenadas geográficas del valle Chicón*

SISTEMA	DATUM	COMPONENTES	COORDENADAS	REFERENCIA
Coordenadas UTM-18S	WGS1984	Este	818437	Cabecera de cuenca
		Norte	8537316	Cabecera de cuenca
		Este	812963	Pie de la cuenca
		Norte	8528282	Pie de la cuenca
Altitud	Distancia vertical	m.s.n.m.	5530	Cabecera de cuenca
		m.s.n.m.	2953	Pie de la cuenca



UNIVERSIDAD NACIONAL DE
SAN ANTONIO ABADEL DEL
CUSCO
FACULTAD DE INGENIERIA
GEOLÓGICA A MINAS
Y METALURGICA
ESCUELA PROFESIONAL DE INGENIERIA GEOLOGICA

TESIS: "ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO
GLACIAR EN EL VALLE CHICÓN - URUBAMBA,
CUSCO
UN APOORTE A LA PALEOCLIMATOLOGÍA Y LOS
PELIGROS GEOLOGICOS"

MAPA DE UBICACIÓN

Fuente: Modificado del Instituto Geográfico Nacional
y Google Earth

Testista: Bach. Yornei V. Contreras Cayturo
Asesor: Mgt. José Dionicio Cárdenas Roque

Daturn: WGS 1984
Proyección: Universal Transversal de Mercator
Zona: 18 Sur

País: Perú
Departamento: Cusco
Provincia: Urubamba
Distrito: Urubamba

Escala: 1:40,000



FIGURA 01

SIMBOLOGÍA

- Punto de deshielo
- ▲ Nevados
- Centros poblados
- ▲ Montañas
- ~ Red hídrica
- Curvas de nivel primarias
- Curvas de nivel secundarias
- Valle Chichón

1.3 ACCESIBILIDAD

El acceso a la ciudad de Urubamba desde la ciudad del Cusco se puede alternar por dos vías; siendo la primera la ruta PE-3S que se dirige al noroeste de la ciudad del Cusco para continuar desde la localidad de Poroy por la ruta PE-28F hacia el norte, atravesando las localidades Cachimayo y Chinchero acumulando un total de 01 horas y 30 minutos.

La segunda ruta hacia la ciudad de Urubamba es por la ruta PE-28G que se dirige hacia el distrito de Pisac, el tramo continúa por el tramo PE- 28B que conduce por el este hacia la ciudad de Urubamba acumulando un total de 02 horas (tabla 4).

Tabla 4:

Vías de acceso a la ciudad de Urubamba

Ruta	Vía	Localidades	Tiempo estimado
Ruta 1	PE-3S, PE-28F	Cusco - Poroy - Chinchero - Urubamba	1 h 30 min
Ruta 2	PE-28G, PE-28B	Cusco - Pisac - Calca-Urubamba	2 h

Nota: Modificado del INRENA

Desde la ciudad de Urubamba se puede acceder a la *Pampa Occoruruyoc* en auto en un tiempo de 30 minutos, desde donde se inicia una caminata de 4 horas hacia el nevado Chicón (figura 02)

1.4 PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

El retroceso de los glaciares, es consecuencia del incremento de la temperatura global a causa del cambio climático actual. Vuille et al., (2008) indicaron que desde la década de 1960, la temperatura de los Andes ha aumentado 0.1°C/década. Además, las variaciones climáticas a escalas de tiempo más amplias (miles de años), han quedado registradas en el paisaje actual

del valle Chicón, mediante evidencias geomorfológicas de avances y retrocesos glaciares. Sin embargo, aún no han sido estudiadas con un rigor geomorfológico detallado.

La distribución espacio - temporal de los avances glaciares del pasado en el valle Chicón es desconocida, y solo se puede tener una aproximación relativa de cuando ocurrieron, por lo que la comprensión paleoclimática de la cordillera Urubamba y la región es muy limitada. Además, el retroceso glaciar altera el régimen hidrológico de la cuenca afectando la disponibilidad de agua para uso agrícola, doméstico y ecológico. Hasta el momento, no se conoce cuánta agua almacena el nevado Chicón en función a la cantidad de masa de hielo y cómo ha variado en el tiempo. Un aspecto adicional relacionado a estos cambios, es el incremento de peligros geológicos como aluviones, avalanchas y deslizamientos.

1.5 FORMULACIÓN DEL PROBLEMA

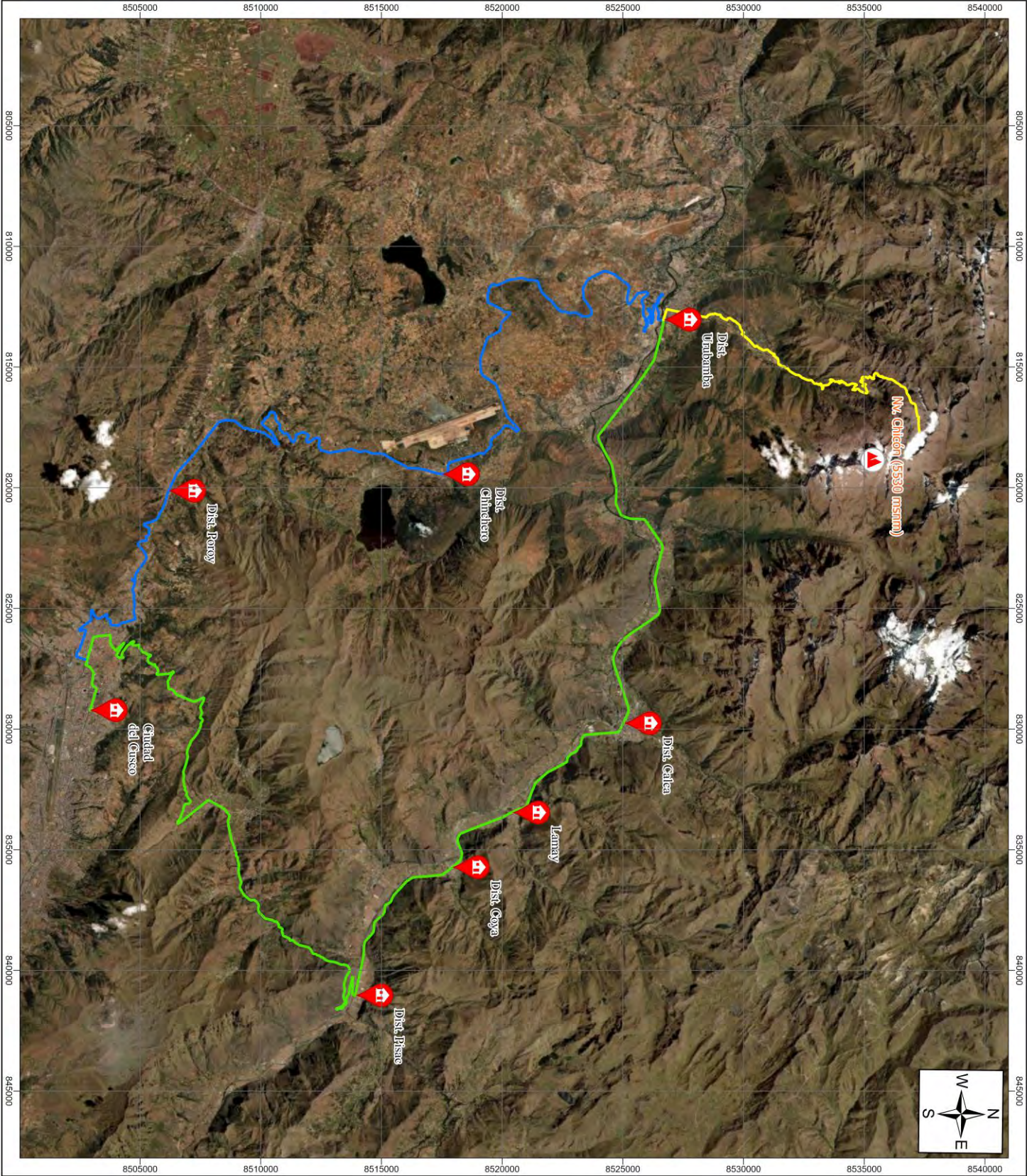
1.5.1 Problema general

- ¿Cuál es el análisis del registro geomorfológico glaciar en el valle Chicón que aporta evidencia sobre la evolución paleoclimática de la región y los peligros geológicos?

1.5.2 Problemas específicos

- ¿Cuál es la distribución espacial y temporal de los glaciares del pasado y presente en el valle Chicón?
- ¿Cómo se relacionan las fluctuaciones glaciares con los cambios climáticos?
- ¿Cuál es el volumen glaciar estimado para los distintos periodos y qué revela sobre los cambios paleoclimáticos del valle Chicón?
- ¿Cómo influyen la distribución de pendientes críticas y los cambios en áreas y volúmenes glaciares en la identificación de zonas con susceptibilidad a peligros geológicos asociados a la desglaciación en el valle Chicón?

- ¿Cómo ha variado la Altitud de la Línea de Equilibrio glaciar a lo largo del tiempo en el valle Chicón, y cómo se convierte este parámetro en un geoindicador del cambio climático actual?
- ¿Cómo se relacionan las fluctuaciones glaciares con los cambios climáticos?
- ¿Cuál es el volumen glaciar estimado para los distintos periodos y qué revela sobre los cambios paleoclimáticos del valle Chicón?
- ¿Cómo ha variado la Altitud de la Línea de Equilibrio glaciar a lo largo del tiempo en el valle Chicón, y cómo se convierte este parámetro en un geoindicador del cambio climático actual?





UNIVERSIDAD NACIONAL DE
SAN ANTONIO ABAAD DEL
CUSCO

FACULTAD DE INGENIERIA
GEOLOGICA, MINAS
Y METALURGICA



INGENIERIA
GEOLOGICA

TESIS: "ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO
GLACIAR EN EL VALLE CHICÓN - URUBAMBA,
CUSCO
UN APOORTE A LA PALEOCLIMATOLOGÍA Y LOS
PELIGROS GEOLOGICOS"

MAPA DE ACCESIBILIDAD

Fuente: Modificado de Google Earth, 2024.

Testista: Bach. Yovmél V. Contreras Cayturo
Asesor: Mgt. José Dionicio Cárdenas Roque

Datum: WGS 1984
Proyección: Universal Transversal de Mercator
Zona: 18 Sur

País: Perú
Departamento: Cusco
Provincia: Urubamba
Distrito: Urubamba

Escala: 1:150,000



FIGURA

02

SIMBOLOGÍA

- Via Cusco - Poroy - Chinchero -
Urubamba
- Via Cusco - Pisac - Calen -
Urubamba
- Urubamba - Chicón

Desde una perspectiva científica, el estudio tuvo implicaciones importantes para la evaluación de impactos en los ecosistemas locales, comprendiendo la interacción entre los glaciares. Además, fortaleció el conocimiento sobre la evolución paleoglacial del valle Chicón y los procesos climáticos y geodinámicos que condicionaron su dinámica a lo largo del tiempo. Finalmente, los métodos empleados, incluyendo el análisis geomorfológico, la reconstrucción de paleoglaciares y la estimación de ELAs, áreas y volúmenes, servirán como referencia para otros estudios similares. Esto promoverá la investigación académica y la colaboración interdisciplinaria en futuros trabajos glaciológicos y paleoclimáticos.

1.7 OBJETIVOS

1.1.1. Objetivo general

- Analizar el registro geomorfológico glacial en el valle Chicón para determinar la evidencia que aporta sobre la evolución paleoclimática de la región y los peligros geológicos.

1.7.1 Objetivos específicos

- Elaborar un mapa geológico y uno geomorfológico a escala 1:10'000 para identificar la distribución espacial y temporal de los glaciares en el valle Chicón.
- Reconstruir paleo-glaciares en el valle Chicón y estimar cronologías glaciares relativas para explicar la relación entre las fluctuaciones glaciares y los cambios climáticos.
- Estimar los volúmenes glaciales del valle Chicón para los distintos periodos reconstruidos y analizar su contribución a la interpretación de la evolución geomorfológica y paleoclimática del área.

- Analizar cuantitativamente la relación entre pendientes críticas, áreas y volúmenes glaciares reconstruidos, para identificar zonas geomorfológicamente susceptibles a peligros geológicos asociados a procesos de desglaciación en el valle Chicón.
- Calcular las Altitudes de las Líneas de Equilibrio glaciar (ELAs) en el valle Chicón y analizar su variación temporal como indicador de cambios climáticos.

1.8 HIPÓTESIS

1.8.1 *Hipótesis general*

- El análisis del registro geomorfológico glaciar en el valle Chicón permite identificar evidencia capaz de explicar la evolución paleoclimática de la región y de reconocer los peligros geológicos.

1.8.2 *Hipótesis específicas*

- La cartografía geomorfológica de procesos glaciares, ayudará a reconstruir antiguos escenarios glaciares y a identificar la distribución espacial y temporal de los glaciares.
- Las reconstrucciones paleo-glaciares en el valle Chicón, pueden ser correlacionadas con cronologías glaciales absolutas, obtenidas en otros valles andinos para explicar la relación entre las fluctuaciones glaciares y los cambios climáticos
- Las variaciones en el volumen glaciar entre periodos evidenciarán cambios paleoclimáticos asociados a fases de avance y retroceso del glaciar.
- Las zonas del valle Chicón que presentan pendientes críticas elevadas y que han experimentado una reducción significativa de áreas y volúmenes glaciares muestran mayor susceptibilidad geomorfológica a peligros geológicos como aluviones y movimientos en masa.

- La variación en las Altitudes de la Línea de Equilibrio glaciar (ELAs) en el Valle Chicón, nos brindará la posibilidad de analizar parámetros paleoclimáticos y comprender los cambios climáticos actuales.

CAPÍTULO II: METODOLOGÍA

2.1. TIPOS Y ENFOQUES DE LA INVESTIGACIÓN

- **Cuantitativo:** Busca obtener conocimientos de forma objetiva, usando números y estadísticas para comprobar hipótesis y llegar a conclusiones que puedan aplicarse a otros casos (Bryman, 2004, p. 19). La presente investigación implica la medición de diversos parámetros: área glaciar (km²), volumen glaciar (km³), altitud de la línea de equilibrio glaciar (m). a partir de estos datos se obtendrán paleotemperaturas (°C).
- **Cualitativo:** Utiliza técnicas como entrevistas a profundidad o análisis narrativos que permiten interpretar las experiencias, opiniones y significados subjetivos (Arias, et al., 2022). Por ello, se describe detalladamente las unidades geomorfológicas de origen glaciar identificadas en campo y gabinete.
- **Mixto:** El enfoque mixto de la investigación, implica un conjunto de procesos de recolección, análisis y vinculación de datos cuantitativos y cualitativos en un mismo estudio, para responder a un planteamiento de un problema (Hernández et al., 2014). En ese entender, las reconstrucciones de paleo-glaciares, implican una descripción detallada de la fase fría en la que se emplazaron, sumadas a las características geométricas de su naturaleza. La combinación de estos aspectos, proporcionan una visión completa y detallada de la geomorfología glaciar en el valle Chicón.

2.2. DISEÑO DE LA INVESTIGACIÓN

- **Diseño No Experimental:** Se caracteriza por la observación sistemática y el registro de eventos tal como se presentan en su entorno natural, sin manipular variables ni asignar aleatoriamente a los participantes" (Cueva Luza et al., 2023, p. 29). Este tipo de diseño se basa en la observación de fenómenos tal como ocurren en su entorno natural, sin intervención de un tercero.

2.3.ETAPAS DE LA INVESTIGACIÓN

2.3.1. GABINETE I (PRE CAMPO)

La fase inicial de la investigación comprende un proceso de recopilación bibliográfica, y la búsqueda de imágenes de tipo satelitales y modelos de digitales de elevación disponibles en la quebrada Chicón. Durante esta etapa se llevó a cabo una revisión de fuentes científicas previas, incluyendo artículos, tesis, informes técnicos y documentos relacionados con el tema y zona de la investigación.

Además, se adquirieron imágenes satelitales y fotografías aéreas, complementadas con modelos de elevación digital (DEM), lo que permitió una caracterización preliminar del relieve y la identificación de posibles geoformas de origen glaciar. De forma paralela se elaboró una primera versión de los mapas preliminares, que sirvieron como base para orientar el trabajo de campo posterior. También se realizó la planificación logística del proyecto de investigación, que incluyó la definición de rutas de acceso, identificación de puntos de muestreo prioritarios, la coordinación de recursos materiales y humanos, así como la estimación del cronograma de actividades. Finalmente, se redactó el plan general de investigación, integrando los objetivos específicos, la metodología propuesta además para la ejecución de las siguientes fases del estudio.

2.3.2. ETAPA DE CAMPO

Esta etapa abarca el reconocimiento de la zona de estudio, el cartografiado geomorfológico de relieves de origen glaciar y periglaciar. Durante esta fase se desarrolló un levantamiento de información en campo, que incluyó la identificación y delimitación de geoformas asociadas a procesos glaciares permitiendo establecer relaciones entre las unidades geomorfológicas y unidades geológico locales. Además, se llevó a cabo la toma de muestras de roca representativas, con el objetivo de validar la información litoestratigráfica existente obtenida

en la etapa de pre campo. Asimismo, se realizó el registro fotográfico del área, que sirvió como evidencia visual.

El trabajo de campo se organizó en dos campañas principales. La primera salida estuvo centrada en el mapeo de las unidades geomorfológicas glaciares. En la segunda expedición, el énfasis estuvo puesto en el análisis litoestratigráfico de las unidades geológicas presentes en el valle Chicón, donde se realizaron descripciones de afloramientos, mediciones estructurales y correlaciones estratigráficas preliminares.

2.3.3. GABINETE II (POST CAMPO)

Esta fase se centra en el procesamiento y análisis exhaustivo de toda la información obtenida en las etapas anteriores. En primer lugar, se procedió a la complementación y mejoramiento de los mapas preliminares (litoestratigráfico y el mapa geomorfológico local glaciar), incorporando y validando la información recolectada en campo. De este modo, se logró obtener cartografía más precisas y consistente, que sirvieron como insumo para los análisis posteriores. Posteriormente, se implementaron metodologías especializadas en reconstrucción glaciar, entre ellas GlaRe (Glacier Reconstruction), GlabTop (Glacier bed Topography) y el cálculo de la ELA (Equilibrium Line Altitude). Estas técnicas fueron aplicadas mediante herramientas de Sistemas de Información Geográfica (ArcGIS y ArcGIS Pro), lo que permitió estimar con mayor exactitud los espesores de hielo actuales y paleoglaciares, así como la posición altitudinal de las líneas de equilibrio glaciar en distintos escenarios climáticos.

También se elaboraron mapas de evolución glaciar extensionales como volumétricos. Estos resultados fueron contrastados con la bibliografía existente y con registros paleoclimáticos regionales para su posterior análisis y comparación con otros valles andinos. Finalmente, esta etapa concluyó con la sistematización, redacción y estructuración final de la tesis.

CAPÍTULO III: MARCO TEÓRICO

3.1.ANTECEDENTES

3.1.1. *Antecedentes Internacionales*

Antecedente 1. GlaRe, una herramienta SIG para reconstruir la superficie 3D de paleoglaciares (Pellitero et al., 2016). Este trabajo presenta un método semi-automatizado para generar reconstrucciones de paleoglaciares. La herramienta GlaRe, escrita en Python y ejecutada en ArcGIS, permite calcular el espesor del hielo a partir de la topografía subglacial, generando una superficie 3D utilizando métodos de interpolación. El desempeño de la herramienta fue evaluado en dos glaciares actuales, mostrando una excelente concordancia con la extensión del hielo y la altitud de la línea de equilibrio (ELA). Esto valida la robustez de GlaRe para reconstruir paleoglaciares a partir de evidencias geomorfológicas mínimas.

El trabajo de investigación sirve de aporte para una correcta aplicación de la herramienta GlaRe..

Antecedente 2. Modelado de la distribución del espesor del glaciar y la topografía del lecho en cadenas montañosas con GlabTop (Linsbauer et al., 2012). Este estudio presenta GlabTop, una herramienta robusta en SIG que estima la distribución del espesor del hielo y la topografía del lecho glaciar mediante modelos empíricos de esfuerzo cortante. Validado con sondajes en glaciares contemporáneos, se aplicó a glaciares en Suiza, revelando sitios de potencial formación de lagos subglaciares, relevantes para la producción hidroeléctrica y riesgos naturales. La herramienta muestra un alto grado de precisión en la predicción de espesores y perfiles de lecho glaciar, lo que permite modelar eficientemente grandes conjuntos de glaciares. Esta investigación sirve de modelo para la correcta aplicación del modelo GlabTop, ya que describe el cómo se distribuyen los espesores glaciares en la topografía del lecho basal.

3.1.2. Antecedentes nacionales

Antecedente 1. Evidencias del cambio climático en los Andes centrales peruanos, derivados del registro geomorfológico - cordillera Huaytapallana, Junín - Perú (Luna & Astete, 2021). Este trabajo, valoró sobre todo la utilidad de la fotointerpretación y el cartografiado geomorfológico de campo para el análisis del cambio climático actual. El área de estudio, se enmarca en el Área Natural Protegida denominada Huaytapallana, donde identificaron 99 glaciares, y revelaron un considerable retroceso glaciar desde la Pequeña Edad de Hielo (PEH). Usando fotografías aéreas e imágenes satelitales, se cuantificó una reducción en la superficie glaciar (38% durante el periodo PEH-1962 y 73% durante 1962-2016). El volumen glaciar también mostró una notable disminución, pasando de 2041 Mm³ durante la PEH a 951 Mm³ en 1962, y a 242 Mm³ en 2016. Estos estudios indican una tendencia acelerada de desglaciación en las últimas décadas. Evaluaron también la formación de nuevas lagunas glaciares (en el lapso de la PEH y el año 1962 se formaron 56 nuevas lagunas y entre 1962 y 2016, otras 38).

El aporte a la presente investigación reside en la confiabilidad de la aplicación de la metodología GlabTop y GlaRe en glaciares tropicales andinos.

Antecedente 2. El registro geomorfológico glaciar de los cambios climáticos en la Cordillera Blanca, Áncash - Perú (Concha et al., 2023). Este manuscrito, proporciona una base fundamental para comprender los impactos de los cambios climáticos en glaciares de la cordillera Blanca (norte de Perú). Destaca sobre todo, la importancia del cartografiado geomorfológico, desde donde parte el análisis de reconstrucciones glaciares, el análisis de los cambios climáticos y la obtención de cronologías absolutas mediante el método de nucleidos cosmogénicos.

Este trabajo es un referente importante para futuras investigaciones sobre geomorfología glaciar en los Andes peruanos. Esta investigación sirve de base para su réplica en valles andinos similares, aportando también como ejemplo regional en cuanto a dataciones absolutas.

3.1.3. Antecedentes locales

Antecedente 1. Diagnóstico de lagunas glaciares con potencial GLOF a causa del retroceso glaciar en el nevado Chicón-Pumahuanca, cordillera Urubamba, Cusco, 2016 – 2021 (Chicata et al., 2023). Este trabajo intenta comprender el problema del retroceso glaciar en los nevados Chicón y Pumahuanca, y la formación y crecimiento de nuevas lagunas glaciares. Mediante herramientas como Model Builder en el software ArcGIS y Google Earth Pro, se identificaron 59 lagunas glaciares para el año 2021, de las cuales 8 presentan potencial de inundaciones glaciares (GLOF) con niveles de riesgo que varían según parámetros geomorfológicos.

Este trabajo ayuda a comprender la dinámica de la evolución del paisaje como retroceso glaciar en los glaciares tropicales..

Antecedente 2. Evaluación Geológica y Geodinámica en la Quebrada Chicón: Aluvión del 17 de octubre del 2010 que Afectó Urubamba-Cusco (Carlotto et al., 2010). Este informe detalla las características del evento aluviónico ocurrido en 2010, haciendo un análisis geológico y geomorfológico de la parte alta, parte media y baja de la cuenca. Proporciona además, información sobre el retroceso de los glaciares y un análisis de la vulnerabilidad de la ciudad de Urubamba, hace un análisis de los depósitos glaciares emplazados en la parte alta del valle y las terrazas y abanicos aluviales emplazados en la parte baja.

El aporte de este trabajo es sobre las unidades geológicas reconocidas, son antecedentes relevantes para un estudio geomorfológico detallado del valle Chicón debido a su complejidad geológico estructural.

.

3.2.MARCO CONCEPTUAL

3.2.1. *Los glaciares: origen, diversidad y clasificación*

Se define al glaciar como una masa de hielo que se origina sobre la superficie terrestre por acumulación, compactación y recrystalización de la nieve (Tarbuck & Lutgens, 2005). Siendo elementos clave del sistema climático terrestre tienen una gran influencia en el modelado del relieve. Su estudio es vital para comprender los procesos geomorfológicos y climáticos además de evaluar los impactos del cambio climático.

La nieve, materia prima esencial para la formación del hielo glaciar, se acumula en áreas donde la nevada de invierno supera a la deshielada en verano. Para que un glaciar se forme, la nieve debe transformarse en hielo glaciar. Este proceso comienza cuando la nieve se somete a temperaturas bajo cero, lo que provoca cambios en los cristales de nieve. Los copos de nieve que nacen esponjosos y hexagonales, empiezan a evaporarse en sus extremos y condensarse en el centro, convirtiéndose en partículas más pequeñas, gruesas y esféricas. Posteriormente, esta nieve recrystalizada, conocida como neviza, se compacta bajo el peso de capas adicionales de nieve, expulsando el aire y fusionándose en una masa sólida de cristales de hielo cuando el espesor supera los 50 metros (Tarbuck y Lutgens, 2005).

Para una mejor comprensión y diferenciación de los mismos se los clasifica generalmente de acuerdo a la geometría de los glaciares y el régimen de su temperatura interna. Para la clasificación según el régimen de temperatura interna podemos diferenciar entre “hielo frío” en el que la temperatura está por debajo del punto de fusión y “hielo cálido” en el que está tan próximo a la fusión que contiene agua (Ahlmann, 1935). Sugden (1977) y Paterson (1994) consideran simplista a esta clasificación dada la variación temporal y espacial de los glaciares.

- Casquetes continentales: Forma de domo con superficie convexa con acumulación de hielo más potente en el centro.

- Plataformas de hielo: Masas con grandes extensiones superiores a los 500 km² y profundidades superiores a los 200 metros
- Circos glaciares: Hace referencia a masas glaciares enclavadas en las cabeceras de las montañas, caracterizadas por aparecer en depresiones y por ser las masas glaciares primeras en aparecer y últimas en desaparecer.

3.2.2. *Movimiento de los glaciares*

El movimiento del hielo glaciar, conocido como flujo, se produce a través de dos mecanismos principales: el flujo plástico y el deslizamiento basal. El flujo plástico implica un movimiento interno de masas de hielo cuando la presión supera el peso de aproximadamente 50 metros de hielo, permitiendo así que el hielo se comporte como un material plástico. El deslizamiento basal ocurre cuando la masa de hielo se desplaza sobre el terreno, facilitado por el agua de fusión que actúa como lubricante, generada por la disminución del punto de fusión bajo presión, el calentamiento por fricción, el calor interno de la Tierra y la recongelación del agua superficial (Tarbuck y Lutgens, 2015).

El movimiento glaciar se debe principalmente a dos procesos: la deformación interna y el deslizamiento basal. La deformación interna, como el flujo por reptación y la recristalización del hielo y es influenciada por los esfuerzos a largo plazo (Sharp, 1988; Weertman, 1983). Es así que el deslizamiento basal ocurre cuando el hielo se desplaza sobre su lecho, favorecido por la presencia de agua que actúa como lubricante, especialmente en glaciares templados (Weertman, 1957).

Las velocidades de los glaciares varían entre 3 y 300 metros por año, siendo más rápidas en áreas con pendientes pronunciadas (Sharp, 1988). Algunos glaciares experimentan movimientos rápidos y episódicos conocidos como "flujos espasmódicos", que pueden alcanzar velocidades hasta cien veces mayores que el promedio y están relacionados con

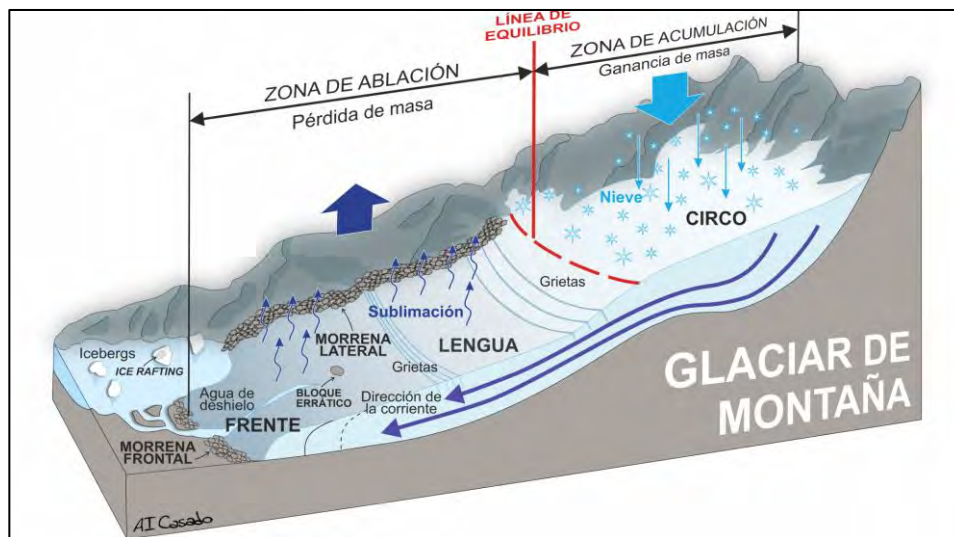
presiones de agua subglaciaria y cambios climáticos (Post, 1969; Sharp, 1988; Dowdeswell et al., 1991; Evans, 2004).

Los regímenes de esfuerzos dentro del glaciar cambian, porque los flujos compresivos donde la velocidad disminuye y flujos extensivos donde aumenta, modifican la geometría de los planos por donde se deslizan los mismos (Nye, 1958).

En la figura número 3 se muestra un esquema de la dinámica de un glaciar de montaña, diferenciando la zona de acumulación y la zona de ablación, donde la nieve se transforma en hielo y el glaciar gana masa, y la zona de ablación, en la zona de acumulación predomina la pérdida por fusión, sublimación y fragmentación. Ambas están separadas por la línea de equilibrio, que es un indicador clave del balance glaciar. El flujo del hielo avanza desde las partes altas hacia el frente, transportando sedimentos y formando morrenas laterales y frontales.

Figura 3:

Movimiento de los glaciares.



Nota: Obtenido Casado, A. I., & Melón, P. (2024)

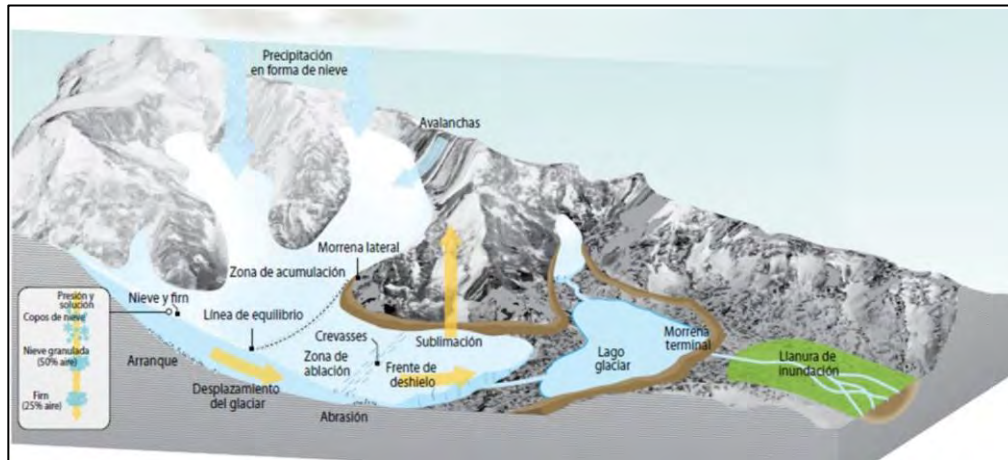
3.2.3. *Balance de masa glaciar*

Aborda la dinámica entre la acumulación y la ablación de nieve y hielo en los glaciares. Según Gutiérrez (2008), la acumulación se refiere a los procesos mediante los cuales se añade material glaciar, principalmente a través de la precipitación, por avalanchas y redistribución eólica de nieve. Por otro lado, la ablación comprende los procesos de pérdida de masa glaciar por fusión, influenciada por la radiación solar, temperatura, lluvia y la presencia de detritos. Estos detritos pueden aumentar la fusión del hielo, dando lugar a características glaciares como montículos de grava y mesas glaciares. Gutiérrez también destaca la línea de equilibrio, donde la acumulación y la ablación se igualan, y cómo el balance neto anual se calcula para comprender el impacto global en la masa glaciar, utilizando técnicas que van desde mediciones in situ hasta sensores remotos avanzados.

En la figura 4 se muestra que el balance de masa glaciar depende del equilibrio entre la acumulación y la ablación. En la parte superior del glaciar, la precipitación en forma de nieve, junto con las avalanchas, alimenta la zona de acumulación, donde la nieve se compacta y transforma en hielo. A partir de la línea de equilibrio, comienza la zona de ablación, donde el glaciar pierde masa debido a procesos como la fusión, la sublimación, la formación de grietas y la erosión. Cuando la acumulación es superior a la ablación, el glaciar avanza; si la ablación es mayor, retrocede.

Figura 4:

Esquema de funcionamiento de las masas glaciares y el balance de masa



Nota: Obtenido de GRID-Arendal. (2018)

3.2.4. Erosión glacial

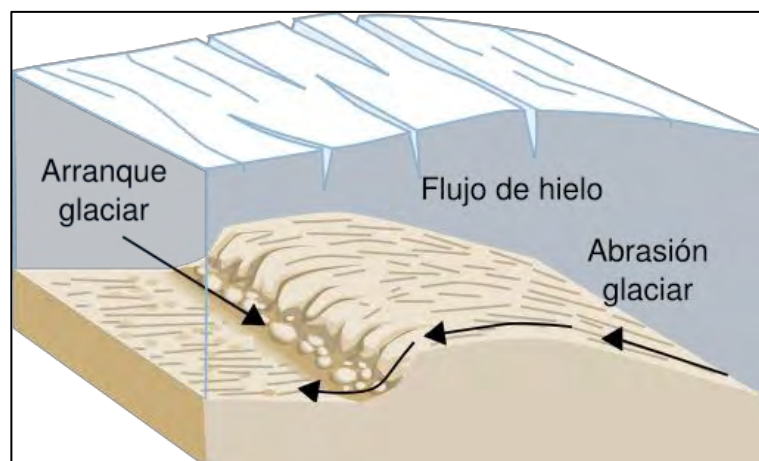
Las investigaciones glaciares se ven obstaculizadas por la presencia de gruesas capas de hielo y la superposición de múltiples glaciaciones en toda la historia (Price, 1973). El hielo sin movimiento y sin material rocoso suele tener poca o nula erosión, mientras que el hielo en movimiento puede arrancar y transportar fragmentos del lecho glaciar, causando modificaciones significativas en la morfología del paisaje y relieve.

- **Abrasión glacial:** Se manifiesta en pequeñas formas como estrías y canales, es el resultado del desgaste de las rocas por el movimiento del hielo. Este proceso se estudia directamente mediante túneles perforados hasta la interfase hielo-roca, observaciones en cavidades sub glaciares naturales, y experimentos de laboratorio que analizan el deslizamiento del hielo sobre diferentes tipos de roca (Embleton, 1979a). Las condiciones térmicas en la interfase hielo-substrato y las propiedades físico-mecánicas del substrato glaciar son determinantes en la activación de estos procesos abrasivos (Clarke, 2005).

- **Fracturamiento:** La fracturación glaciaria se refiere a la formación de grietas en el lecho rocoso bajo la acción del hielo glaciario. Esta fracturación es principalmente causada por la presión ejercida por fragmentos basales y es más intensa en las zonas de contrapendiente del flujo glaciario (Embleton, 1979a). Además, el régimen térmico del glaciario, especialmente en regiones polares donde el hielo está congelado al lecho rocoso, juega un papel crucial en la intensificación de este proceso (Embleton, 1979a).
- **Evacuación de detritos:** Es el proceso mediante el cual el glaciario se moviliza y remueve partículas de la superficie rocosa durante su deslizamiento. La velocidad de movilización de estos fragmentos depende de su tamaño, forma y de la rugosidad de la superficie, siendo necesario que la fuerza de tracción supere la resistencia a la fricción para que puedan ser desplazados (Sugden y John, 1976). En la figura 5 se muestra cómo el flujo de hielo genera abrasión glaciaria generando arranque glaciario.

Figura 5:

Deslizamiento de la masa glaciaria que produce arranque y abrasión glaciaria.



Nota: Obtenido del Departamento Virtual de Ciencias (s.f.)

3.2.5. *Cambios climáticos: Causas*

El clima del planeta puede modificarse por diversos procesos naturales y antrópicos que actúan a lo largo del tiempo. Entre los mecanismos naturales más importantes se encuentran las circulaciones termoalinas, que intervienen en la distribución del calor en los océanos. Las masas de agua cálida, menos salinas y ligeras tienden a desplazarse por la superficie, mientras que las aguas frías, más densas y salinas, avanzan en profundidad.

Cuando este equilibrio se altera, pueden generarse variaciones climáticas significativas. Un ejemplo histórico es la liberación de grandes volúmenes de icebergs desde los glaciares de Norteamérica hacia el Atlántico, evento que modificó la circulación oceánica y produjo periodos de enfriamiento abrupto. Asimismo, las variaciones en la posición y geometría de la órbita terrestre, descritas en los ciclos de Milankovitch, influyen en la cantidad de radiación solar que llega al planeta, contribuyendo a los cambios climáticos a largo plazo. A ello se suman los impactos derivados de las actividades humanas, que desde la Revolución Industrial han intensificado el calentamiento global (adaptado de Concha et al., 2023).

3.2.6. *Cartografía geomorfológica glacial*

La cartografía geomorfológica se enfoca en la identificación, representación y análisis de las geoformas y su configuración en el terreno. Este proceso incluye la identificación de relieves originados por la erosión y los procesos de transporte sedimentario ejercido por los glaciares. Este análisis se realiza mediante la fotointerpretación y los trabajos de campo, utilizando como herramientas los Sistemas de Información Geográfica (SIG).

Para construir la base de los mapas geomorfológicos se utilizan diversas capas, que incluyen las curvas de nivel, la base toponímica de la zona, un modelo de elevación digital y la red de drenajes y lagunas (los cuales son dibujados a mano alzada). Sobre esta base se realizó la delimitación de unidades geomorfológicas y trazos como grietas glaciares, aristas y crestas

morrenicas. Para la delimitación de paleoglaciares se utilizarán todas las imágenes, fotografías y DEMs disponibles, además de la cartografía de unidades geomorfológicas. Se analizará el emplazamiento de morrenas y la delimitación de sus crestas, cuya proyección valle arriba se dará sobre evidencias de sobreexcavación y superficies de abrasión glaciar (modificado de Concha et al., 2023).

3.2.7. *Cronologías glaciares*

Las cronologías relativas de cuando ocurrieron los avances glaciares en el valle Chicón, pueden ser deducidas del análisis geomorfológico, mediante la observación del emplazamiento de morrenas a lo largo del valle en función de su alcance, altitud, volumen, relaciones de corte, huella erosivas, etc. (Concha et al., 2023). Las edades deducidas, son correlacionadas con cronologías absolutas obtenidas en otros valles glaciares de los Andes centrales.

Las edades glaciares absolutas, se obtienen usando el método de datación por nucleidos cosmogénicos, el cual se basa en determinar la concentración de isótopos cosmogénicos formados cuando las rocas quedan expuestas a la radiación cósmica.

3.2.8. *El Pleistoceno*

Corresponde a una unidad temporal del período Cuaternario, cuyo rango se extiende entre ~2.58 Ma y 11.7 ka AP. Esta etapa se caracterizó por intensas fluctuaciones climáticas globales, dominadas por glaciaciones, los cuales afectaron drásticamente la distribución de los casquetes polares, los glaciares de montaña y los ecosistemas terrestres (Encyclopædia Britannica, s. f.) En América del Sur, particularmente en los Andes Centrales, el Pleistoceno dejó huellas geomorfológicas claras del avance y retroceso glaciar. (Clapperton et al., 1979) documentaron la existencia de depósitos glaciares datados en aproximadamente 3.27 millones de años en Bolivia, lo cual sugiere que ya en el tránsito del Plioceno al Pleistoceno existían glaciaciones significativas en los Andes tropicales.

Durante este periodo, según Flórez (1992), ocurrieron cuatro grandes glaciaciones reconocidas a nivel global, asociadas a prolongadas condiciones de enfriamiento climático. Estas glaciaciones dejaron registros en distintas partes del mundo y se reflejan también en el modelado del paisaje andino.

Hacia el final del Pleistoceno, Dollfus (1981) identifica un “corte” en los Andes Intertropicales entre la última gran fase fría y seca del Cuaternario (con un máximo entre 18,000 y 16,000 años AP) y el rápido recalentamiento que dio origen al Holoceno, a partir de unos 10,000 años AP. El tránsito habría sido precedido por un episodio breve de enfriamiento en el 11.º milenio AP, característico del estadio Glacial Tardío.

3.2.9. *Pequeña edad de Hielo*

La Pequeña Edad del Hielo (PEH) fue una época climática caracterizada por un enfriamiento moderado y variable, ocurrido entre aproximadamente los siglos XVI y XIX, que afectó principalmente el hemisferio norte, especialmente Europa. Este período sucedió tras el clima relativamente cálido del *Óptimo Climático Medieval* y estuvo marcado por la expansión de los glaciares de montaña, inviernos más fríos y veranos más cortos.

El término Pequeña Edad del Hielo se reserva para el periodo más reciente de expansión de los glaciares de montaña, convencionalmente definido como el comprendido entre los siglos XVI y mediados del XIX, cuando el clima europeo fue fuertemente afectado (Mann, 2002)

Aunque se ha debatido su carácter global, el consenso actual es que fue una etapa de enfriamiento moderado a escala del hemisferio norte, con una disminución media de temperaturas de unos 0.6 °C entre los siglos XV y XIX, y cuyos impactos variaron considerablemente de una región a otra (Mann, 2002)

Durante este tiempo, la economía y la sociedad de Europa, América del Norte y otras regiones. En Europa, por ejemplo, los glaciares alpinos avanzaron sobre pueblos y tierras cultivadas, los

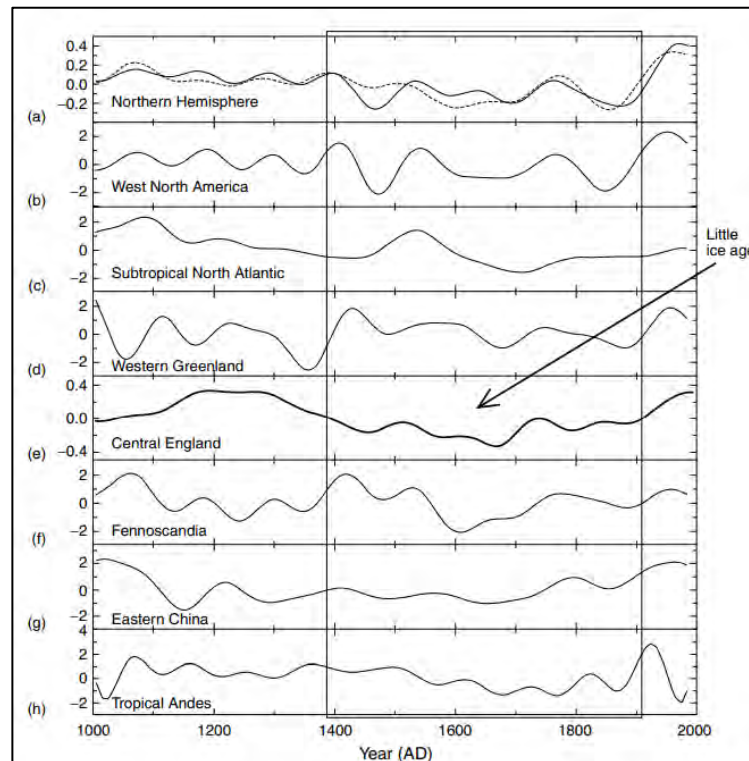
ríos como el Támesis llegaron a congelarse por completo en diversos inviernos, y se documentan repetidas crisis de subsistencia debido a malas cosechas (Uriarte, 2010).

Para esta investigación se consideraron las dataciones reportadas por Concha et al. (2024) en morrenas de la cordillera Pariaqaqa, estimando para la PEH una edad aproximada de $\sim 0,53$ ka.

En la figura 6 se muestran reconstrucciones de temperatura en diferentes regiones del mundo desde el año 1000 hasta el 2000 d.C., aproximadamente entre los siglos XIV y XIX. En la mayor parte de las regiones del hemisferio norte, Groenlandia, Inglaterra, Fennoscandia, China, Andes tropicales, entre otros, se observa una disminución sostenida de las temperaturas en ese intervalo, con fluctuaciones que reflejan variación climática regional. Este enfriamiento afectó de manera desigual a distintas partes del planeta: por ejemplo, Europa y Groenlandia muestran descensos marcados, mientras que en otras zonas como el Atlántico subtropical y China las oscilaciones fueron menos pronunciadas. En comparación, a partir del siglo XIX y especialmente en el XX, se observa un aumento significativo de la temperatura en la mayoría de las series, lo que marca la transición hacia el calentamiento global moderno. En resumen, el gráfico ilustra cómo la Pequeña Edad de Hielo fue un fenómeno climático global pero heterogéneo, seguido por un calentamiento generalizado en la era industrial. (Mann, 2002)

Figura 6:

Variaciones relativas de temperatura en diferentes regiones del planeta durante los últimos mil años, con énfasis en la Pequeña Edad de Hielo



Nota: Obtenido de Mann, M. E. (2002)

3.2.10. Younger Dryas

El Younger Dryas fue un evento climático abrupto de enfriamiento que ocurrió hace aproximadamente 12.800 a 11.500 años, hacia el final del Pleistoceno. Se produjo después de un periodo de deshielo que marcaba el inicio del calentamiento hacia el Holoceno. Durante el Younger Dryas, las temperaturas descendieron rápidamente a niveles casi glaciares en muchas partes del hemisferio norte. Este retroceso térmico provocó un freno en el retroceso de los glaciares e incluso su avance en algunas zonas. Se ha asociado con cambios en la circulación oceánica, como una alteración de la corriente del Golfo, y ha sido identificado en numerosos registros paleoclimáticos (Uriarte, 2010, pp. 95–96). Para Concha et al., (2024) las edades de este periodo, por dataciones en la cordillera de Pariaqaqa, se tomó la edad de 11.2 ka para esta investigación.

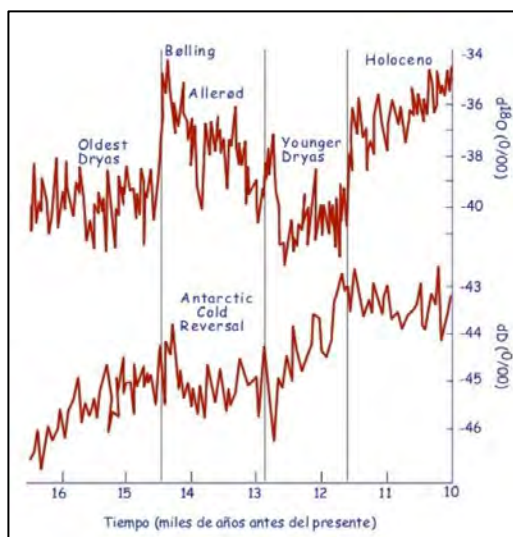
3.2.11. Older Dryas

El Older Dryas correspondió a un evento de enfriamiento anterior al Younger Dryas, ocurrido aproximadamente hace 14.000 años, a lo largo de la transición que marcó el fin de la última glaciación y el inicio del Holoceno. Aunque menos intenso y más breve que el Younger Dryas, también se caracterizó por un retroceso del calentamiento, que interrumpió momentáneamente el deshielo postglacial. Este enfriamiento se refleja en registros polínicos, isotópicos y sedimentarios en el hemisferio norte, y se ha interpretado como un ajuste climático dentro de la compleja desglaciación del final del Pleistoceno (Uriarte, 2010, pp. 94–95).

Para Concha et al., (2024) en su estudio de la cordillera de Pariaqaqa toma la edad de 15.5 ka para este periodo.

Figura 7:

Registro de los desfases climáticos ocurridos en la última desglaciación comparando Groenlandia (panel superior) y la Antártida (panel inferior), a partir de las variaciones en los isótopos de oxígeno y de hidrógeno.



Nota: Tomado de Uriarte, A. (2010)

3.2.12. Último Máximo Glacial (LGM)

El Último Máximo Glacial, conocido como LGM, acrónimo del término en inglés Last Glacial Maximum, fue el periodo más frío del último ciclo glacial, ocurrido entre aproximadamente

21.000 y 18.000 años antes del presente. Durante este tiempo, las masas de hielo ocuparon la superficie más amplia registrada, cubriendo vastas regiones de América del Norte, Asia y Europa. Los niveles del mar descendieron alrededor de 120 metros respecto al nivel actual debido al enorme volumen de agua retenido en los glaciares. Las condiciones áridas, frías y secas dominaron grandes zonas del planeta, afectando considerablemente la distribución de la vegetación y la fauna, así como las posibles rutas migratorias humanas (Uriarte, 2010, pp. 92–93).

Según Concha et al., (2024) toma como edad ~31.63 ka correlacionable al LGM

CAPÍTULO IV: EVOLUCIÓN DEL RELIEVE EN LA CORDILLERA URUBAMBA

4.1. FACTORES GEOLÓGICOS

4.1.1. *Litoestratigrafía*

En el valle Chicón afloran unidades litoestratigráficas que abarcan desde el Silúrico–Devónico medio-superior hasta los depósitos cuaternarios. Estas unidades se encuentran representadas en la columna estratigráfica (figura 8) y se observan también en el mapa geológico-estructural (figura 9). Las unidades geológicas se describen a continuación:

4.1.1.1. **Siluro - Devónico medio - superior: Formación Ananea (SD - a)**

La Formación Ananea fue originalmente descrita en el cuadrángulo de Cusco por Mendivil y Dávila (1994) como una unidad de pizarras, mientras que en el cuadrángulo de Calca, Carlotto et al. (1996) la denominaron Formación Paucartambo, incluyendo a la Formación Ccatca. Para estandarizar la nomenclatura, se propone el nombre de Formación Ananea para las unidades Siluro-Devónicas del sur del Perú. En el cuadrángulo de Calca sobreyace en discordancia a las formaciones Sandia (Ordovícico superior) y San Gabán (Ordovícico terminal - Silúrico inferior). (Carlotto et al., 2011).

Está compuesta principalmente por pizarras y esquistos con tonalidades que van del gris al negro indicando un ambiente marino silíceo-clástico de ambiente somero distal. Su espesor alcanza aproximadamente 1500 m, aunque podría estar sobrerrepresentado debido a repeticiones tectónicas.

En la zona de Hualla-Hualla, Mendivil y Dávila (1994) reportaron fósiles como *Tentaculitis* sp. y trilobites del género *Phacops*, lo que permite asignarle una edad Siluro-Devónico medio-superior, sustentada también por correlaciones estratigráficas con unidades suprayacentes. (Carlotto et al., 2011). En la zona de estudio se muestra por efecto de las fallas inversas definidas del Sistema San Juan con dirección NO-SE. (Carlotto et al., 2006).

En la zona de estudio esta formación aflora en una pequeña extensión relativamente pequeña en la parte media baja – oeste, entre la Falla San Juan (Carlotto, Cárdenas & Tintaya, 2006)

4.1.1.2. Carbonífero – Pérmico: Plutón Capacsaya (CpPEc-ca3-sgr)

El Plutón Capacsaya es una intrusión ígnea félsica ubicada en un ambiente continental, cuya composición principal está dominada por sienogranito y monzogranito. Presenta una textura inequigranular de grano fino a medio, con una tonalidad rosada y la presencia ocasional de minerales ferromagnesianos.

Las dataciones obtenidas para esta unidad oscilan entre los 316.3 ± 3 Ma y 287 ± 1.9 Ma, ubicándola en la transición entre el Carbonífero y el Pérmico (Miskovic et al., 2009).

En la zona de estudio aflora en la parte superior este del valle Chicón, por encima de la pampa de Occoruruyoc (figura 8)

4.1.1.3. Carbonífero – Pérmico: Plutón Capacsaya (CpPEc-ca3-mgr)

Esta unidad corresponde a un cuerpo plutónico de composición félsica, predominantemente monzogranítica. Presenta una textura inequigranular gruesa, con la presencia de fenocristales de feldespatos potásico, cuarzo subredondeado y biotita aislada. Su edad se ubica en el intervalo Carbonífero - Pérmico (Latorre et al., 2017). En la zona de estudio aflora ampliamente en la zona alta oeste del valle Chicón al norte de la pampa de Occoruruyoc.

4.1.1.4. Pérmico – Triásico: Grupo Mitu (PET-mi2)

El Grupo Mitu corresponde a una secuencia de rocas volcánicas que aflora de manera extensa en la Cordillera Oriental. Su presencia se reconoce hacia el sector oriental del Cuadrángulo de Urubamba y se prolonga hasta la parte sur del Cuadrángulo de Calca, donde forma parte de los flancos del Anticlinorio de Vilcanota.

Desde el punto de vista litológico, este grupo está constituido por tobas, lapilli y coladas volcánicas de tonalidades rojizas y violáceas, además de unidades clasificadas como andesitas, riolitas, ignimbritas y basaltos.

También se presentan niveles espilíticos, ubicados al norte de Vichos, compuestos por plagioclasas alteradas, cloritas, serpentina y ópalo. Las ignimbritas de color pardo rojizo afloran al noroeste de Huasac y noreste de Siusa, detrás de fallas inversas que generan repeticiones del Grupo Mitu (Carlier et al., 1982).

Los afloramientos volcánicos del Grupo Mitu forman la Cadena Volcánica Mitu, cuyo emplazamiento ha sido asociado a un periodo de rifting en la Cordillera Oriental. Este contexto extensional queda respaldado por los datos geoquímicos reportados por Noble et al. (1978) que documentan la presencia de riolitas peraluminosas y basaltos, asociados a extensión litosférica y por las evidencias de sedimentación detrítica en la Formación Pisac, que indican una fase regional de distensión tectónica. Esta hipótesis proporciona una explicación coherente para la génesis y ascenso del plutonismo pérmico, con el cual el vulcanismo del Grupo Mitu parece tener una relación genética (Noble et al., 1978; Carlotto et al., 1982).

Reportes radiométricos indican que las vulcanitas del sureste del Perú son aproximadamente sincrónicas con los plutones, lo que refuerza la hipótesis de una relación entre el vulcanismo y el plutonismo Permo-Triásico (Carlotto et al., 1996).

En la zona de estudio aflora ampliamente en la parte media del valle, a la altura del cerro Taucacancha (figura 9).

4.1.1.5.Cretácico: Formación Huancané (ki-hua3)

La Formación Huancané yace en discordancia de carácter erosional respecto a la Formación Huambutío, y en ciertos afloramientos se deposita directamente sobre el Grupo Mitu. Aflora

en los anticlinales de Vilcanota y Rondobamba, entre Oropesa y Rondobamba, con espesores de 30 a 150 m, aunque puede superar 300 m en Rondobamba (Carlotto et al., 2011).

Está dividida en dos miembros. El Miembro Inferior está compuesto por conglomerados y areniscas cuarzosas, con estructuras canalizadas de origen fluvial (Carlotto, 1992). El Miembro Superior presenta niveles calcáreos y lutitas rojas o negras, con barras arenosas masivas de origen eólico y fluvial (Carlotto et al., 1995b). Su edad se establece entre el Berriasiano y Barremiano en la base, y el límite superior en el Aptiano o Albiano, sustentada en microflora fósil en Huambutío (Doubinger & Marocco, 1981; Benavides, 1956; Wilson, 1963; Carlotto et al., 1995b).

Figura 8:

Vista panorámica del sector este del nevado Chicón asentado sobre el Plutón Capacsaya.

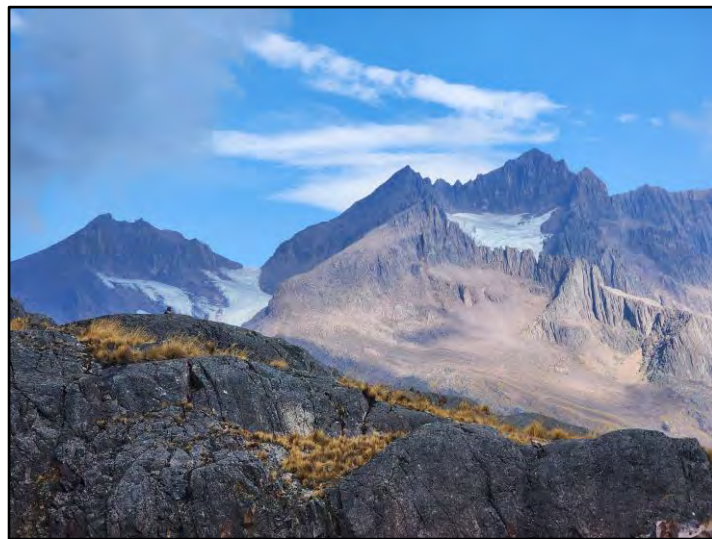


Figura 9:

Vista panorámica de afloramientos rocosos del Grupo Mitu en la parte media del Valle Chicón.



4.1.1.6. Cretácico Inferior: Formación Paucarbamba (Ki-pau3)

La Formación Paucarbamba (Carlotto et al., 1996) yace concordantemente sobre la Formación Huancané, marcando la transición de un ambiente fluvial y eólico a un depósito marino somero y areno-pelítico. Aflora en el anticlinal de Rondobamba, al norte de Oropesa y al este de Huaccoto.

La unidad está integrada por areniscas con contenido calcáreo, además de margas y lutitas en colores amarillo, rojo y verde, dispuestas en paquetes granodecrecientes típicos de ambientes litorales. En su base se apoya sobre una superficie de oxidación desarrollada sobre la barra arenosa superior de la Formación Huancané, mientras que su límite superior evoluciona gradualmente hacia la Formación Maras. El espesor registrado varía entre 50 y 100 metros (Carlotto et al., 1996).

Su edad se estima entre el Aptiano superior y Albiano inferior, basada en su posición entre la Formación Huancané y la Formación Maras, y por correlaciones con la Formación Pariahuanca

(centro del Perú) y las formaciones Murco y Mara (cuenca occidental sur peruana) (Carlotto et al., 1996).

4.1.1.7. Cretácico Inferior: Formación Maras (kis-ma3)

La Formación Maras incluye afloramientos de yesos y lutitas, sean estratificados o caóticos, dentro del Grupo Yuncaypata, algunos de ellos removilizados por tectónica y diapirismo. Su cartografía la muestra cortando rocas más jóvenes y aflora en Saqsaywaman, Paccaritambo, Huanoquite y Tambobamba, donde intersecta la Formación Anta (Carlotto et al., 2011).

La unidad está conformada por niveles de yeso, lutitas de colores rojo y verde, junto con capas de calizas, algunas deslizadas desde la Formación Ayabacas. Sus depósitos sugieren ambientes lacustres, de sabkha y marinos someros. Su emplazamiento se debe en muchos casos a diapirismo y fallamiento, como en Occopata, donde corta el Anticlinal de Occopata. También se encuentran olistolitos de la Formación Ayabacas mezclados con lutitas y yesos. Su espesor es variable entre 100 y 400 m, aunque puede ser mayor por repeticiones tectónicas (Carlotto et al., 2011).

Su edad se estima en el Albiano medio, basada en su posición estratigráfica entre la Formación Paucarbamba (Aptiano superior - Albiano inferior) y las Calizas Ayabacas (Albiano - Turoniano) (Carlotto et al., 2011). En la zona de estudio aflora en la parte media del valle cercana al centro poblado de San Isidro Chicón.

Figura 10:

Vista panorámica de depósitos de la Formación Maras (izquierda) y Fm. Puquín (derecha)



4.1.1.8. Cretácico Inferior – superior: Formación Ayabacas (Kis-ayb3)

La Formación Ayabacas (Kalafatovich, 1957) aflora de manera irregular dentro del Grupo Yuncaypata, debido a deslizamientos sinsedimentarios (Carlotto et al., 2011). Está compuesta por calizas dolomitizadas, con facies margosas, wackestone-packstone bioclásticas y grainstone con oolitos, algunas con evidencias de emersión y estructuras slump. Se depositó en una plataforma carbonatada somera (infratidal a supratidal), controlada por variaciones eustáticas, y presenta cuatro secuencias transgresivas-regresivas correlacionables con la Formación Ferrobamba o Arcurquina (Carlotto et al., 2011).

Su edad va del Albiano superior al Turoniano, sustentada por el hallazgo del ammonites *Neolobites* sp. en Qenqo y Saqsaywaman (Kalafatovich, 1957) y correlaciones con las Formaciones Ferrobamba, Arcurquina y Jumasha (Carlotto et al., 2011).

4.1.1.9. Cretácico Superior: Formación Puquín (Ks-puq3)

La Formación Puquín (Carlotto, 1992; Carlotto et al., 1992) sobreyace a la Formación Ayabacas y presenta un contacto de despegue. Se divide en tres miembros (M1, M2 y M3) y

aflora en el anticlinal de Puquín, en el anticlinal de Saylla, al norte de Saylla, entre Rondocan y San Juan de Quihuas, y al norte de Accha. El Miembro M1 (30 m) está compuesto por lutitas rojas, yesos laminados y brechas pelíticas, indicando un ambiente de sabkha continental. Su techo presenta dolomitas laminadas y yesos intertidales.

El M2, con cerca de 180 m de espesor, se divide en dos secuencias: AM2 (100–150 m) y BM2 (30–60 m). La base muestra un carácter transgresivo propio de un ambiente marino somero, mientras que el tope evidencia una tendencia regresiva que culmina en depósitos lacustres.

Los estratos inferiores incluyen calizas, margas y lutitas negras con abundante materia orgánica, en tanto que la parte alta está compuesta por lutitas rojizas y verdosas con intercalaciones de yeso.

El Miembro M3 (>170 m) es más arenoso y detrítico. Inicia con bancos arenosos fluviales, seguidos por lutitas, margas y calizas lacustres e intertidales, y culmina con areniscas feldespáticas rojas de origen fluvial.

Su edad se estima entre el Coniaciano y el Maestrichtiano, con fósiles como *Platychara perlata*, *Feistiella ovalis*, *Feistiella gildemeisteri* y *Platychara grambastii* que confirman edades Campaniana media - Maestrichtiana (Carlotto et al., 1992; Jaillard et al., 1994). Esta unidad se correlaciona con la Formación Vilquechico del Altiplano (Jaillard et al., 1991).

En la zona de estudio aflora supra yaciendo a la Formación Maras, en el distrito de San Isidro Chicón.

4.1.1.10. Paleógeno: Formación Quilque – Chilca (Pp-qu,chil3)

La Formación Quilque Chilca aflora en la región surandina y está compuesta por depósitos de ambientes lacustres y fluviales. El sector inferior presenta lutitas rojo moradas de origen lacustre y areniscas con microconglomerados calcáreos asociados a medios fluviales.

Hacia la parte superior, la unidad está conformada por lutitas y margas rojo ladrillo con intercalaciones delgadas de yesos, correspondientes a ambientes lacustres, junto con niveles de areniscas fluviales. La edad de la formación se sitúa en el Paleoceno, desde el Daniano hasta el Thanetiano, en base a correlaciones estratigráficas (Carlotto et al., 2006).

4.1.1.11. Paleógeno: Formación Kayra (Peo-k3)

La Formación Kayra se expone ampliamente al sur de la ciudad del Cusco. En esta zona integra sectores del sinclinal de Anahuarqui y del anticlinal de Puquín hacia el oeste. Asimismo, aflora en el sinclinal de Ancaschaca (Yaurisque–Paruro), en el sinclinal de San Lorenzo y en el área de Cusibamba-Sanka.

Litológicamente, la unidad está compuesta principalmente por areniscas feldespáticas, asociadas a intercalaciones de lutitas rojizas, depositadas en un sistema fluvial entrelazado con influencia de llanuras de inundación.

En su porción media a superior, predominan areniscas y microconglomerados con clastos volcánicos y cuarcíticos, evidenciando un ambiente fluvial de alta energía y con canales múltiples. Hacia el sur, las facies muestran un aumento en el tamaño de grano y aparecen conglomerados.

La parte superior de la secuencia finaliza con facies arenopelíticas típicas de llanuras de inundación y canales divagantes. Los estudios paleocorrientes indican un aporte sedimentario proveniente del sector oriental. Las paleocorrientes sugieren una procedencia de sedimentos desde el sur y suroeste. Su espesor varía entre 2000 y 3000 m.

Inicialmente, se había considerado al Grupo San Jerónimo, que incluye la Formación Kayra, como de edad Cretácico superior-Terciario (Marocco, 1978; Córdova, 1986). Sin embargo, estudios recientes (Carlotto et al., 1995a; Carlotto, 1998, 2002, 2006a) han determinado que la

unidad reposa sobre secuencias datadas paleontológicamente como Paleoceno-Eoceno inferior (Formación Chilca).

Dataciones mediante trazas de fisión en apatitos de la base de la Formación Kayra han arrojado edades de 52.6 ± 8.7 Ma (Eoceno basal) hasta 43-42 Ma, confirmando su edad Eoceno inferior. Supra yace a la formación Puquín en la parte baja del valle. El conjunto de fallas inversas San Juan, con dirección (W-E) (Carlotto et al., 2006).

Figura 11:

Areniscas de la Formación Kayra



4.1.1.12. Depósitos cuaternarios: Depósitos coluviales

Los depósitos coluviales son acumulaciones de material detrítico ubicadas en laderas bajas o en la base de montañas, formadas por el desprendimiento y la acumulación de fragmentos de roca producto de la meteorización y la erosión de las formaciones circundantes. Están compuestos por bloques angulares inmersos en una matriz de limo y arcilla, y su desarrollo está controlado principalmente por la gravedad y las condiciones climáticas.

Entre los procesos que generan estos depósitos destacan las escombreras naturales, los flujos de detritos y las caídas de rocas. La distribución interna del material varía según el tamaño de

los fragmentos y la distancia de transporte: los bloques mayores se concentran cerca de la zona de origen, mientras que los fragmentos menores se desplazan hacia los bordes del depósito.

En el valle Chicón, los depósitos coluviales se localizan principalmente en las cabeceras y pies de quebrada, zonas donde los procesos de erosión, transporte y sedimentación son especialmente activos.. Los depósitos coluviales se combinan con materiales transportados por procesos aluviales, formando depósitos coluvio-aluvial, caracterizado por una mezcla de fragmentos gruesos y finos transportados por la gravedad y acción del agua.

Figura 12:

Depósitos coluviales en el valle Chicón.



4.1.1.13. Depósitos cuaternarios: Depósitos aluviales

Los depósitos aluviales se originan a partir de flujos de agua temporales de alta energía, capaces de transportar y depositar grandes volúmenes de material erosionado. Estos depósitos se caracterizan por una distribución caótica o por una estratificación irregular, producto de la variabilidad en la velocidad y el caudal de los flujos. Están compuestos principalmente por gravas, bolones y bloques, los cuales se encuentran incrustados en una matriz de arena, limo y arcilla, reflejando la mezcla heterogénea típica de los eventos de transporte aluvial.

Los fragmentos dentro de estos depósitos suelen presentar formas sub redondeadas a redondeadas, reflejando el transporte fluvial que han experimentado. Además, la composición litológica es variada, incluyendo granito, areniscas y rocas volcánicas (litología predominante de la parte alta del valle Chicón).

En la cuenca de Chicón, se destaca la presencia de un cono aluvial que recorre toda la cuenca, extendiéndose hasta la parte norte de la ciudad de Urubamba. Este depósito evidencia la fuerte actividad geodinámica de la zona, reflejando episodios de transporte y sedimentación de alta energía relacionados a eventos climáticos y procesos de erosión activa en el pasado.

Figura 13:

Depósitos aluviales en el valle Chicón



4.1.1.14. Depósitos cuaternarios: Depósitos fluviales

En el valle Chicón, los depósitos aluviales se localizan principalmente en los márgenes del río Chicón que atraviesa desde la pampa Occoruruyoc hasta la desembocadura en el río Urubamba. Estos depósitos están conformados por bancos de gravas y arenas, que pueden formar una o varias terrazas aluviales, evidenciando episodios de sedimentación fluvial en diferentes periodos de actividad hídrica como se muestra en la figura 14.

Figura 14:

Depósitos fluviales poco apreciables por la densa vegetación depositados a lo largo del Río Chicón



4.1.1.15. Depósitos cuaternarios: depósitos glaciares

Los depósitos glaciares en la zona de estudio están representados principalmente por morrenas, ubicadas en las zonas más elevadas del valle. Estos depósitos están compuestos por gravas con bolones y bloques incrustados en una matriz limo-arenoso-arcillosa, presentando diferentes grados de consolidación: algunos casi consolidados y otros sin consolidación (depósitos recientes).

4.1.2. Geología estructural

La geología estructural del valle Chicón está dominada por fallas geológicas inversas de alto ángulo, reflejando un régimen tectónico compresivo. En la base de la cuenca, una falla inversa pone en contacto la Formación Kayra (Eoceno) con las Formaciones Puquín (Cretácico Superior) y Quilque Chilca (Paleoceno). En la parte central, un sistema de fallas inversas provoca el afloramiento de la Formación Ananea (Devónico-Silúrico) y la Formación

Huancané (Cretácico Inferior) entre depósitos del Grupo Mitu (Pérmico-Triásico). De manera similar, en la zona central oeste de la cuenca, otra falla inversa expone las Formaciones Ayabacas y Maras (Cretácico Inferior). Estas estructuras indican un proceso de levantamiento y superposición de unidades más antiguas sobre otras más recientes, evidenciando la intensa actividad tectónica en la región. (Carlotto et al., 2006)

La parte inferior de la quebrada revela un sinclinal bien definido en las areniscas correspondientes a la Formación Kayra, orientado en dirección suroeste-noreste (SO–NE).

Figura 15:

Depósitos glaciares en la parte alta del valle Chicón.



Figura 16:

Areniscas con estratificación evidente de la Formación Kayra



4.1.3. Magmatismo

Según Carlotto et al. (1996) el Macizo de Urubamba es considerado una posible extensión del Batolito de Mesa Pelada, se encuentra aproximadamente 5 km al norte de la ciudad de Urubamba y forma los nevados Chicón y Capacsaya. Su morfología es globular, con una orientación predominante ONO-ESE y una extensión de 83 km². Este macizo intruye a las rocas volcánicas del Grupo Mitu, generando un metamorfismo de contacto de baja intensidad. Hacia el noreste se encuentra en discordancia erosional con la Formación Huancané (Neocomiano). Además, el macizo ha sido atravesado por numerosos diques de aplitas y cuarzodioritas, evidenciando una compleja evolución magmática y estructural.

En la zona se identifican vetas de cuarzo y hematita, junto con pequeñas concentraciones de malaquita. Desde una perspectiva macroscópica y petrográfica, dentro del valle Chicón, predominan sienitas y monzogranitos de textura inequigranular, compuestos principalmente por feldespato potásico, cuarzo y biotita.

Figura 17:

Plutón Capacsaya (al fondo) sobre el que se levanta el nevado Chicón.

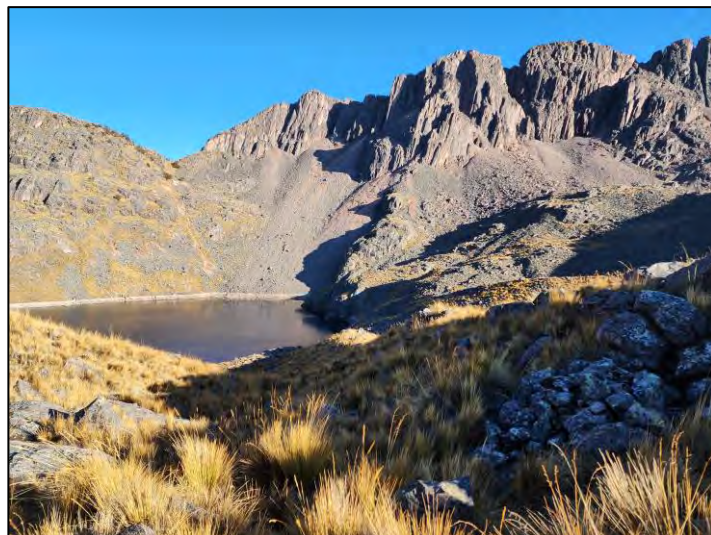
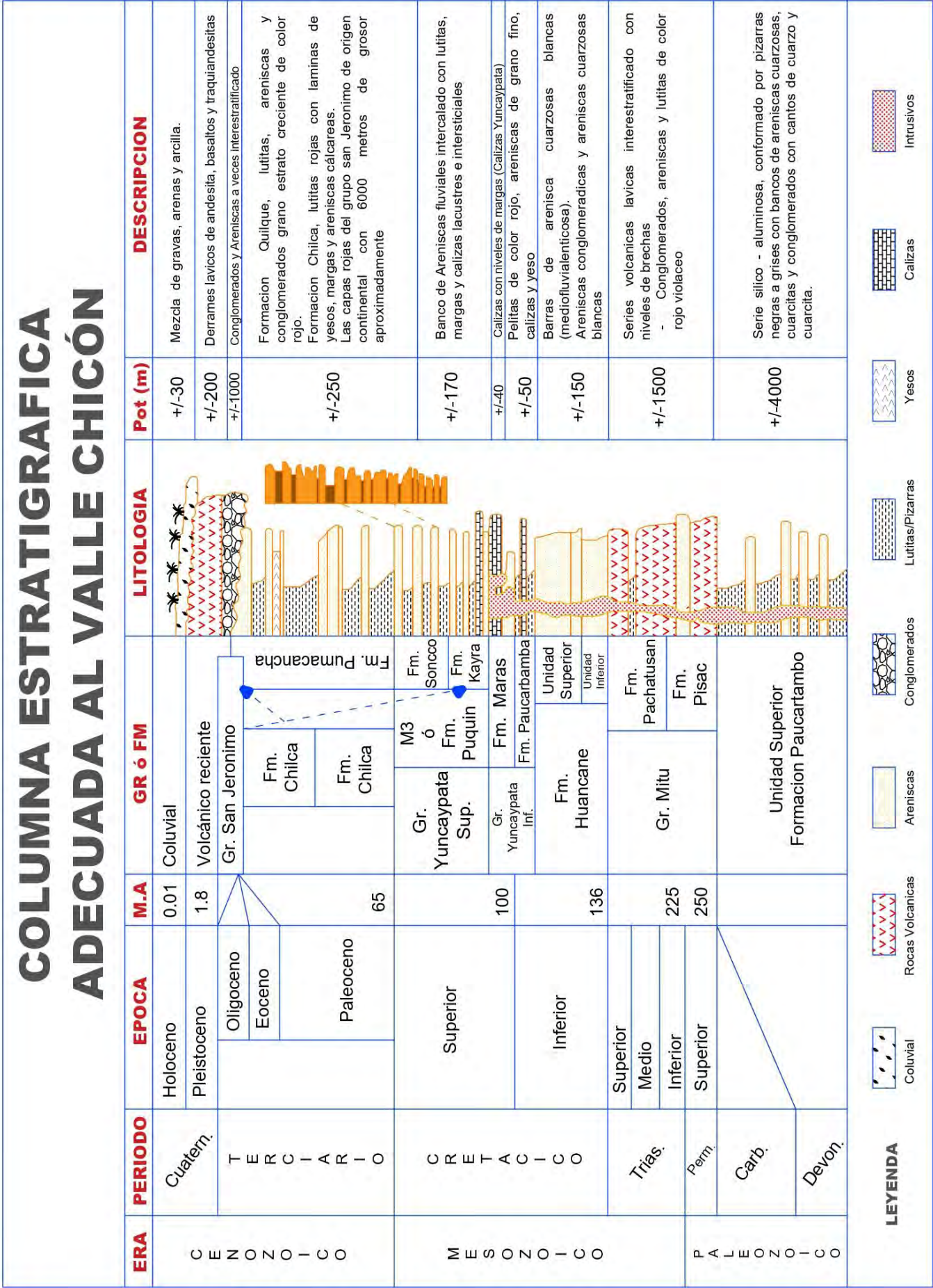


Fig. 18 : Columna estratigrafica adecuada al valle Chicón.



Nota: Modificado de INGEMMET, 2022



UNIVERSIDAD NACIONAL DE
SAN ANTONIO ABADEL DEL
CUSCO
FACULTAD DE INGENIERÍA
GEOLÓGICA A MINAS
Y METALÚRGICA
ESCUELA PROFESIONAL DE INGENIERÍA GEOLÓGICA

TESIS: "ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO
GLACIAR EN EL VALLE CHICÓN - URUBAMBA,
CUSCO
UN APOORTE A LA PALEOCLIMATOLOGÍA Y LOS
PELIGROS GEOLÓGICOS"

MAPA GEOLÓGICO ESTRUCTURAL

Nota: Modificado del Instituto Geológico, Minero y
Metalúrgico (INGEMMET), 2022

Tesista: Bach. Yovmel V. Contreras Cayturo
Asesor: Mgt. José Dionicio Cárdenas Roque

Datum: WGS 1984
Proyección: Universal Transversal de Mercator
Zona: 18 Sur

País: Perú
Departamento: Cusco
Provincia: Urubamba
Distrito: Urubamba

Escala: 1:40,000



0 1.5 3
KILÓMETROS

Figura 19

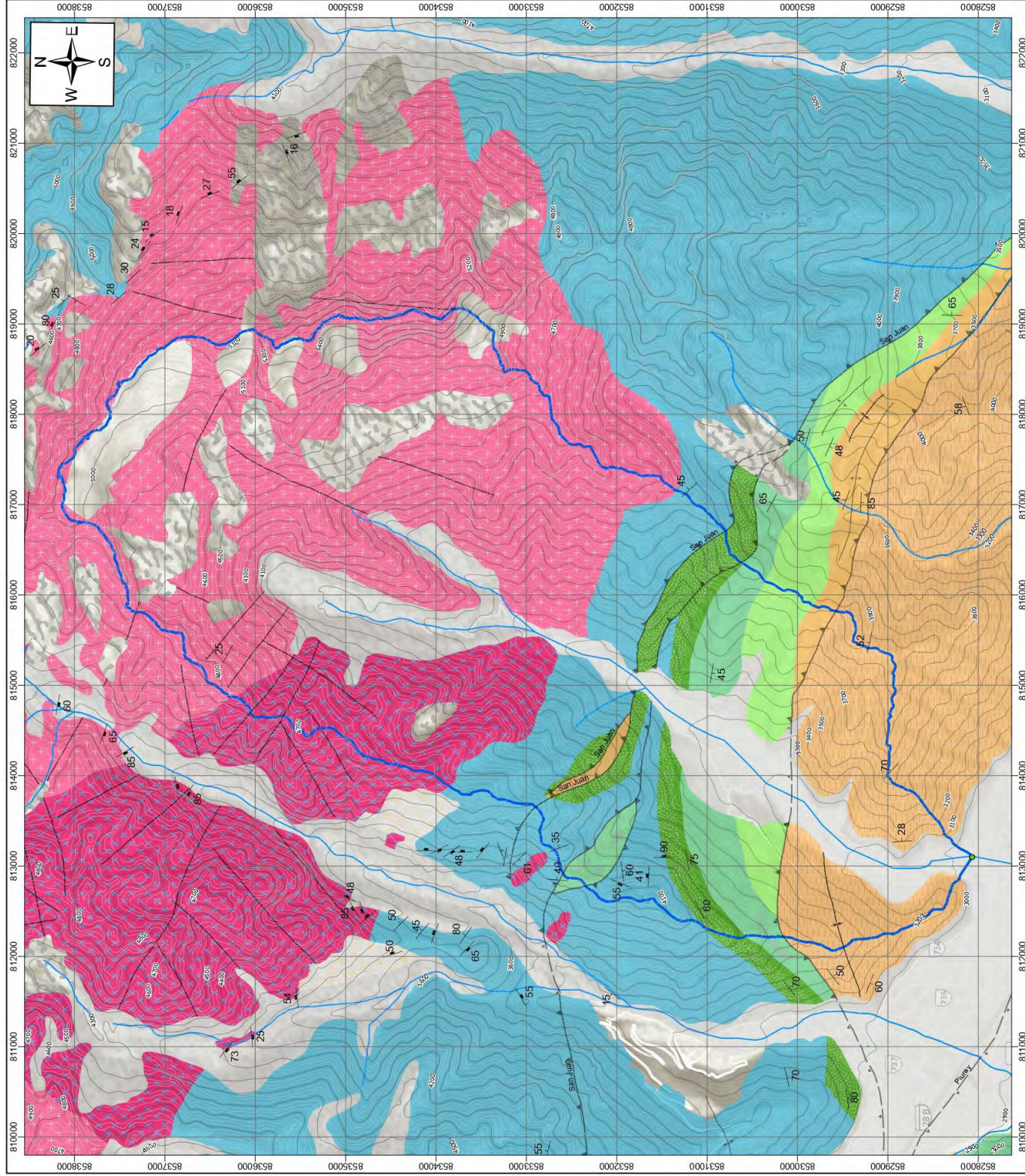
SIMBOLOGÍA

- Red hídrica
- Área de estudio
- Punto de desfogue
- Curvas secundarias
- Curvas primarias

LEYENDA

Geología

- Deps. coluvial
- Deps. fluvial
- Deps. glacial
- Deps. aluvial
- Deps. glacial, fluvial
- Gpo. San Jordano - (mezocósmico)
- Gpo. Keyra
- Gpo. Quilque, Chilca
- Gpo. Yuncaypata Fm.
- Puquín
- Fm. Ayllabacas
- Fm. Huancané
- Fm. Maras
- Gpo. Yuncaypata Fm.
- Paurachamba
- Gpo. Copacabana
- Miód. Capacabaya (mezocósmico)
- Gpo. Mito
- Miód. Capacabaya (mezocósmico)
- Fm. Aranea



4.1.4. Tectónica

Dentro de las principales fases tectónicas que han afectado la zona se encuentra la Tectónica Herciniana, que impactó los depósitos paleozoicos entre el Devónico tardío y el Triásico medio. Asimismo, la Tectónica Eoherciniana provocó un plegamiento polifásico entre el Devónico superior y el Misisipiano inferior, generando discordancias angulares y estructuras plegadas con esquistosidad de flujo. Este proceso incluyó dos fases estructurales principales: la primera orientada en dirección oeste-este, con una esquistosidad notable en rocas del Paleozoico inferior, y la segunda que reorientó las estructuras previas en dirección N30°E a N60°E, caracterizándose por pliegues con planos axiales verticales (INDECI, 2012)

Por otro lado, la tectónica andina, aunque difícil de evidenciar directamente en los afloramientos meso-cenozoicos de la Cordillera Oriental, ha tenido un papel crucial en la deformación de la región. Desde el punto de vista estructural, la zona presenta pliegues y fallas inversas, algunas de las cuales ponen en contacto formaciones del Cenozoico con rocas del Permo-Triásico del Grupo Mitu. Estas estructuras influyen en la estabilidad del terreno y favorecen la ocurrencia de procesos geodinámicos como deslizamientos planares y pro topling (vuelco de estratos), especialmente en sectores donde el rumbo de las capas cambia, como en la confluencia de los valles Chicón y Pumahuanca (INDECI, 2012)

4.1.5. Relación entre el magmatismo, la tectónica y los glaciares

La evolución geológica de la cuenca del Chicón ha sido influenciada por la interacción del magmatismo, la tectónica y la morfogénesis cuaternaria. El Macizo de Urubamba, una posible extensión del Batolito de Mesa Pelada, intruye a las rocas del Grupo Mitu, generando metamorfismo de contacto (Carlotto et al., 1996). La zona ha experimentado fases tectónicas como la Herciniana y Andina, que han condicionado la estructura del terreno, favoreciendo la erosión diferencial y la formación de valles glaciares (INDECI, 2012). Durante el Cuaternario,

los cambios climáticos propiciaron la expansión y retroceso de glaciares, dejando depósitos morrénicos y lagunas glaciares que, al colapsar, han generado procesos aluviales y deslizamientos. Estos factores continúan afectando la estabilidad del terreno, determinando la geodinámica actual y los riesgos naturales en la región. La erosión superficial en la parte media y baja del valle Chicón, producto de la acción de antiguas lenguas glaciares, dio lugar a cubetas de sobreexcavación y la deposición de fragmentos fluvioglaciares. Posteriormente, la erosión fluvial y los procesos gravitacionales en las laderas contribuyeron al modelado del paisaje, exponiendo formaciones geológicas mucho más antiguas.

4.2. factores climáticos

Para los datos meteorológicos se tomaron en cuenta estaciones meteorológicas del SENAMHI repartidas a lo largo del departamento del Cusco con cercanía a la cuenca del Chicón.

4.2.1. Temperatura

Para el registro de las temperaturas del valle Chicón se realizó el promedio de la temperatura medias mensual de las estaciones repartidas por alrededores de la zona de estudio

Tabla 5:

Temperatura media mensual de las estaciones meteorológicas circundantes al área de estudio

ESTACIÓN	ALTITUD (msnm)	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC	MEDIA
URUBAMBA	2850	15.65	15.62	15.52	15.12	13.84	12.65	12.17	13.18	14.47	15.58	15.87	15.71	14.62
PISAC	2950	15.93	15.83	15.82	15.55	14.84	14.09	13.71	14.52	15.6	16.54	17.18	15.35	15.41
CALCA	2926	14.6	14.74	14.65	14.13	13.14	11.92	11.66	12.7	14.05	14.99	15.45	14.99	13.92
ANTA	3340	12.36	12.34	12.26	11.52	9.57	8.22	8.05	9.19	10.61	11.9	12.43	12.37	10.90
Temperatura media mensual		14.64	14.63	14.56	14.08	12.85	11.72	11.40	12.40	13.68	14.75	15.23	14.61	13.71

Nota: Modificado del SENAMHI (2018)

4.2.2. Precipitación

Para caracterizar las precipitaciones en el área de estudio, se utilizaron datos históricos provenientes de estaciones meteorológicas cercanas, procesados y analizados por Quispe Rosell y Quito Huaman (2017) para el valle Chicón entre los años 1964 y 2011 (anexo 01).

4.2.3. La zona de convergencia intertropical y vinculaciones globales

La Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT) o Ecuador meteorológico se define como una región de baja presión situada cerca del ecuador donde los vientos alisios de ambos hemisferios convergen, causando ascensos de aire húmedo y precipitaciones intensas (Britannica, 2025).

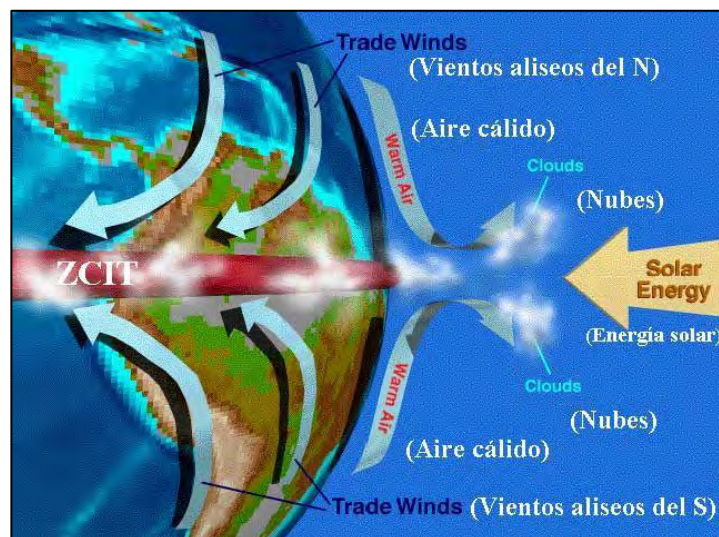
Desempeña un papel clave en la dinámica climática de los Andes Tropicales debido a su ubicación. En los trópicos, la estacionalidad de las lluvias está determinada por el desplazamiento estacional hacia el norte o sur, en concordancia con el movimiento aparente del Sol. En los Andes tropicales, la ZCIT influye directamente en la acumulación y ablación de los glaciares, ya que ambos procesos ocurren simultáneamente durante la estación húmeda. La frecuencia de las nevadas y la nubosidad reducen la ablación, mientras que su disminución la incrementa. Este equilibrio es muy sensible al comportamiento de la ZCIT y a fenómenos globales como El Niño, La Niña, el Monzón Amazónico y eventos del Atlántico norte, que también modulan su posición y fuerza. (Francou et al., 2013).

Asimismo, el patrón climático en los Andes varía según la latitud. En primer lugar, al norte del Perú, la ZCIT genera dos estaciones húmedas y dos secas. En el centro-sur andino, las precipitaciones provienen principalmente del Atlántico, transportadas por el Monzón Amazónico durante el verano austral. Estas lluvias son vitales para la alimentación glaciar. Más al sur, predominan los vientos del oeste (Westerlies) y los frentes polares, con una estacionalidad climática invertida respecto a los trópicos mientras la “diagonal árida”(franja

que atraviesa el continente desde el noroeste de Perú y el norte de Chile hasta la Patagonia argentina) presenta escasa precipitación y menor presencia de glaciares. (Francou et al., 2013).

Figura 20:

Modelo conceptual de la zona de convergencia intertropical (ZCIT)



Nota: Obtenido de Farfán, J. (s.f.)

4.3. Procesos glaciares que modelaron el relieve

Las variaciones climáticas ocurridas en la Cordillera de Urubamba durante el Pleistoceno y el Holoceno provocaron repetidos avances y retrocesos glaciares, los cuales, junto a procesos gravitacionales asociados, modelaron de forma significativa el relieve del valle de Chicón. En este apartado se describen los principales procesos de erosión y transporte sedimentario ejercidos por los glaciares en épocas pasadas, así como la expresión que muestra en el paisaje actual, representada mediante unidades geomorfológicas en base a cartografía topográfica y análisis del modelo digital de elevación del terreno.

4.3.1. procesos erosivos

Las cumbres, laderas y demás paisaje geomorfológico, como formas de relieve, conservan marcas originarias por la actividad erosiva de los glaciares en el valle de Chicón, dejando evidencias claras como circos glaciares, zonas de abrasión o crestas supraglaciares o cubetas

de sobreexcavación cuyo origen data de un proceso que da lugar a una intensa incisión y profundización de los valles y consiste en el arranque y desalojo de fragmentos rocosos producidos durante el avance de potentes masas de hielo que fluyen por los valles vertiente abajo (Concha et al., 2024). Es por este proceso que se origina el clásico valle en forma de “U” en la parte media alta del valle. Las pendiente que se genera es mayor a los 58° sobre lechos rocosos del Plutón Capacsaya y el Grupo Mitu.

Los procesos periglaciares se definen por la acción de ciclos repetidos de congelación y deshielo, siendo principalmente controlados por las variaciones de temperatura. Aunque pueden presentarse en áreas próximas a glaciares, no dependen de la presencia de masas de hielo. Las zonas periglaciares suelen encontrarse en partes inferiores de los glaciares actuales, en laderas empinadas circundantes o en partes superiores por encima de las masas de hielo.

Producto de interacciones de procesos glaciares y periglaciares se observan coles glaciares en su sector noreste del nevado Chicón, al igual que la excavación opuesta de circos que no llegaron a formar un pico piramidal o *Horn*, dejando en cambio dos pasos o depresiones subdivididos por una cresta longitudinal. Estos coles evidencian la interacción de glaciares tributarios.

4.3.2. Procesos de transporte y acumulación

Además de su papel fundamental en la modelación del relieve a través de la erosión, los glaciares también cumplen una función clave en el transporte y deposición de materiales. Esta actividad geomorfológica involucra el acarreo de sedimentos, fragmentos rocosos y bloques conocidos como carga glaciar o till, los cuales pueden movilizarse sobre la superficie del hielo, dentro de su masa, en su base o a lo largo de sus bordes. A medida que el glaciar pierde masa por efecto del deshielo, estos materiales son depositados directamente sobre el sustrato rocoso o en las laderas del valle, formando parte del registro sedimentario glaciar, estos depósitos

sedimentarios reciben el nombre de morrenas, y pueden clasificarse en externas como las laterales, frontales o centrales, las cuales marcan el límite del avance máximo de un glaciar en una determinada fase; o internas, como las morrenas de fondo y de ablación, asociadas a la dinámica interna del hielo. (Concha et al., 2024).

Una manifestación clara de los procesos erosivos pasados en el valle Chicón son las morrenas hacia el fondo del valle, las cuales representan antiguos frentes glaciares y permiten reconstruir avances y retrocesos glaciares a lo largo del tiempo. Las fluctuaciones climáticas generaron ciclos sucesivos de expansión y retroceso glaciar, dejando depósitos morrénicos en distintas altitudes y posiciones del valle, que se conservan hasta que un nuevo avance glaciar más extenso los sobrepasa o incorpora a su carga sobreescribiendo morrenas de avances y retrocesos anteriores. El análisis topográfico, junto con la interpretación geomorfológica del valle glaciar indica que este paisaje fue esculpido por una combinación de erosión glaciar intensa, procesos de abrasión glaciar y actividad fluvio-glaciar posterior al retroceso del hielo, especialmente evidenciada en la parte media y media-baja del valle Chicón. Esta dinámica ha dado lugar a un relieve con morrenas en niveles altitudinales progresivamente más bajos en función de su antigüedad. Ante la ausencia de dataciones absolutas en el valle glaciar del Chicón, y considerando similitudes geomorfológicas con otros valles glaciares andinos mejor estudiados, se han identificado cuatro grupos principales de morrenas con base en su ubicación altitudinal y características morfodinámicas. El grupo más cercano a la actual zona de acumulación corresponde a la Pequeña Edad del Hielo, con una antigüedad estimada entre 80 y 400 años, (avances glaciares más recientes). Por debajo de estas, se encuentran morrenas asignadas al evento climático conocido como Younger Dryas, datado entre aproximadamente 11 400 y 10 800 años atrás. Más abajo en el valle se ubican depósitos aún más antiguos, posiblemente vinculados al período Oldest Dryas, cuya cronología se estima entre 14 250 y 14 000 años atrás. Finalmente, las morrenas de mayor antigüedad se localizan hacia la parte media

del valle y corresponden al Último Máximo Glacial (LGM), con una edad aproximada de entre 2700 y 31 800 años, asociadas al mayor avance glaciar registrado durante el Pleistoceno Superior.

4.3.3. *Geomorfología regional*

4.3.3.1.Montaña en roca intrusiva (RM-ri)

Son relieves montañosos formados por rocas ígneas intrusivas (INGEMMET, 2022) estas rocas son correspondientes al cuerpo intrusivo Capacsaya, generalmente resistentes a la erosión.

4.3.3.2.Montaña en roca volcano-sedimentaria (RM-rvs)

Corresponde a geoformas formadas por afloramientos de rocas volcano sedimentarias (INGEMMET, 2022), estas rocas corresponden al grupo Mitu, en la zona de estudio se ubica en la parte media, inmediatamente después del Plutón Capacsaya.

4.3.3.3.Montaña en roca sedimentaria (RM-rs)

Elevaciones constituidas principalmente por estratos de rocas sedimentarias (INGEMMET, 2022), en la zona de estudio estas rocas son de la Formación Maras y Kayra.

4.3.3.4.Montaña con cobertura glaciar (RM-cgl)

Elevaciones que aún conservan masas de hielo o glaciares en su superficie, se ubican en la parte alta del nevado Chicón.

4.3.3.5.Colina y lomada en roca sedimentaria (RCL-rs)

Es una elevación alargada que se forma a partir de afloramientos de rocas sedimentarias que han sido desgastados por la erosión (INGEMMET, 2024), se ubica en la parte baja del valle, la geografía de esta zona es menos accidentada por su disposición en el valle.

4.3.3.6.Valle glaciar (Vll-gl)

Valle modelado principalmente por erosión glaciar, generalmente con forma de “U” (INGEMMET, 2024). Estos valles se encuentran casi intactos por la parte media alta del valle, más exactamente pampa de Occoruryoc.

4.3.3.7. Valle glaciar con laguna (Vll-gl/l)

Los Valles Glaciares se encuentran restringidos a las zonas más altas del área. generalmente por encima de los 3,900 msnm. Se caracterizan por conformar incisiones de laderas rectas. con una típica sección transversal en U (López et al.1996). Estos valles glaciares que contiene o está asociado a una laguna proglaciar o de origen glaciar, esto es ocasionado por el derretimiento de los glaciares y su emplazamiento posterior, ejemplo de ello son la laguna Riticcocha y Juchuycocha.

4.3.3.8.Morrenas (Mo)

Se trata de geoformas alargadas, de relieve convexo y suave, originadas por la acumulación de sedimentos depositados por la acción glaciar durante el Pleistoceno–Holoceno. Estas geoformas, conocidas como morrenas, están constituidas por materiales heterométricos que incluyen gravas angulosas, bloques y arenas, dispuestos sin estratificación dentro de una matriz abundante de limo y arcilla (Gómez & Pari, 2020)

4.3.3.9.Vertiente glaciar o de gelifracción (V-gl)

En la vertiente, las rocas muestran fracturas ocasionadas por el denominado efecto palanca, generado por las tensiones producidas cuando el agua contenida en diaclasas y otras discontinuidades mineralógicas se congela (Acosta, 2006).

4.3.3.10. Vertiente o piedemonte coluvio - deluvial (V-cd)

Son acumulaciones de ladera generadas por movimientos en masa, como derrumbes y caídas de rocas, constituidas por material fino y detrítico que, al desprenderse o ser arrastrado por la escorrentía superficial, se deposita de manera sucesiva en la base de las laderas (Nuñez & Luza, 2015).

4.3.3.11. Vertiente con depósito de deslizamiento (V-dd)

Se trata de acumulaciones en ladera generadas por movimientos en masa de distinta antigüedad, antiguos y recientes, que incluyen deslizamientos, avalanchas de rocas y movimientos complejos.

4.3.3.12. Vertiente o piedemonte aluvio-torrencial (P-at)

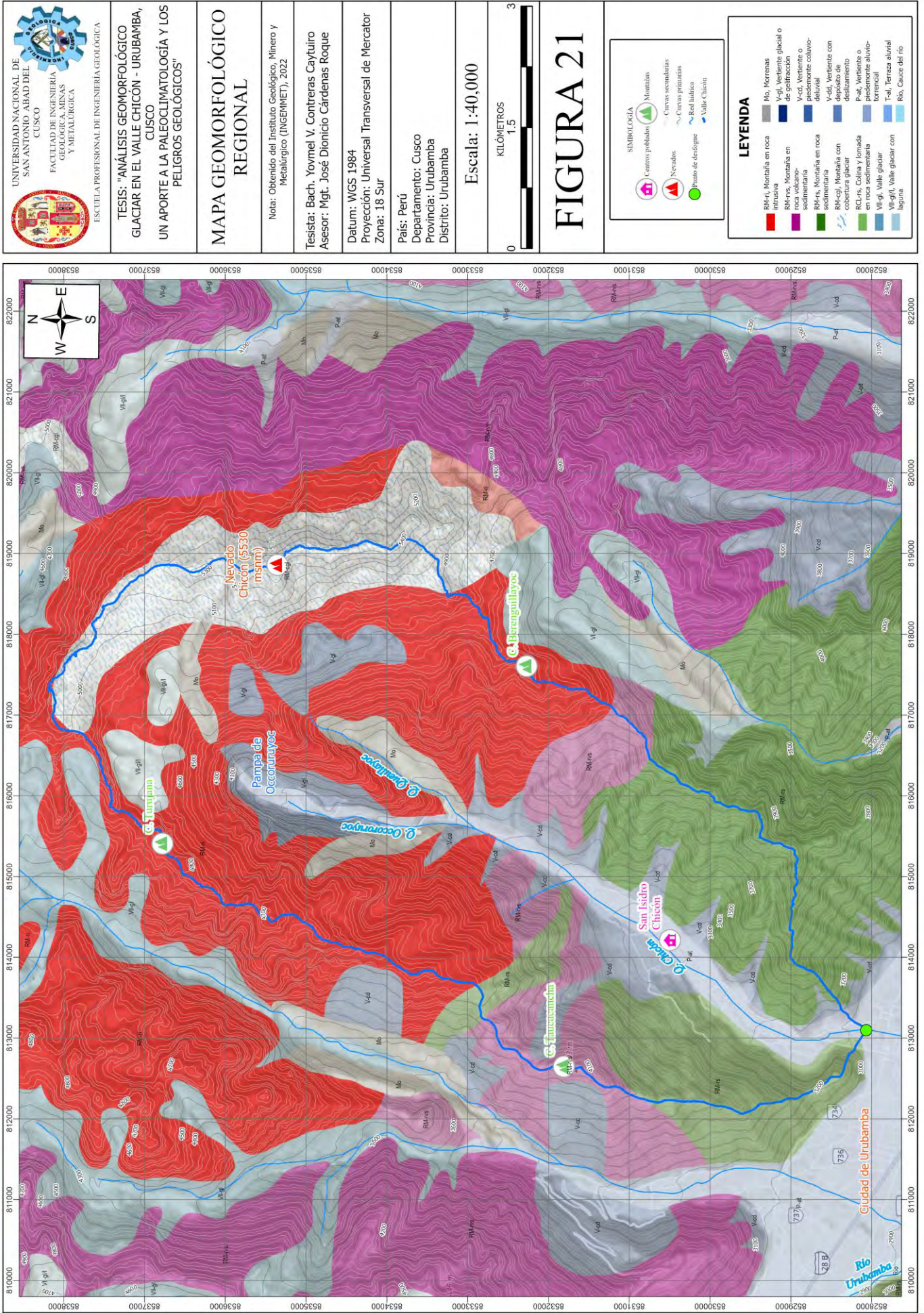
Generalmente tiene forma de un cono y está originado por flujo de detritos, está relacionada al movimiento complejo ubicado a lo largo del valle (INGEMMET, 2022).

4.3.3.13. Terraza aluvial (T-al)

Son superficies de terreno alargadas y con una ligera inclinación (entre 1° y 5°), que presentan una altura respecto al nivel del cauce del río. Están formadas por depósitos heterogéneos de origen fluvial, compuestos por bloques, cantos, gravas y una matriz de arenas y limos (INGEMMET, 2022).

4.3.3.14. Cauce del río (Rio)

Canal natural por donde fluye el agua de manera permanente o estacional, los ríos principales en la cuenca son los de la quebrada Occoruruyoc y Queullayoc. El río principal al que desembocan estos es el Río Chicón, que, a su vez, desemboca en el río Urubamba.



4.3.4. Cartografía geomorfológica glacial

La representación cartográfica de las formas del relieve descritas en el apartado anterior permitió la construcción de 1 mapa geomorfológico a escala de 1:25000 para la posterior elaboración de la delimitación de los paleoglaciares correspondientes a las edades de la Pequeña Edad de Hielo (PEH), Younger Dryas (YD), Oldest Dryas (OD) y el Último Máximo Glacial (LGM). La identificación y cartografiado de unidades geomorfológicas presentes se realizó por clásicos métodos de fotointerpretación a partir de imágenes satelitales de Google Earth de los años 2023 y 2010 complementado a trabajos de mapeo geomorfológico de campo y un modelo de elevación digital (DEM) del año 2010 con 12.5 metros de resolución obtenido de la Alaska Satellite Facility (ASF), centro de datos de la NASA especializado en el almacenamiento, procesamiento y distribución de datos de radar de apertura sintética (SAR), especialmente aquellos provenientes de satélites de observación de la Tierra . Se identificaron y cartografiaron diversas geoformas (tanto erosivas como deposicionales originadas por procesos glaciares y peri glaciares), además de otras unidades del relieve, como caída de detritos y llanuras de obturación o lacustres. De igual forma, se representaron elementos geomorfológicos adicionales, tales como grietas en los glaciares y crestas morrénicas. El mapeo geomorfológico también incluye la red de drenajes obtenido a partir de la imagen satelital de Google y la generación por software de curvas de nivel principales con una equidistancia de 100 metros y secundarias de 20 metros a partir del modelo de elevación digital de la zona. Mediante un análisis geomorfológico exhaustivo se delimitaron los paleoglaciares, siendo las crestas morrénicas el límite exterior de un paleoglaciar y su extensión valle arriba determinada por estructuras geomorfológicas como cubetas de sobreexcavación o superficies de abrasión glacial observable sobre el terreno actual.

Las unidades geomorfológicas locales representan las formas del relieve de origen glacial que se identificaron dentro del área de estudio, resultado de la interacción entre procesos

geológicos, climáticos e hidrológicos a lo largo del tiempo. Su reconocimiento permite comprender la evolución geomorfológica, los procesos de erosión y transporte. A continuación, se describen las principales unidades geomorfológicas locales identificadas:

4.3.4.1. Abanicos y torrentera fluvio-glaciales (a-t-flg)

Formaciones de acumulación generadas por procesos torrenciales y fluviales asociados al deshielo glaciar. Se desarrollan en las zonas bajas de las laderas, transportando sedimentos heterométricos desde las cabeceras hacia los valles. En el área de estudio, estas geoformas se localizan en los valles principales, incluyendo una parte de la Pampa Occocururyoc (figura 22) y están constituidas por material fluvioglacial aportado por los glaciares actuales del nevado Chicón.

Figura 22:

Abanicos y torrentes fluvio glaciares en la Pampa Occocururyoc



4.3.4.2. Crestas y paredes supra-glaciares (c-spgl)

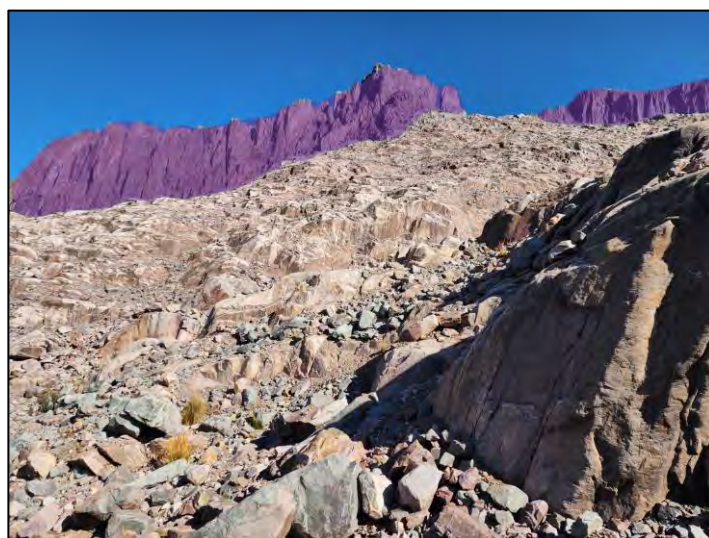
Corresponden a elevaciones y frentes escarpados que conforman laderas abruptas en los márgenes de los glaciares. Estas geoformas, resultado de la erosión glaciar, dan lugar a aristas y picos agudos conocidos como “Horns”, constituidos principalmente por roca expuesta. Se

caracterizan por carecer de cobertura glaciar debido a la pendiente y morfología, lo que limita la acumulación del hielo.

En el área de estudio, estas geoformas se localizan principalmente en las partes altas y en la cima del nevado Chicón, donde bordean y delimitan los circos glaciares del mismo. Estas crestas y paredes desempeñan un papel fundamental en la evolución del paisaje, ya que aportan material detrítico por procesos de gelifracción.

Figura 23:

Crestas y paredes supraglaciares en la parte alta del nevado Chicón



4.3.4.3. Morrenas de la Pequeña Edad de Hielo - GM-1 (0.4 ± 0.08 ka – PEH)

Morrenas formadas durante la Pequeña Edad del Hielo, cuando los glaciares alcanzaron una expansión significativa en el Holoceno. Representan los depósitos más jóvenes, cercanos a los frentes glaciares actuales (Figura 24).

4.3.4.4. Morrenas del Younger Dryas - GM-2 (11.4 ± 1.08 ka – YD)

Depósitos morrénicos correspondientes al evento conocido como Younger Dryas, una fase de reactivación glaciar al final del Pleistoceno. Estas morrenas suelen encontrarse más alejadas

que las del PEH, delimitando un avance intermedio. En la figura 24 se aprecian resaltadas de amarillo morrenas del Younger Dryas (Figura 25).

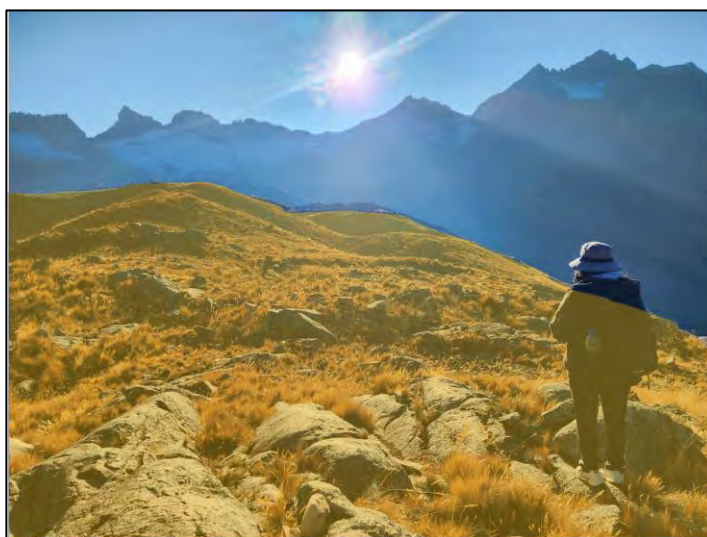
Figura 24:

Morrenas de la Pequeña Edad de Hielo (azul) y crestas y al fondo paredes supraglaciares (rojo)



Figura 25:

Morrenas del Younger Dryas resaltadas en amarillo



4.3.4.5. Morrenas del Oldest Dryas GM-3 (14.25 ± 1.4 ka – OD)

Morrenas asociadas al evento climático conocido como “Oldest Dryas”, representando un avance glacial más antiguo que el Younger Dryas. Estas unidades se ubican en posiciones más

distales respecto al actual frente glaciar, con cordones afectados por la erosión. En el área de estudio, estas morrenas se localizan en la parte media de la cuenca, donde conforman dos frentes principales: la quebrada de Occoruruyoc y Queullayoc. Uno de estos frentes, mostrado en la figura 26, corresponde a una morrena asociada al Oldest Dryas, ubicada en la pampa de Occoruruyoc, ubicado en la quebrada del mismo nombre.

Figura 26:

Morrena asociada al Oldest Dryas en la pampa de Occoruruyoc resaltadas en color rojo



4.3.4.6. Morrenas del Último Máximo Glacial - GM-4 (31.8 ± 2.7 ka – LGM)

Morrenas del Último Máximo Glacial (LGM), las más antiguas y extensas, ubicadas en la parte distal de los valles. Son depósitos de gran volumen y extensión, reflejando la máxima expansión de los glaciares durante el Pleistoceno. En el área de estudio se hallan cercana a la parte media baja de la cuenca. Estas morrenas, por su antigüedad tienen evidencias claras de erosión. Las lenguas glaciares, que descienden por las quebradas de Occoruruyoc y Queullayoc están cerca a unirse en la quebrada Chicón. La figura 27 muestra morrenas del LGM en la quebrada Occoruruyoc (Figura 27).

4.3.4.7. Glaciar (gl)

Masa actual de hielo que persiste en las cumbres y laderas altas, constituyendo el remanente de los procesos glaciares pasados (Figura 28).

Figura 27:

Morrenas correspondiente al Oldest Dryas en color amarillo (izquierda) y morrenas del Último Máximo Glacial (derecha) en color marrón



Figura 28:

Masas glaciares de la parte noroeste en el nevado Chicón.

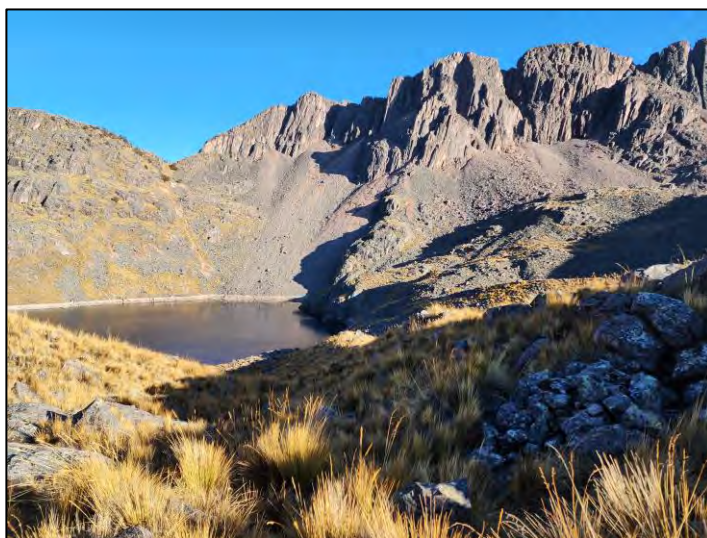


4.3.4.8. Laguna de origen glacial (lg-g)

Cuerpos de agua retenidos por morrenas o excavados por la acción erosiva de los glaciares. Funcionan como reservorios hídricos importantes. Estas lagunas se encuentran distribuidas en sectores próximos a las masas glaciares actuales, lo que evidencia su origen glacial y una formación relativamente reciente. Su presencia está asociada al retroceso de los glaciares. Estas lagunas constituyen indicadores sensibles de los cambios climáticos.

Figura 29:

Laguna Juchuyccocha

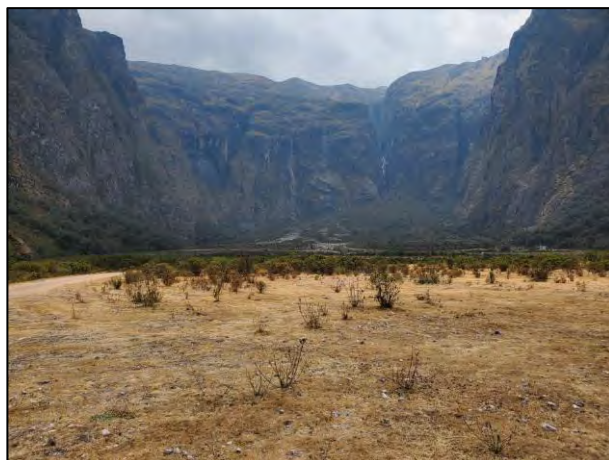


4.3.4.9. Llanuras de obturación(II-obt)

Se refiere a superficies planas formadas por el relleno o colmatación de lagunas con sedimentos fluvioglaciares y lacustres, que dejan al descubierto planicies tras el vaciamiento o drenaje de esas lagunas. (Concha et al., 2023). La pampa de Occoruruyoc se evidencia como una antigua llanura de obturación mostrada en la figura 30.

Figura 30:

Llanura de obturación (al fondo) en la pampa de Occoruruyoc

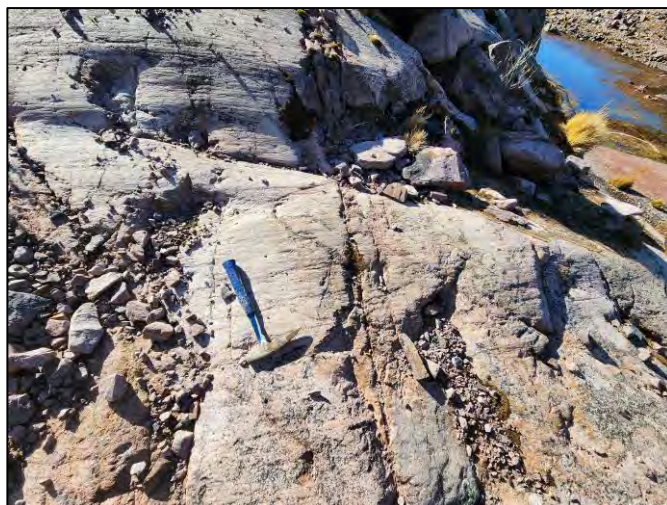


4.3.4.10. Superficie de abrasión (s-abr)

Son relieves rocosos producidos por el avance de glaciares, caracterizados por estrías y pulimento. Se forman cuando la carga de fondo transportada por el hielo desgasta el basamento rocoso, dejándolo alisado. (Concha et al., 2023) Son ampliamente visibles en las rocas de la parte alta de la cuenca, presentando la característica distintiva de haber experimentado el arrastre glaciar, lo que deja huellas claras de pulimento y abrasión en la superficie.

Figura 31:

Característica típica de las rocas de superficie de abrasión.



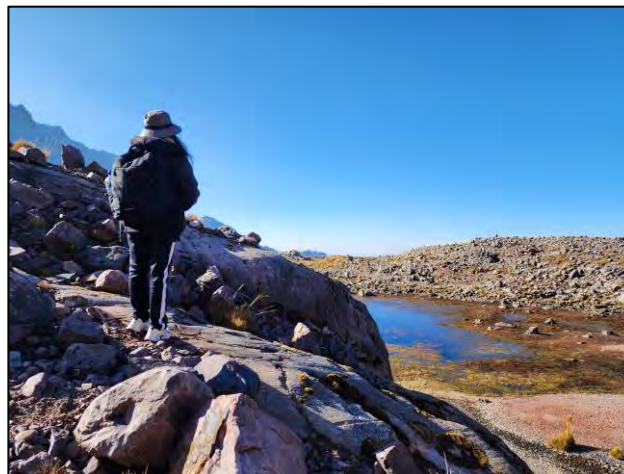
4.3.4.11. Superficie de sobreexcavación (s-sxc)

Son depresiones o cubetas profundas creadas por la fuerte erosión de glaciares potentes, que excavan y desalojan fragmentos de roca en los valles. Estas formas generan valles en “U”, paredes abruptas e incluso valles colgados y lagunas de origen glaciar (Concha et al., 2023)

Estas superficies son características de la zona debido a su morfología, teniendo como ejemplo claro al desnivel existente entre la parte alta y la pampa de Occoruruyoc, este sector corresponde a un valle colgado originado por la sobreexcavación glaciar. Un ejemplo similar se observa en la figura 32, donde se aprecia una pequeña cubeta de sobreexcavación, formada por el arranque de roca producto de la fuerza erosiva del glaciar.

Figura 32:

Cubeta de sobreexcavación en el nevado Chicón



4.3.4.12. Vertiente de detritos (v-dt)

Laderas cubiertas por depósitos inestables de bloques, gravas y arenas, producto de procesos de meteorización y gravedad. En la zona de estudio, por la abrupta geografía, son comunes en la parte media alta de la cuenca por el cambio de pendiente.

4.3.4.13. Vertiente de gelifractos (v-glf)

Depósitos de material angular generado por gelifracción; es decir, rotura de roca por congelamiento y deshielo, que se ubican las laderas en zonas de alta montaña. Las crestas y paredes supraglaciares son el lugar perfecto para el proceso de meteorización glacial que ocasionan luego, por gravedad, estos depósitos.

Figura 33:

Vertiente de gelifractos en la parte alta de la cuenca resaltadas en verde





UNIVERSIDAD NACIONAL DE
SAN ANTONIO ABADEL DEL
CUSCO

FACULTAD DE INGENIERÍA
GEOLOGICA, MINAS
Y METALURGICA

ESCUELA PROFESIONAL DE INGENIERIA GEOLOGICA

TESIS: "ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO
GLACIAR EN EL VALLE CHICÓN - URUBAMBA,
CUSCO

UN APOORTE A LA PALEOCLIMATOLOGÍA Y LOS
PELIGROS GEOLÓGICOS"

MAPA GEOMORFOLÓGICO
GLACIAR LOCAL

Nota: Modificado de Google Earth

Testista: Bach. Yovmel V. Contreras Cayturo
Asesor: Mgt. José Dionicio Cárdenas Roque

Datum: WGS 1984
Proyección: Universal Transversal de Mercator
Zona: 18 Sur

País: Perú
Departamento: Cusco
Provincia: Urubamba
Distrito: Urubamba

Escala: 1:25,000

0 0.5 1
KILÓMETROS

FIGURA 34

SIMBOLOGÍA

Área de estudio

Curvas de nivel primarias

Curvas de nivel secundarias

Montañas

Nevados

Líneas geomorfológicas

Cresta Morrenica

Drenaje

Grutas Glaciales

LEYENDA

Aluviales y Tormentas fluvio-glaciales (a-f-fig)

Crestas y Paredes (f-u-bt)

Supra Glaciares (c-app)

GM-1 (0.5 ± 0.1 ka - PEH)

GM-2 (11.2 ± 1.3 ka - VD)

GM-3 (15.5 ± 1.8 ka - OD)

GM-4 (31 ± 3 ka - LGM)

Glaciar (gl)

Laguna de origen glacial (lg-g)

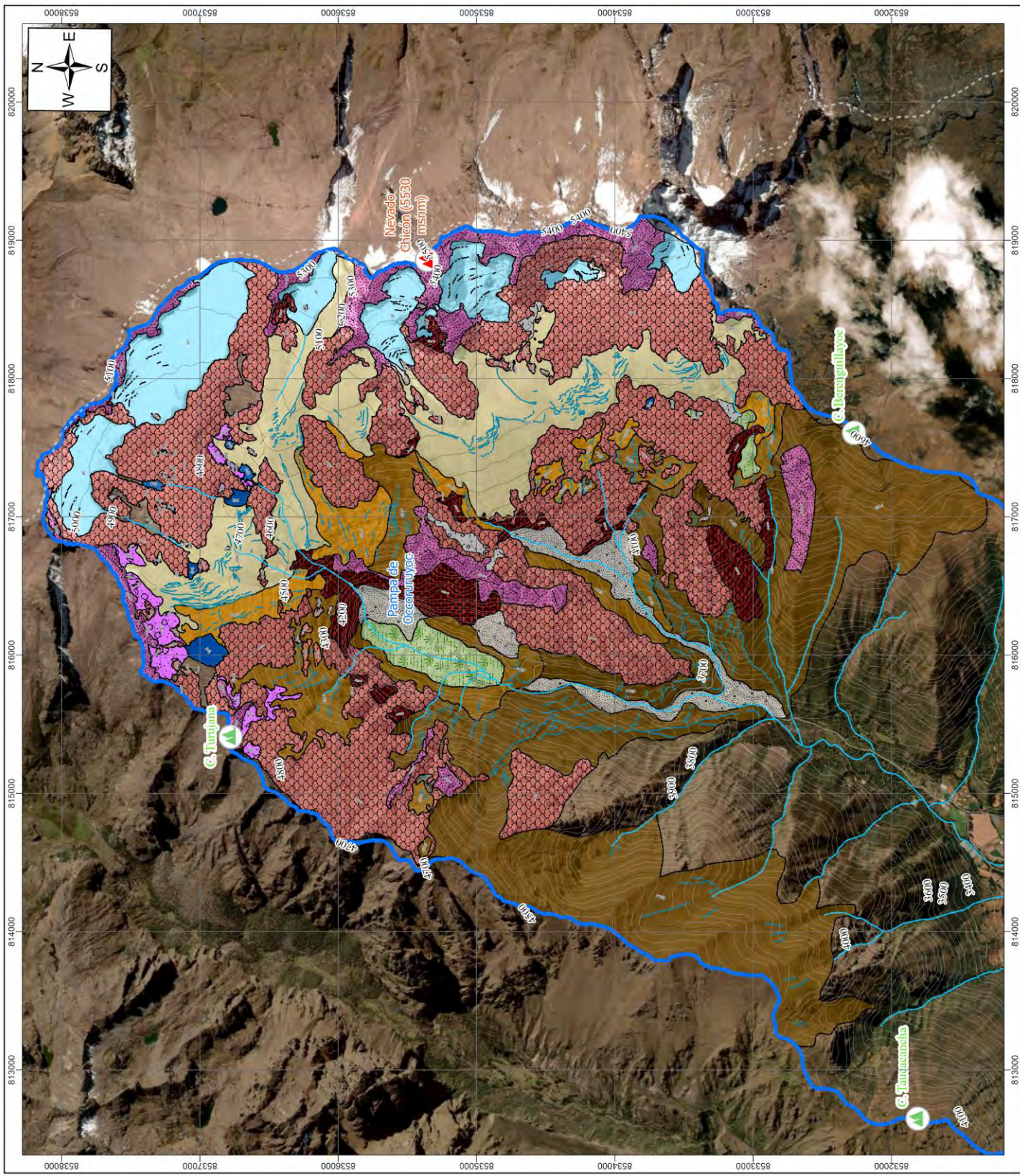
Lauzas de Obturación (l-u-bt)

Superficie de Abrasión (s-abr)

Superficie de Sobreelevación (s-sac)

Vertiente de Detritos (v-dt)

Vertiente de Gelifractos (v-gf)



CAPÍTULO V: CRONOLOGÍAS GLACIARES

5.1.MÉTODOS PARA OBTENER CRONOLOGÍAS GLACIARES RELATIVAS

Comprender la evolución de los glaciares y la relación que tienen con las variaciones climáticas requiere identificar las características de las diferentes etapas de avance y retroceso glacial. El análisis preliminar de los mapas geomorfológicos permite asignar edades relativas a las morrenas, evaluando que morrena es más antigua o reciente a partir de su altitud, relaciones de superposición, y evidencias de erosión. Por lo general, las morrenas ubicadas en las zonas más bajas de los valles corresponden a glaciares más antiguos, mientras que las situadas a mayores altitudes y más cercanas a los glaciares actuales indican episodios de glaciación mucho más recientes. A través de esta metodología descrita se identificaron cuatro fases glaciares en el área de estudio, denominadas GM1, GM2, GM3 y GM4.

5.2. MÉTODO PARA OBTENER CRONOLOGÍAS GLACIARES ABSOLUTAS

Para determinar con mayor precisión el momento en que ocurrieron los procesos glaciares, se ha de recurrir a técnicas de datación mediante nucleidos cosmogénicos, las cuales se basan en medir la concentración de isótopos radiactivos formados por la interacción de la radiación cósmica con la superficie de las rocas. La tasa de producción de estos nucleidos (expresada en átomos por año) depende de factores como la altitud y la latitud, y permite estimar el tiempo que una superficie ha permanecido expuesta a dicha radiación (Dunai, 2010). A partir de este método, los avances glaciares se fechan a través del análisis de morrenas frontales y laterales depositadas por el hielo, mientras que los eventos de deglaciación se datan al identificar afloramientos rocosos con pulido glacial que quedaron descubiertos tras el retroceso del hielo.

5.3. RESULTADOS E INTERPRETACIONES DE LAS EDADES RELATIVAS

En la quebrada Chicón, se identificaron cuatro generaciones morrénicas bien diferenciadas mediante análisis geomorfológico y reconocimiento de campo, a falta de dataciones absolutas. Estas geoformas se interpretaron en base a su posición altitudinal en el valle, grado de erosión, morfología de crestas, cobertura vegetal y disposición espacial, criterios comúnmente empleados en estudios paleoglaciares andinos.

Dado que no se cuenta dataciones absolutas cosmogénicas en el valle Chicón, se optó por una interpretación relativa, haciendo un contraste de la secuencia observada con estudios similares desarrollados en otros valles glaciados de la región central y sur del Perú, como los de Shullcas (Luna & Astete, 2021). Esta comparación permitió inferir una posible correlación temporal con los principales episodios de avance y retroceso glacial documentados durante el Último Máximo Glacial (LGM), Oldest Dryas (OD), Younger Dryas (YD) y la Pequeña Edad del Hielo (PEH).

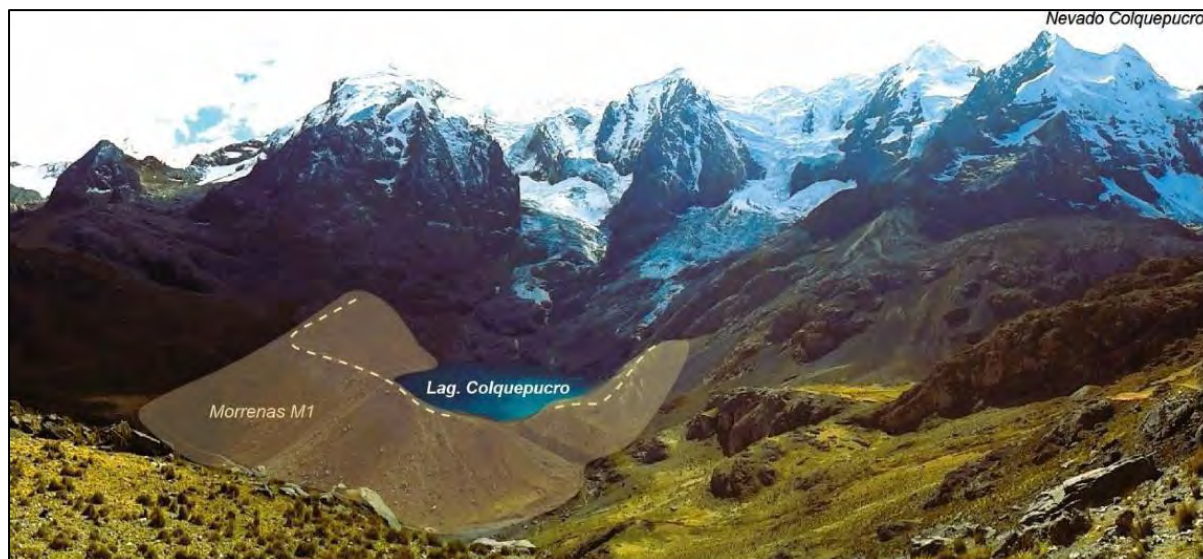
5.3.1. *Morrenas M-01*

Corresponden a las morrenas menores, de trazos bien definidos y ubicadas próximas a la actual zona de acumulación, fueron interpretadas como correspondientes a la Pequeña Edad del Hielo (PEH), con una edad relativa aproximada de 0.5 ± 0.1 mil años de antigüedad correlacionado según a estudios de Concha et al, 2024 en la Cordillera Blanca.

Similar a la Figura 35, estas morrenas se ubican cercanas a las áreas glaciares actuales.

Figura 35:

Morrenas de la Pequeña Edad de Hielo en el nevado Colquepucro



Nota: tomado de Concha et al., 2024.

5.3.2. Morrenas M-02

Por su parte, estas morrenas ubicadas a mayor distancia de la acumulación actual, muestran crestas definidas, escasa vegetación, y han sido asociadas al evento glacial del Younger Dryas (YD), con una edad estimada en 11.2 ± 1.3 mil años de antigüedad correlacionado según a estudios de Concha et al, 2024 en la Cordillera Blanca. Estas geoformas se encuentran en un estado de conservación moderadamente alto con nacientes y crecientes indicios de meteorización como se muestra en la figura 36 en el Nevado Colquepucro.

Figura 36:

Morrenas asociadas al Younger Dryas en el nevado Colquepucro



Nota: Tomado de Concha et al., 2024.

5.3.3. Morrenas M-03

Corresponde a las morrenas intermedias en términos de posición y estado de conservación, asociadas al evento del Oldest Dryas (OD). Su edad relativa se estima en 15.5 ± 1.8 mil años de antigüedad, y representan un reavance posterior al LGM correlacionado según a estudios de Concha et al, 2024 en la Cordillera Blanca. Estas crestas son más visibles aunque están parcialmente degradadas por los procesos erosivos que atacaron la zona como se muestra en las morrenas datadas en la Figura 37 por Concha et al., 2024.

Figura 37:

Morrenas asociadas al Oldest Dryas ecercanas a la laguna Mullococha



Nota: tomado de Concha et al., 2024.

5.3.4. Morrenas M-04

Se refiere a las morrenas más externas, erosionadas y con cobertura vegetal más densa, asociadas al Último Máximo Glacial (LGM). Estas geoformas corresponderían a un evento glacial ocurrido alrededor de 31 ± 3 mil años atrás correlacionado con morrenas datadas por Concha et al., 2024, evidenciando una larga exposición al intemperismo y procesos de erosión.

Figura 38:

Morrenas asociadas al LGM en el pie de la laguna Mullococha



Nota: tomado de Concha et al., 2024.

CAPÍTULO VI: RECONSTRUCCIONES Y EVOLUCIÓN GLACIAR

Luego de identificar las geoformas de origen glaciar y establecer una secuencia relativa de las edades morrénicas (M-01 a M-04), se procedió a realizar una reconstrucción espacial de las principales fases de avance glaciar ocurridas en la quebrada Chicón antes mencionadas. Esta reconstrucción se basa en la interpretación geomorfológica de campo, modelos de elevación digitales (DEM) y referencias comparativas regionales.

La interpretación de las formas del relieve (morrenas glaciares y evidencias sedimentarias observadas) permitió delimitar la extensión máxima de los glaciares durante cuatro fases principales: LGM (~31 ka), OD (~15.5 ka), YD (~11.2 ka) y PEH (~0.5 ka). (Concha et al., 2023)

Estas delimitaciones fueron importantes para estimar la evolución espacial de los glaciares en el valle a lo largo del tiempo, evidenciando un retorceso progresivo de las masas de hielo hacia las zonas más elevadas.

A diferencia del valle de Piticocha o de la cordillera Pariacaca, donde se han realizado reconstrucciones detalladas de fases glaciares, en base a dataciones cosmogénicas, y estimaciones de volúmenes de hielo con fines de evaluación hídrica (Concha et al., 2022), en la quebrada Chicón, la investigación se centró principalmente en la reconstrucción geomorfológica y altitudinal del avance glaciar, debido a la limitada disponibilidad de datos topográficos de alta resolución y la ausencia de dataciones absolutas.

No obstante, la secuencia geomorfológica identificada y su correlación con eventos glaciares regionales permite proponer una evolución paleoglaciar coherente con otros valles de los Andes Centrales del Perú, en los que las variaciones de volúmenes glaciares estuvieron fuertemente modulados por condiciones climáticas globales.

6.1.MÉTODOS PARA ESTIMAR VOLÚMENES GLACIARES

En los Andes peruanos se ha utilizado Ground Penetrating Radar (GPR) para realizar mediciones directas del espesor de hielo, como en el caso de la lengua glaciar del nevado Artesonraju en la cordillera Blanca (Oberreuter et al., 2022), trabajo desarrollado con participación del CEC-Chile, INAIGEM, ANA y la Universidad Nacional del Callao. Asimismo, el INAIGEM ha implementado estudios con GPR en el volcán nevado Coropuna, cuyos resultados serán publicados próximamente (INAIGEM, 2024).

Además del caso de la cordillera Pariacaca, otro ejemplo representativo del retroceso glaciar reciente se observa en el nevado Pastoruri (cordillera Blanca), donde en las últimas décadas se ha registrado una pérdida del 70 % de su superficie, una disminución progresiva del cuerpo glaciar y el surgimiento de nuevas lagunas, como la laguna Pastoruri. Estos cambios han sido documentados mediante tecnologías como el radar de penetración terrestre (GPR) y drones, mostrando el retroceso desde mediados de los años noventa (Autoridad Nacional del Agua [ANA], 2021).

Sin embargo, por lo complejo que es el acceso a muchas zonas glaciares andinas, estos estudios deben ser complementados con métodos indirectos basados en modelos numéricos matemáticos, como los aplicados por Concha et al. (2023) en la cordillera Blanca. Estos modelos permiten reconstruir la topografía basal glaciar y los paleorelieves previos a la existencia de glaciares mediante herramientas como GlaBTop (Glacier Bed Topography) y GlaRe (Glacier Reconstruction). Estos dos métodos mencionados anteriormente son complementarios: GlaBTop proporciona la topografía del fondo glaciar, la cual sirve como input para las simulaciones de GlaRe (Concha et al., 2023).

6.2.RECONSTRUCCIÓN DE GLACIARES USANDO EL MÉTODO GLABTOP (GLACIER BED TOPOGRAPHY)

El modelo GlaBTop (Glacier Bed Topography) permite estimar la topografía del lecho glaciar y los espesores de hielo a partir de datos geomorfológicos y topográficos. Este método fue propuesto originalmente por Linsbauer (2009) y ha sido posteriormente aplicado y mejorado en diversos estudios de glaciares alpinos y andinos (Linsbauer, 2012; Paul & Linsbauer, 2012). El principio fundamental del modelo consiste en que, el comportamiento del hielo, bajo un comportamiento plástico ideal, se adapta a la topografía del terreno como respuesta al esfuerzo de cizalla que actúa paralelamente a la pendiente del glaciar. De esta manera, se establece que los espesores de hielo tienden a ser menores en pendientes más empinadas y mayores en zonas menos inclinadas.

Para la ejecución de GlaBTop, se requiere tres elementos principales:

- a. Un modelo de elevación digital (DEM)
- b. Cartografía glaciar actual
- c. Un grupo de líneas de flujo glaciar (*branch lines*), trazadas perpendicularmente a las curvas de nivel siguiendo el sentido que sigue el flujo del hielo.

Figura 39:

Branchlines para los glaciares del año 2010 nevado Chicón



Nota: Modificado de World Topographic Map, por Vantor; Esri, TomTom, Garmin, FAO y otros colaboradores, 2024

Los espesores se calculan sobre estas líneas y se interpolan para generar un ráster continuo, que luego se sustrae del modelo de elevación digital (DEM) original para obtener la topografía basal. En estudios recientes realizados en el Perú, como el de Concha et al. (2023), se utilizó un DEM de 6 metros de resolución derivado de imágenes SPOT y se trabajó el modelo en un entorno de ArcGIS, software propiedad de ESRI, aplicando herramientas como *Raster Calculator* para los cálculos y *Classification Statistics* para la estimación de volúmenes de hielo glaciar.

Para estimar el espesor del hielo en cada segmento de flujo glaciar, el modelo *GlaBTop* resuelve una ecuación basada en el balance entre el esfuerzo de cizalla basal y la pendiente del terreno. Cada línea de flujo glaciar fue dividida en tramos de 50 metros de longitud, y el espesor del hielo “*d*” en cada tramo se calculó según la siguiente fórmula:

$$d = \frac{t}{\rho \times g \times f \times \sin \alpha}$$

Donde:

- *d* = espesor del hielo (m)
- *t* = fricción basal (kg/m²·s²)
- *ρ* = densidad del hielo (900 kg/m³)
- *g* = gravedad (9.81 m/s²)
- *f* = factor de forma del valle (adimensional)
- *α* = pendiente del terreno en radianes (solo se consideraron pendientes > 3°)

Nota: El factor de forma “*f*”, que representa la geometría del canal del valle glaciar, varía según la fase climática del glaciar:

- Para glaciares actuales (2010), se usó 0.8
- Para glaciares paleoclimáticos recientes (por ejemplo, 1962), valores entre 0.6–0.7
- Para glaciares más antiguos, se aplicó el valor mínimo de 0.045

Posteriormente, se calculó el esfuerzo de cizalla basal, fuerza que actúa paralela al lecho glaciar y que condiciona el movimiento del hielo. Este esfuerzo fue estimado a partir de una relación empírica no lineal que relaciona el rango altitudinal de cada línea de flujo, como lo propusieron Haeberli (1995) y Hoelzle (1995), utilizando también los fundamentos teóricos del modelo de deformación del hielo desarrollado por Nye (1952).

$$\tau = 0.005 + 1.598\Delta H - 0.435\Delta H^2$$

Donde ΔH representa el rango altitudinal sobre el nivel del mar (en metros). Para casos en los que $\Delta H > 1.6$ km, se emplea un valor fijo de $\tau = 150$ kPa. Los cálculos realizados para los glaciares de la cordillera Pariacacca arrojaron valores de esfuerzo de cizalla en el rango de 145 a 30 kPa. Una vez determinado el espesor de hielo en cada centroide, se interpolaron esos valores con la herramienta IDW de ArcGIS, generando una superficie continua con una separación de 4 metros entre puntos, llamados espesores continuos ($ec_1, ec_2, \dots, ec_n$) (Concha et al., 2023)

Figura 40:

Espesores centrales calculados con GlabTop en glaciares del 2010 del margen noreste del nevado Chicón a lo largo de las branchlines



Nota: Modificado de World Topographic Map, por Vantor; Esri, TomTom, Garmin, FAO y otros colaboradores, 2024

6.3.RECONSTRUCCIÓN DE PALEOGLACIARES USANDO EL MÉTODO GLARE (GLACIER RECONSTRUCTION)

Para la reconstrucción tridimensional de paleoglaciares, se aplicará el método GlaRe (Glacier Reconstruction), una herramienta adicional en el software ArcGIS, propiedad de ESRI, que permite estimar la geometría del glaciar en condiciones paleoclimáticas. Esta metodología, propuesta por Pellitero et al. (2016), se basa en la digitalización manual de líneas de flujo (*flowlines*) sobre la topografía actual sin glaciares, y cuya interpretación geomorfológica se fundamenta en la topografía basal generada previamente mediante el modelo.

Una vez definidas las líneas de flujo, “GlaRe” las convierte en una serie de nodos con una separación uniforme y constante, correspondiente a la resolución espacial del modelo de elevación digital (DEM) de la topografía basal obtenida por la metodología GlabTop. A partir de cada nodo, se extraen automáticamente las coordenadas espaciales (x, y, z), y luego se estima el espesor del hielo utilizando un modelo físico que resuelve la ecuación del equilibrio de esfuerzos en condiciones de flujo glaciar estacionario (Van der Veen, 1999; citado en Concha et al., 2023):

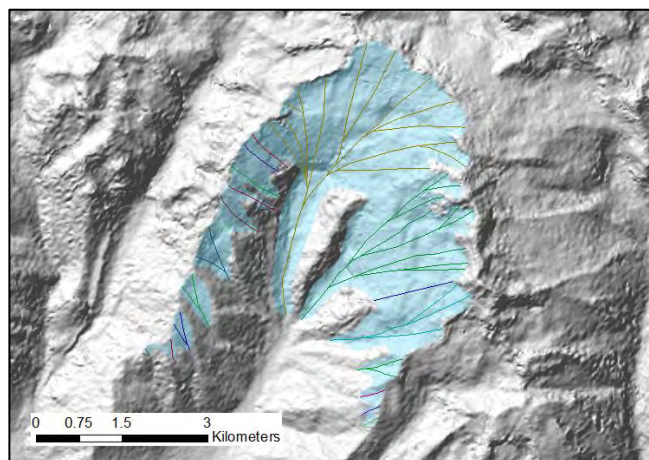
$$h_i^2 - h_{i+1}(b_i + b_{i+1}) + h_i(b_{i+1} - H_i) - \frac{2\Delta x \tau_{av}}{Fg} = 0$$

Donde:

- h : elevación de la superficie del glaciar (m)
- b : elevación de la topografía basal (m)
- τ_{av} : esfuerzo de cizalla basal (kg/ms²)
- F = factor de forma (adimensional)
- Δx = distancia entre nodos (m)
- H = espesor del hielo (m)
- g = aceleración de la gravedad (m/s²)

Figura 41:

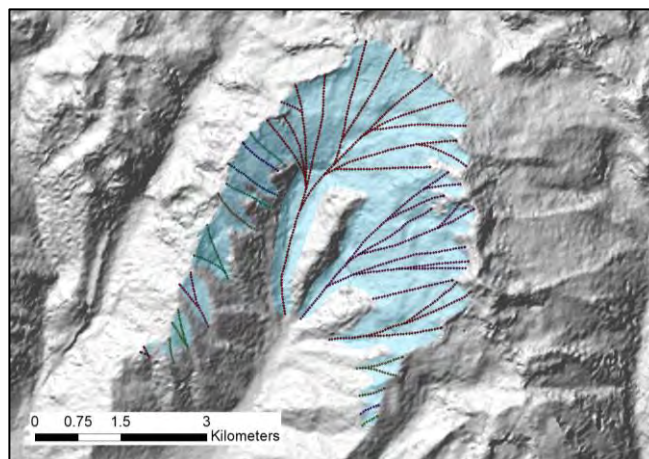
Digitalización de las líneas de flujo sobre el polígono de extensión glaciár del último máximo glacial



Nota: Modificado de World Topographic Map, por Vantor; Esri, TomTom, Garmin, FAO y otros colaboradores, 2024

Figura 42:

Construcción de nodos a lo largo de las líneas de flujo sobre el polígono de extensión glaciár del último máximo glacial



Nota: Modificado de World Topographic Map, por Vantor; Esri, TomTom, Garmin, FAO y otros colaboradores, 2024

Este modelo permite obtener una estimación del perfil longitudinal del glaciar antiguo, lo cual es importante para reconstruir su volumen, área, y la altitud de equilibrio glaciar (ELA), parámetros clave para el análisis paleoclimático (Concha et al., 2023).

Todos los parámetros necesarios para resolver la ecuación de espesor glaciar pueden obtenerse a partir del modelo de elevación digital (DEM), con excepción del esfuerzo de cizalla basal (τ) y del factor de forma (F). El esfuerzo de cizalla (τ) representa la resistencia ejercida por el sustrato subglaciar al desplazamiento del hielo a lo largo de las líneas de flujo. Por otro lado, el factor de forma (F) cuantifica la resistencia al flujo de hielo debido al rozamiento lateral contra las paredes del valle glaciar (Concha et al., 2023).

Para los paleoglaciares, donde no es posible medir directamente estas variables, el esfuerzo de cizalla se estima utilizando valores derivados de estudios previos en ambientes similares, mientras que el factor de forma se calcula empleando la formulación desarrollada por Nye (1952). Esta última fórmula permite representar matemáticamente el efecto de la geometría transversal del valle sobre el flujo glaciar, siendo esencial para obtener una reconstrucción realista del espesor de hielo a lo largo de cada línea de flujo.

$$f = \frac{A}{h \times p}$$

Donde:

- f = factor de forma (valor adimensional)
- A = área de la sección transversal (m^2)
- h = altura del hielo deducido de morrenas laterales y/o frontales (m)
- P = perímetro de la sección transversal (m)

Para el cálculo de estos datos son necesarias las secciones transversales de los valles donde se depositó el paleoglaciar. El cálculo de estos parámetros son fácilmente con el software ArcGIS a partir de la imagen DEM de la zona.

La corrección de este factor de forma permite reducir la incertidumbre de error de GlaRe en gran medida, siendo su valor típico el de 8.0 (Pellitero et al., 2016).

En la figura 11 se muestra un corte transversal de un valle del nevado Chicón con el perímetro (resaltado en amarillo) y el área demarcada con un polígono verde tenue.

Figura 43:

Corrección del factor de forma.



Nota: Modificado de Google Earth

Para la ejecución de la herramienta GlaRe se utilizaron dos capas de entrada fundamentales. La primera corresponde a una capa de tipo vector de líneas de flujo, las cuales fueron previamente digitalizadas en el software ArcGIS, siendo de suma importancia que su límite inferior y superior coincidan con el límite externo del paleoglaciario. Las líneas de flujo representan las trayectorias del transporte glaciario y constituyen el eje longitudinal para el cálculo del espesor de hielo (Concha et al., 2023).

La segunda capa corresponde al modelo de elevación digital (DEM) de la topografía basal del glaciario. Esta topografía fue generada utilizando la metodología GlaBTop, la cual modela la base del glaciario del año 2010. Dicha base representa la topografía que habría estado en contacto

con el hielo, y sobre la cual se ejecuta el cálculo del espesor glaciar en cada nodo generado a lo largo de las líneas de flujo (Pellitero et al., 2016; Concha et al., 2023).

Una vez obtenidos los espesores de hielo a lo largo de las líneas de flujo, interpolamos dichos valores utilizando la herramienta “*Topo to Raster*”, generando una superficie continua del espesor glaciar. Esta interpolación permitió crear una capa ráster para cada paleoglaciar, mostrando de manera detallada la distribución del espesor de hielo en tres dimensiones.

Estos resultados pueden verificarse con las alturas observables en campo, lo que puede brindar una estimación visual de un paisaje paleoglaciar anterior. En el caso de encontrarse discrepancias de volúmenes de paleoglaciares obtenidos con observaciones de campo, es necesario realizar algunas modificaciones al esfuerzo de cizalla basal.

Todas estas modificaciones permiten mejorar el modelo y reducir la incertidumbre de resultados crudos en GlaRe.

6.4. RESULTADOS E INTERPRETACIÓN DE LAS EXTENSIONES Y VOLÚMENES GLACIARES

El análisis de la cartografía geomorfológica y de los datos derivados de modelos de elevación digital permitió identificar y caracterizar glaciares actuales y los paleoglaciares del nevado Chicón.

6.4.1. Volúmenes glaciares para el año 2010 GlabTop

Mediante la imagen de elevación digital del año 2010 del nevado Chicón se obtuvieron los volúmenes glaciares mostrados en la figura 40.



ESCUELA PROFESIONAL DE INGENIERÍA GEOLOGICA

TESTIS: "ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO
GLACIAR EN EL VALLE CHICÓN - URUBAMBA,
CUSCO
UN APORTE A LA PALEOCLIMATOLOGÍA Y LOS
PELIGROS GEOLÓGICOS"

ESPESTORES GLACIARES 2010

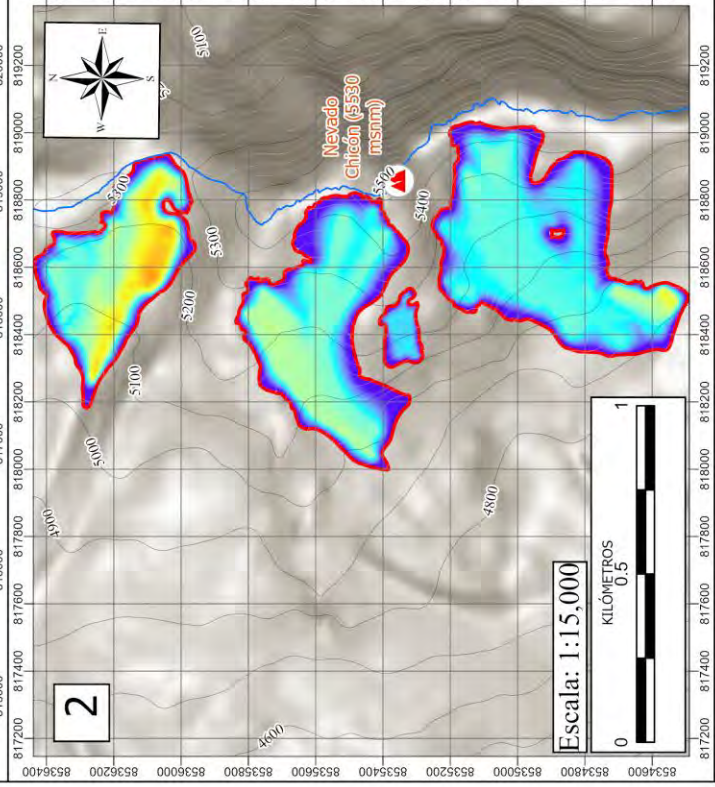
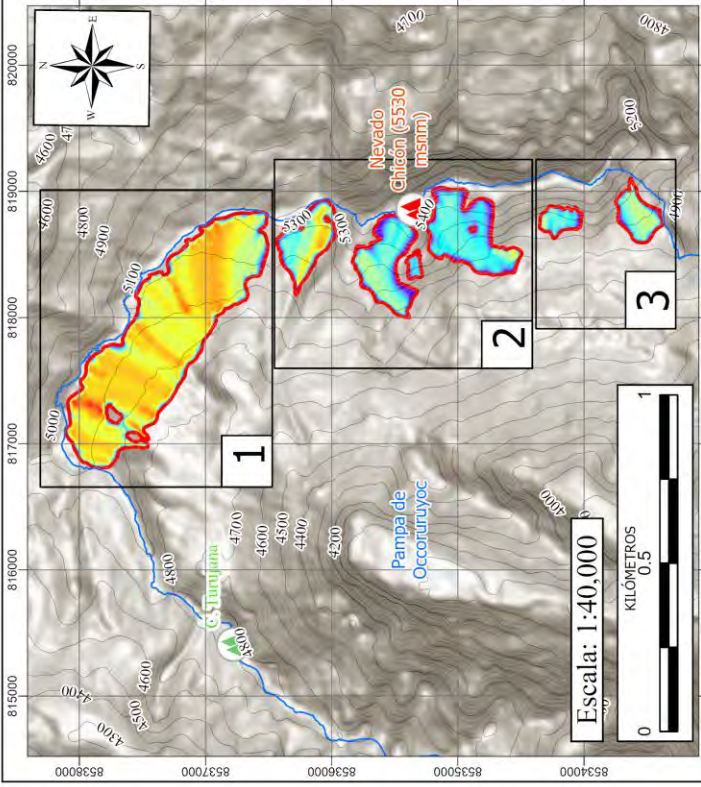
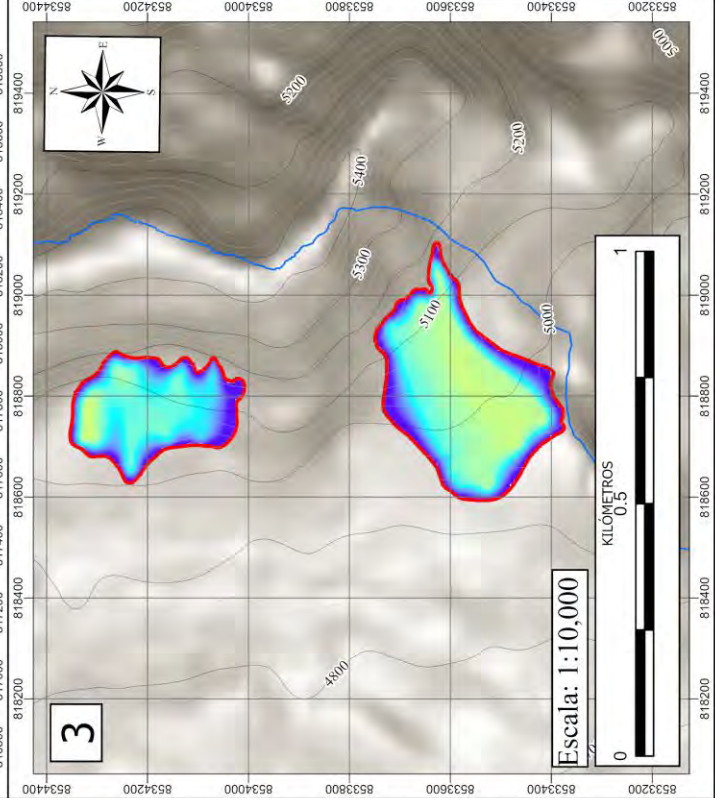
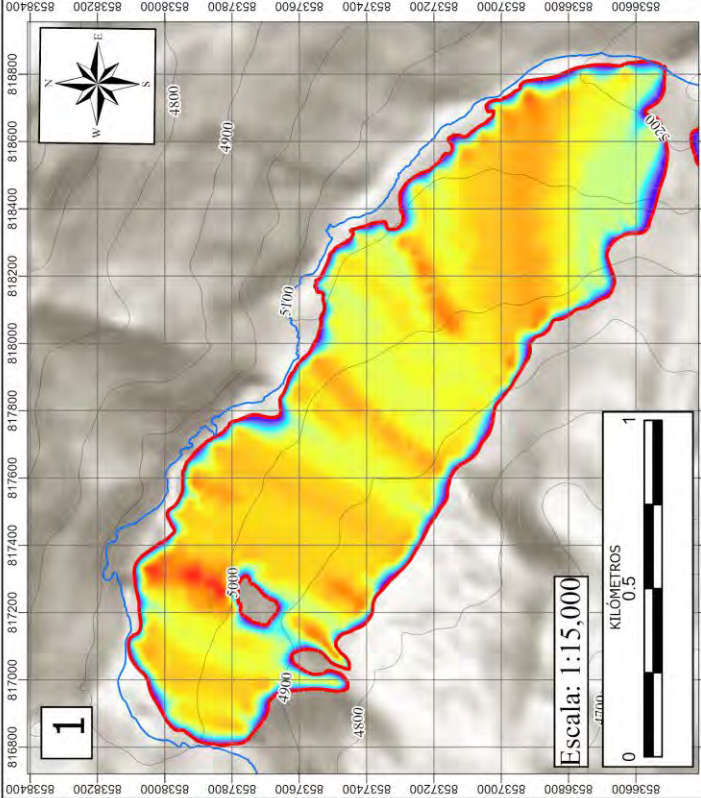
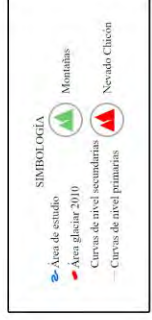
Nota: Modificado de World Topographic Map, por Vantor: Esri,
TomTom, Garmin, FAO y otros colaboradores, 2024

Testista: Bach. Yovmel V. Contreras Cayturo
Asesor: Mgt. José Dionicio Cárdenas Roque

Datum: WGS 1984
Proyección: Universal Transversal de Mercator
Zona: 18 Sur

País: Perú
Departamento: Cusco
Provincia: Urubamba
Distrito: Urubamba

FIGURA 44



6.4.2. Delimitación de paleoglaciares

A partir de la cartografía geomorfológica glacial y su esquematización (figura 34) se obtiene la delimitación de paleoglaciares para las diferentes edades: Pequeña Edad de Hielo, Younger Dryas, Oldest Dryas y Último Máximo Glacial.

6.4.3. Estimación de volúmenes de paleoglaciares

A partir de las extensiones glaciares, mediante la metodología GlaRe se hizo la estimación de los volúmenes paleoglaciares.



UNIVERSIDAD NACIONAL DE
SAN ANTONIO ABADEL DEL
CUSCO



FACULTAD DE INGENIERÍA
GEOLÓGICA, MINAS
Y METALÚRGICA

ESCUELA PROFESIONAL DE INGENIERÍA GEOLÓGICA

TESIS: "ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO
GLACIAR EN EL VALLE CHICÓN - URUBAMBA,
CUSCO

UN APOORTE A LA PALEOCLIMATOLOGÍA Y LOS
PELIGROS GEOLÓGICOS"

Nota: Modificado de World Topographic Map, por Vantor,
Esri, TomTom, Garmin, FAO y otros colaboradores, 2024

Testista: Bach. Yovmel V. Contreras Caytairo
Asesor: Mgt. José Dionicio Cárdenas Roque

Datum: WGS 1984
Proyección: Universal Transversal de Mercator
Zona: 18 Sur

País: Perú
Departamento: Cusco
Provincia: Urubamba
Distrito: Urubamba

ESCALA: 1:25,000

0 0.5 1
KILÓMETROS

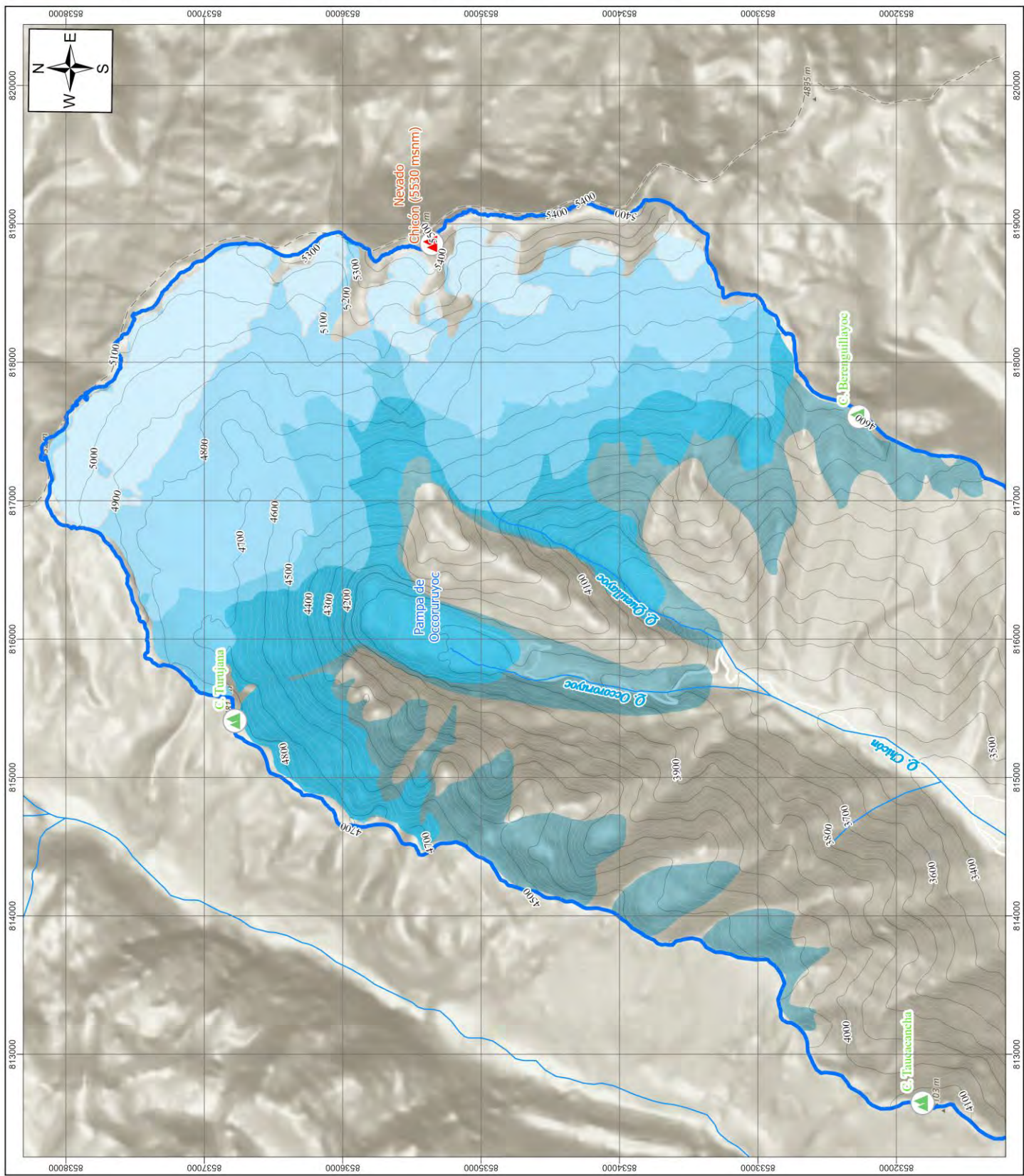
FIGURA 45

SIMBOLOGÍA

- Curvas de nivel primarias
- Curvas de nivel secundarias
- Red hídrica
- Montañas
- Avda de estudio

LEYENDA

- Extensión glaciar 2010
- Extensión glaciar PEH
- Extensión glaciar YD
- Extensión glaciar OD
- Extensión glaciar LGM





UNIVERSIDAD NACIONAL DE
SAN ANTONIO ABAD DEL
CUSCO
FACULTAD DE INGENIERÍA
GEOLÓGICA, MINAS
Y METALÚRGICA



ESCUELA PROFESIONAL DE INGENIERÍA GEOLÓGICA

TESIS: "ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO
GLACIAR EN EL VALLE CHICÓN - URUBAMBA,
CUSCO
UN APOORTE A LA PALEOCLIMATOLOGÍA Y LOS
PELIGROS GEOLÓGICOS"

VOLUMEN GLACIAR
PEQUEÑA EDAD DE HIELO

Nota: Modificado de World Topographic Map, por Vanitor;
Esri, TomTom, Garmin, FAO y otros colaboradores, 2024

Tesista: Bach. Yovmel V. Contreras Cayturo
Asesor: Mgt. José Dionicio Cárdenas Roque

Datum: WGS 1984
Proyección: Universal Transversal de Mercator
Zona: 18 Sur

País: Perú
Departamento: Cusco
Provincia: Urubamba
Distrito: Urubamba

Escala: 1:20,000

0 0.5 1
KILÓMETROS

FIGURA 46

SIMBOLOGÍA

- Nevado Chicón
- Curvas de nivel secundarias
- Red hidrográfica
- Área de estudio
- Montañas
- Extensión glaciaria PEH
- Curvas de nivel primarias

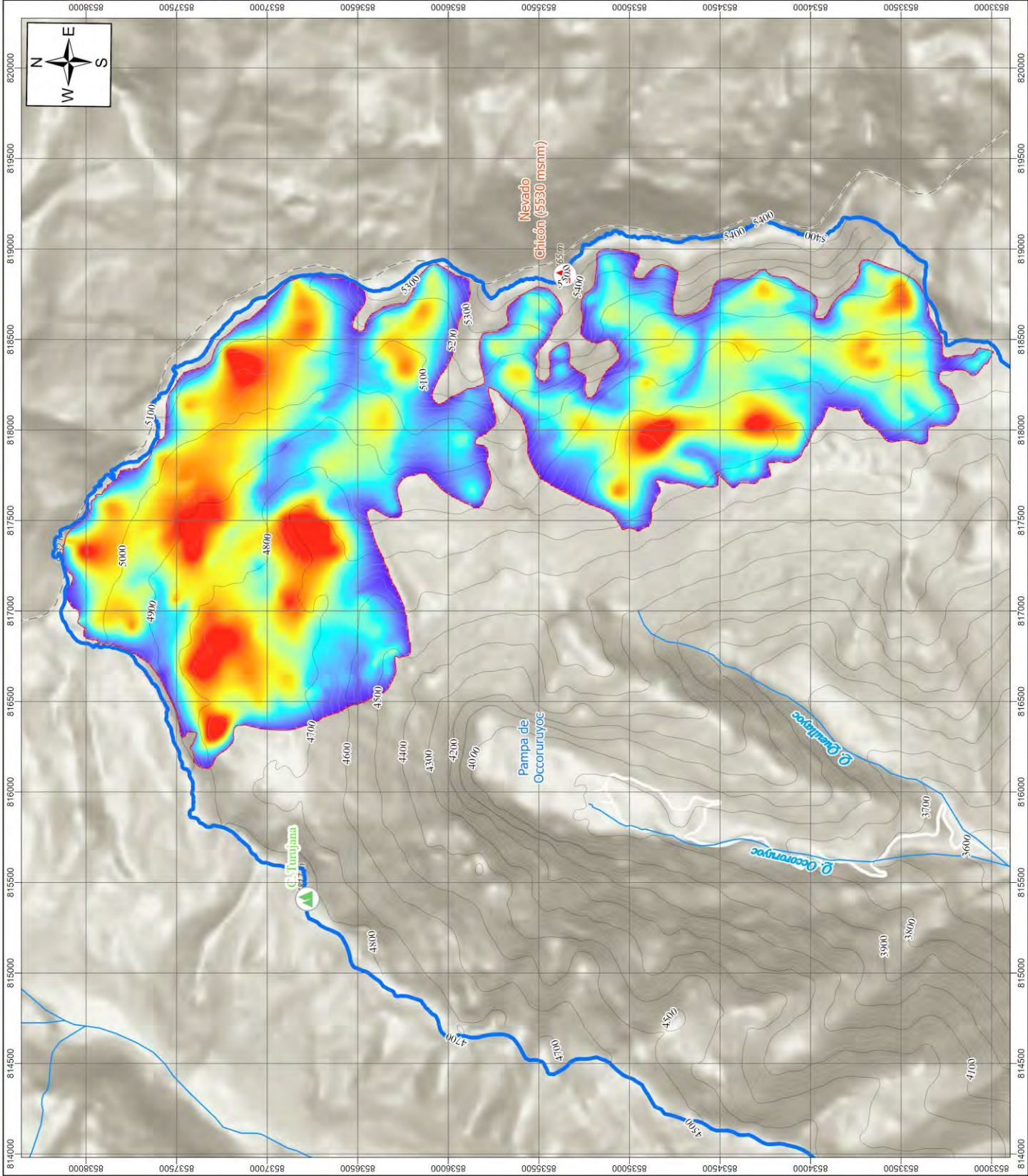
LEYENDA

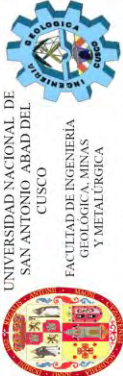
Volumen glaciario
PEH

Value

60
0

metros





UNIVERSIDAD NACIONAL DE
SAN ANTONIO ABADEL DEL
CUSCO

FACULTAD DE INGENIERÍA
GEOLOGÍA, MINAS
Y METALÚRGICA

TESIS: "ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO
GLACIAR EN EL VALLE CHICÓN - URUBAMBA,
CUSCO

UN APOORTE A LA PALEOCLIMATOLOGÍA Y LOS
PELIGROS GEOLÓGICOS"

VOLUMEN GLACIAR
YOUNGER DRYAS

Nota: Modificado de World Topographic Map, por Vanitor;
Esn. TomTom, Garmin, FAO y otros colaboradores, 2024

Tesista: Bach. Yovmel V. Contreras Cayturo
Asesor: Mgt. José Dionicio Cárdenas Roque

Datum: WGS 1984
Proyección: Universal Transversal de Mercator
Zona: 18 Sur

País: Perú
Departamento: Cusco
Provincia: Urubamba
Distrito: Urubamba

Escala: 1:20,000

0 0.5 1
KILÓMETROS

FIGURA 47

SIMBOLOGÍA

- Red hídrica
- Extensión glaciár YD
- Curvas de nivel primarias
- Curvas de nivel secundarias
- Área de estudio

LEYENDA

Volumen glaciár
Younger Dryas

Value

86
0

metros



UNIVERSIDAD NACIONAL DE
SAN ANTONIO ABADEL DEL
CUSCO
FACULTAD DE INGENIERÍA
GEOLÓGICA, MINAS
Y METALÚRGICA

ESCUELA PROFESIONAL DE INGENIERÍA GEOLÓGICA

TESIS: "ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO
GLACIAR EN EL VALLE CHICÓN - URUBAMBA,
CUSCO
UN APOORTE A LA PALEOCLIMATOLOGÍA Y LOS
PELIGROS GEOLÓGICOS"

VOLUMEN GLACIAR OLDEST DRYAS

Nota: Modificado de World Topographic Map, por Vanier,
Esci, TonTon, Gamin, FAO y otros colaboradores, 2024

Tesista: Bach. Yovmel V. Contreras Cayturo
Asesor: Mgt. José Dionicio Cárdenas Roque

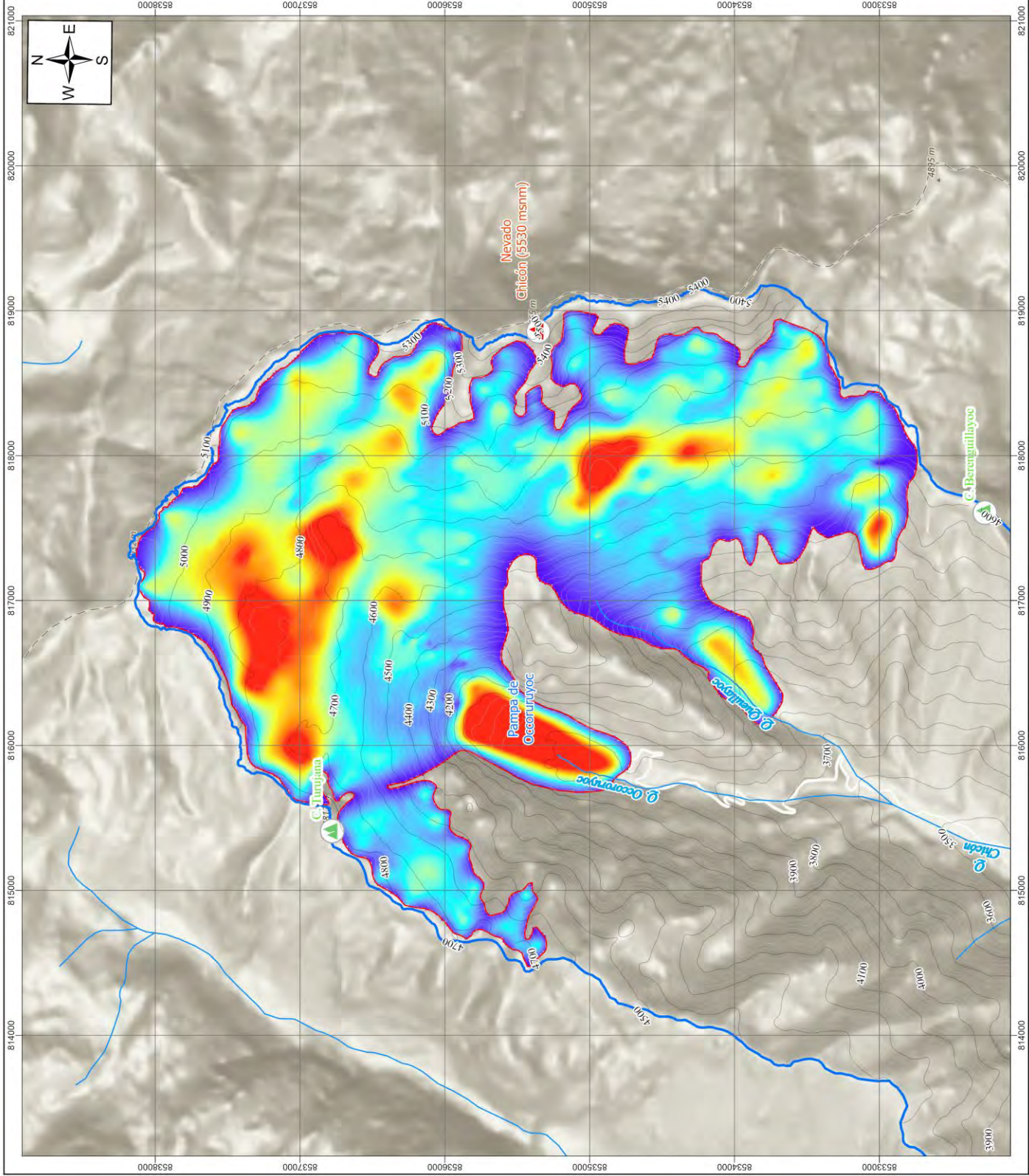
Datum: WGS 1984
Proyección: Universal Transversal de Mercator
Zona: 18 Sur

País: Perú
Departamento: Cusco
Provincia: Urubamba
Distrito: Urubamba

Escala: 1:25,000



FIGURA 48





UNIVERSIDAD NACIONAL DE
SAN ANTONIO ABAD DEL
CUSCO

FACULTAD DE INGENIERÍA
GEOLÓGICA, MINAS
Y METALÚRGICA



ESCUELA PROFESIONAL DE INGENIERÍA GEOLÓGICA

TESTIS: "ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO
GLACIAR EN EL VALLE CHICÓN - URUBAMBA,
CUSCO
UN APOORTE A LA PALEOCLIMATOLOGÍA Y LOS
PELIGROS GEOLÓGICOS"

VOLUMEN GLACIAR
LGM

Nota: Modificado de World Topographic Map, por Vantor,
Esri, TomTom, Garmin, FAO y otros colaboradores, 2024

Testista: Bach. Yovmel V. Contreras Cayturo
Asesor: Mgt. José Dionicio Cárdenas Roque

Datum: WGS 1984
Proyección: Universal Transversal de Mercator
Zona: 18 Sur

País: Perú
Departamento: Cusco
Provincia: Urubamba
Distrito: Urubamba

Escala: 1:25,000

0 0.5 1
KILÓMETROS

FIGURA 49

SÍMBOLOS

 Nevado Chicón

 Beranquilayoc

 Tancusancha

 Ocoruruyoc

 Chichón

 Tancusancha

 Ocoruruyoc

 Chichón

 Tancusancha

 Ocoruruyoc

 Chichón

 Tancusancha

 Ocoruruyoc

 Chichón

 Tancusancha

 Ocoruruyoc

 Chichón

 Tancusancha

 Ocoruruyoc

 Chichón

 Tancusancha

 Ocoruruyoc

 Chichón

 Tancusancha

 Ocoruruyoc

 Chichón

 Tancusancha

 Ocoruruyoc

 Chichón

 Tancusancha

 Ocoruruyoc

 Chichón

 Tancusancha

 Ocoruruyoc

 Chichón

 Tancusancha

 Ocoruruyoc

 Chichón

 Tancusancha

 Ocoruruyoc

 Chichón

 Tancusancha

 Ocoruruyoc

 Chichón

 Tancusancha

 Ocoruruyoc

 Chichón

 Tancusancha

 Ocoruruyoc

 Chichón

 Tancusancha

 Ocoruruyoc

 Chichón

 Tancusancha

 Ocoruruyoc

 Chichón

 Tancusancha

 Ocoruruyoc

 Chichón

 Tancusancha

 Ocoruruyoc

 Chichón

 Tancusancha

 Ocoruruyoc

 Chichón

 Tancusancha

 Ocoruruyoc

 Chichón

 Tancusancha

 Ocoruruyoc

 Chichón

 Tancusancha

 Ocoruruyoc

 Chichón

 Tancusancha

 Ocoruruyoc

 Chichón

 Tancusancha

 Ocoruruyoc

 Chichón

 Tancusancha

 Ocoruruyoc

 Chichón

 Tancusancha

 Ocoruruyoc

 Chichón

 Tancusancha

 Ocoruruyoc

 Chichón

 Tancusancha

 Ocoruruyoc

 Chichón

 Tancusancha

 Ocoruruyoc

 Chichón

 Tancusancha

 Ocoruruyoc

 Chichón

 Tancusancha

 Ocoruruyoc

 Chichón

 Tancusancha

 Ocoruruyoc

 Chichón

 Tancusancha

 Ocoruruyoc

 Chichón

 Tancusancha

 Ocoruruyoc

 Chichón

 Tancusancha

 Ocoruruyoc

 Chichón

 Tancusancha

 Ocoruruyoc

 Chichón

 Tancusancha

 Ocoruruyoc

 Chichón

 Tancusancha

 Ocoruruyoc

 Chichón

 Tancusancha

 Ocoruruyoc

 Chichón

 Tancusancha

 Ocoruruyoc

 Chichón

 Tancusancha

 Ocoruruyoc

 Chichón

 Tancusancha

 Ocoruruyoc

 Chichón

 Tancusancha

 Ocoruruyoc

 Chichón

 Tancusancha

 Ocoruruyoc

 Chichón

 Tancusancha

 Ocoruruyoc

 Chichón

 Tancusancha

 Ocoruruyoc

 Chichón

 Tancusancha

 Ocoruruyoc

 Chichón

 Tancusancha

 Ocoruruyoc

 Chichón

 Tancusancha

 Ocoruruyoc

 Chichón

 Tancusancha

 Ocoruruyoc

 Chichón

 Tancusancha

 Ocoruruyoc

 Chichón

 Tancusancha

 Ocoruruyoc

 Chichón

 Tancusancha

 Ocoruruyoc

 Chichón

 Tancusancha

 Ocoruruyoc

 Chichón

 Tancusancha

 Ocoruruyoc

 Chichón

 Tancusancha

 Ocoruruyoc

 Chichón

 Tancusancha

 Ocoruruyoc

 Chichón

 Tancusancha

 Ocoruruyoc

 Chichón

 Tancusancha

 Ocoruruyoc

 Chichón

 Tancusancha

 Ocoruruyoc

 Chichón

 Tancusancha

 Ocoruruyoc

 Chichón

 Tancusancha

 Ocoruruyoc

 Chichón

 Tancusancha

 Ocoruruyoc

 Chichón

 Tancusancha

 Ocoruruyoc

 Chichón

 Tancusancha

 Ocoruruyoc

 Chichón

 Tancusancha

 Ocoruruyoc

 Chichón

 Tancusancha

 Ocoruruyoc

 Chichón

 Tancusancha

 Ocoruruyoc

 Chichón

 Tancusancha

 Ocoruruyoc

 Chichón

 Tancusancha

 Ocoruruyoc

 Chichón

 Tancusancha

 Ocoruruyoc

 Chichón

 Tancusancha

 Ocoruruyoc

 Chichón

 Tancusancha

 Ocoruruyoc

 Chichón

 Tancusancha

 Ocoruruyoc

 Chichón

 Tancusancha

 Ocoruruyoc

 Chichón

 Tancusancha

 Ocoruruyoc

 Chichón

 Tancusancha

 Ocoruruyoc

 Chichón

 Tancusancha

 Ocoruruyoc

 Chichón

 Tancusancha

 Ocoruruyoc

 Chichón

 Tancusancha

 Ocoruruyoc

 Chichón

 Tancusancha

 Ocoruruyoc

 Chichón

 Tancusancha

 Ocoruruyoc

 Chichón

 Tancusancha

 Ocoruruyoc

 Chichón

 Tancusancha

 Ocoruruyoc

 Chichón

En la Figura 44 se muestra el análisis espacial del espesor glaciar, cuya distribución varía desde zonas delgadas (0–5 m en azul) hasta máximos superiores a 30 m (tonos cálidos), evidencia una relación directa entre la topografía del valle Chicón, las pendientes locales y los estilos de flujo que caracterizaron la dinámica glaciar pasada. En el mapa general y sus ampliaciones, se observa que los mayores espesores se concentran en depresiones topográficas amplias y de pendiente moderada de unos 30° aproximadamente, especialmente en el sector 1 y en parte del sector 2, donde la morfología indica un flujo más continuo y canalizado; estas áreas reflejan una morfogénesis activa favorecida por la pendiente, con un hielo de mayor espesor capaz de ejercer erosión significativa, modelar el fondo del valle sureste con un desplazamiento más eficiente por la litología del lecho rocoso y la pendiente abrupta que presenta este sector. En contraste, los sectores donde predominan espesores delgados, particularmente en laderas pronunciadas, umbrales rocosos y los glaciares pequeños y fragmentados del sector 3, corresponden a condiciones de morfogénesis pasiva, limitada principalmente a la acumulación superficial, el adelgazamiento temprano y un escaso efecto erosivo, controlado por la fuerte pendiente y la poca retención de masa glaciar. La transición entre estos dos comportamientos resalta cómo es determinante la estructura del relieve en la dinámica glaciar: las zonas de amplificación del espesor coinciden con cuencas de acumulación y ensanchamientos del valle, mientras que los estrechamientos, escarpes y pendientes fuertes favorecieron el adelgazamiento y la fragmentación del hielo. En conjunto, estas variaciones espaciales permiten reconstruir patrones coherentes de flujo glaciar, explican las diferencias en el modelado geomorfológico de cada sector y aportan un marco sólido para interpretar la evolución del sistema glaciar del valle Chicón.

Según el estudio elaborado por Huamán Cauti et al. (2023), su trabajo muestra que el nivel de riesgo por flujo de detritos en la quebrada de Chicón es inaceptable, más específicamente en los sectores donde la población está expuesta a desbordes, obstrucciones del cauce y

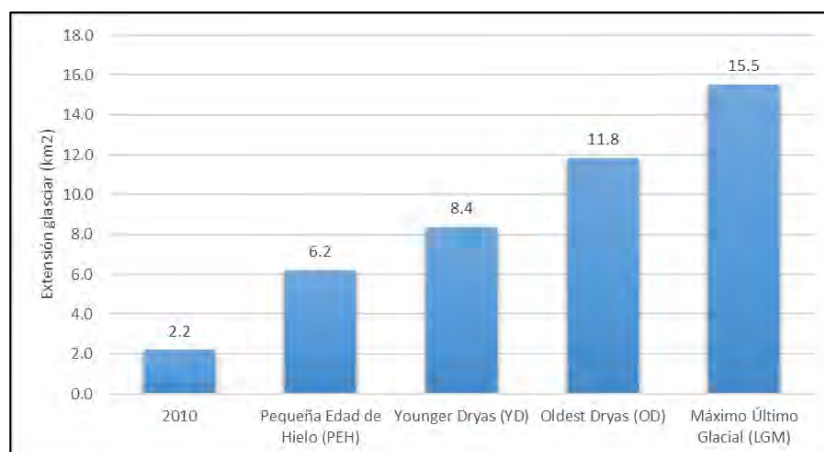
acumulación de material inestable. Esta condición observada requiere intervenciones inmediatas como el descolmatado periódico del cauce, el control estricto de la ocupación en la faja marginal y el refuerzo de la infraestructura de protección mediante gaviones en la parte media baja de la cuenca, con el fin de reducir tanto la probabilidad de ocurrencia como la vulnerabilidad de los asentamientos ubicados en los tramos críticos del valle. Además, el proceso de desglaciación observado en la parte alta de la cuenca puede inestable el terreno y favorecer el desprendimiento de bloques de hielo o detritos, lo cual podría desencadenar eventos de mayor magnitud. Todos los mapas mostrados anteriormente indican la evolución dinámica de la extensión y volumen a través de las diferentes edades.

Las variaciones de caudal no fueron medidas directamente; sin embargo, se infieren de manera indirecta a partir de la reducción del área y volumen glaciar, considerando el rol del hielo como reserva hídrica natural y su aporte estacional al caudal base de las quebradas altoandinas. El cuadro resumen con datos cuantitativos se muestran a continuación:

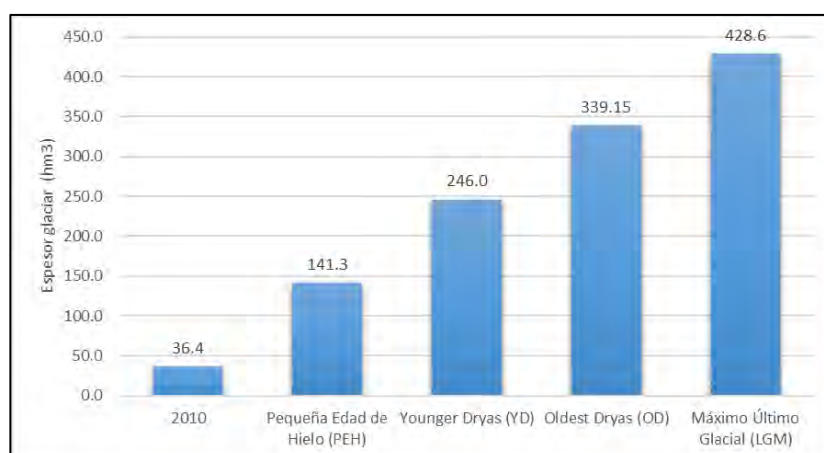
Tabla 6:

Cuadro resumen de extensiones y volúmenes glaciares del nevado Chicón en las diferentes edades

Escenario glaciar	Edad promedio	Extensión glaciar	Volumen Glaciar
	miles de años antes del presente (ma)	Km2	hm3
2010	-----	2.2	36.4
Pequeña Edad de Hielo (PEH)	0.4 ± 0.08	6.2	141.3
Younger Dryas (YD)	11.4 ± 1.08	8.4	246.0
Oldest Dryas (OD)	14.25 ± 1.44	11.8	339.15
Máximo Último Glacial (LGM)	31.8 ± 2.7	15.5	428.6

Figura 50:*Variación de la extensión glaciaria en el nevado Chicón*

Según la figura 50, tomando como referencia el LGM, cuando la extensión glaciaria alcanzaba aproximadamente 15,5 km², se observa un retroceso progresivo en las diferentes etapas. Durante el Oldest Dryas, el área glaciaria se redujo a 11,8 km², lo que representa una pérdida del 23,9 %. En el YD, la extensión descendió a 8,4 km², equivalente a una disminución del 45,8 % respecto al LGM. Para la Pequeña Edad de Hielo, el glaciar alcanzó 6,2 km², con una pérdida acumulada del 60,0 %. Finalmente, en 2010, el área glaciaria se redujo drásticamente a 2,2 km², lo que supone una pérdida total de 13,3 km², equivalente al 85,8 % de la superficie presente durante el LGM.

Figura 51:*Variación de volumen glaciario en el nevado Chicón a través de las diferentes épocas*

Según la figura 51, con respecto al LGM, el espesor glaciar mostró una disminución progresiva a lo largo del tiempo. Durante el OD se registró una pérdida aproximada de 54,65 hm³, equivalente al 20,87 % del espesor del LGM. En el YD la pérdida alcanzó los 111,49 hm³, lo que representa el 42,60 %. Para la PEH la reducción fue de 175,64 mh³, correspondiente al 67,03 %. Finalmente, en el año 2010, el espesor glaciar se redujo en 239,60 hm³, lo que equivale al 91,51 % del espesor presente durante el LGM.

La figura 52 muestra la distribución de la extensión glaciar según su espesor, expresada en porcentaje. El 40.0 % de la extensión glaciar corresponde a espesores entre 20 y 25 metros, siendo este el rango más representativo. En segundo lugar se encuentran los glaciares con espesores de 10 a 15 metros, que representan el 21.0 % del total, seguidos por los de 15 a 20 metros con un 17.9 %. Los espesores más reducidos, de 0 a 5 metros y de 5 a 10 metros, representan el 9.1 % y el 8.8 % respectivamente. El rango menos frecuente es el de 25 a 30 metros, con solo el 3.2 % de la extensión glaciar. En conjunto, la mayor parte de la extensión glaciar se concentra en espesores intermedios-altos, especialmente entre 20 y 25 metros, mientras que los espesores extremos, tanto bajos como altos, tienen menor representación.

Figura 52:

Distribución porcentual de la extensión glaciar según su espesor en el nevado Chicón para el año 2010

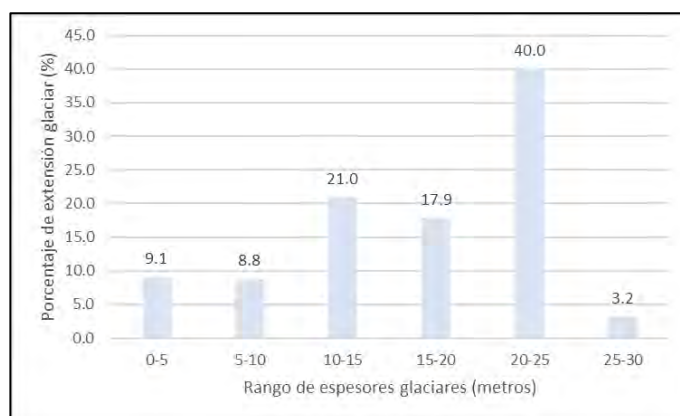
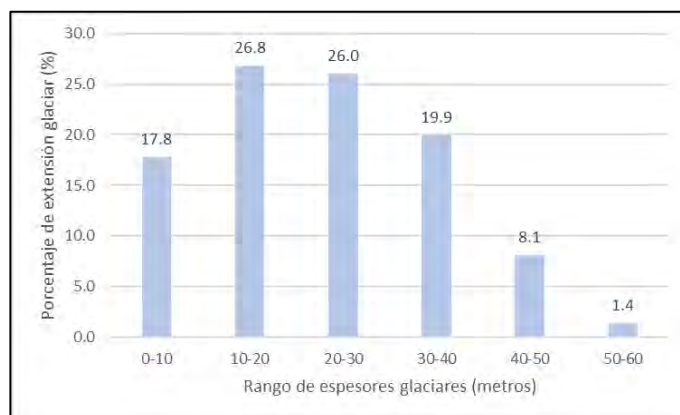


Figura 53:

Distribución porcentual de la extensión glaciaria según su espesor en el nevado Chicón para la Pequeña Edad de Hielo

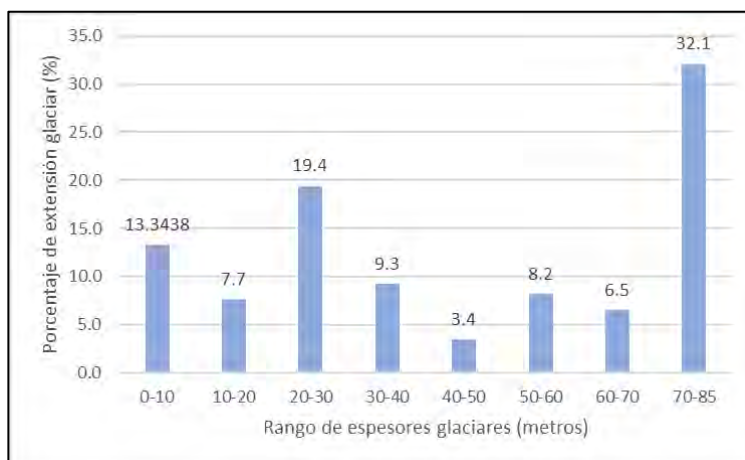


La figura 53 muestra que el 26.8 % de la extensión glaciaria corresponde a espesores entre 10 y 20 metros, siendo este el rango con más extensión, seguido muy de cerca por el rango de 20 a 30 metros, con un 26.0 %. En tercer lugar se encuentran los glaciares con espesores de 30 a 40 metros, que representan el 19.9 % del total. Los espesores más reducidos, de 0 a 10 metros, abarcan el 17.8 % de la extensión glaciaria. En el extremo de los espesores mayores, el rango de 40 a 50 metros representa el 8.1 %, mientras que el de 50 a 60 metros es el menos frecuente, con solo el 1.4 %. Las profundidades entre 0 y los 40 metros son más comunes, siendo las profundidades superiores a los 40 metros poco usuales, esto debido a que las depresiones más pronunciadas son puntuales.

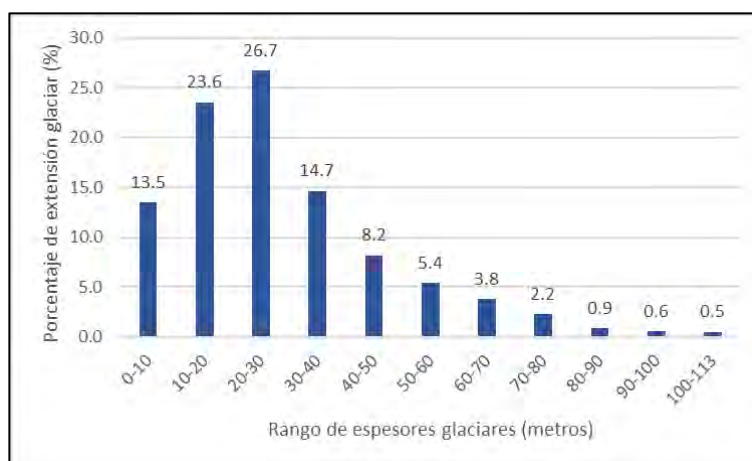
La figura 54 muestra que el 32.1 % de la extensión glaciaria corresponden a espesores entre 70 y 85 metros. Le sigue el rango de 20 a 30 metros, que tiene el 19.4 %, y luego el de 0 a 10 metros, con un 13.34 %. Los rangos de 30 a 40 metros y 50 a 60 metros representan el 9.3 % y el 8.2 % respectivamente. En menor proporción se encuentran los espesores de 10 a 20 metros con 7.7 % y de 60 a 70 metros con 6.5 %. El rango menos frecuente es el de 40 a 50 metros, que abarca solo el 3.4 % de la extensión glaciaria.

Figura 54:

Distribución porcentual de la extensión glaciaria según su espesor en el nevado Chicón para el Younger Dryas

**Figura 55:**

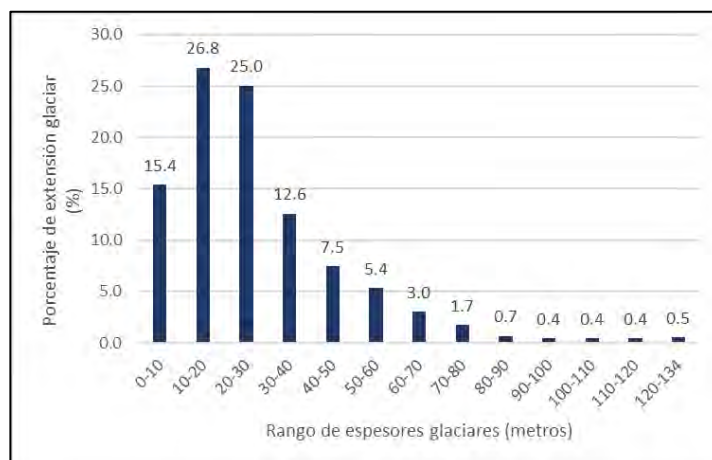
Distribución porcentual de la extensión glaciaria según su espesor en el nevado Chicón para el Oldest Dryas



Según la figura 55, el mayor porcentaje de extensión glaciaria, con 26.7 %, se concentra en el rango de 20 a 30 metros de espesor. Le siguen los rangos de 10 a 20 metros con 23.6 % y de 30 a 40 metros con 14.7 %. Los espesores más delgados, de 0 a 10 metros, representan un 13.5 % de la extensión. A partir de 40 metros de espesor el porcentaje disminuye progresivamente, con 8.2 % en 40 a 50 metros, 5.4 % en 50 a 60 metros, 3.8 % en 60 a 70 metros y 2.2 % en 70 a 80 metros. Los espesores superiores a 80 metros son poco frecuentes, con 0.9 % en 80 a 90 metros, 0.6 % en 90 a 100 metros y 0.5 % en 100 a 113 metros.

Figura 56:

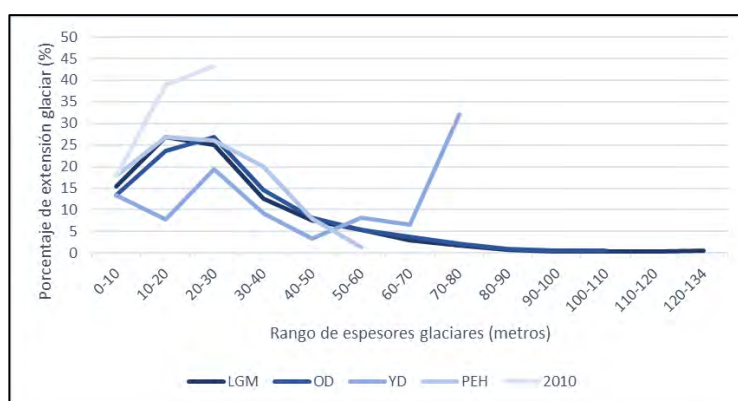
Distribución porcentual de la extensión glaciaria según su espesor en el nevado Chicón para el Último Máximo Glacial



La figura 56 muestra que el mayor porcentaje se encuentra en el rango de 10–20 metros con un valor de 26.8 %, seguido del rango de 20 - 30 metros con aproximadamente 25 %. El rango de 0 - 10 metros presenta alrededor de 15.4 %, mientras que el de 30 - 40 metros se sitúa con 12.6%. A partir de espesores mayores de 40 metros, el porcentaje disminuye progresivamente, registrando cerca de 7.5 % en 40 - 50 metros, 5.4 % en 50 - 60 metros, 3 % en 60 - 70 metros y 1.7 % en 70 - 80 metros. Los espesores superiores a 80 metros son poco frecuentes, con porcentajes inferiores al 1 % en los intervalos de 80 - 90 metros, 90 - 100 metros, 100 - 110 metros, 110 - 120 metros y 120 - 134 metros. Estos valores inferiores

Figura 57:

Resumen de las variaciones de volúmenes glaciares en el nevado Chicón



LGM, OD y YD

La figura 57 describe que el LGM, OD y YD muestran patrones similares, con máximos de extensión glaciaria en el rango de 20–30 metros, seguidos de porcentajes también elevados en 10 - 20 metros y 30 - 40 metros. La distribución es relativamente simétrica y con un descenso gradual hacia espesores mayores de 40 metros. En espesores superiores a 70 metros, el porcentaje es muy bajo, por debajo del 5 %, prácticamente desapareciendo en espesores mayores a 90 metros, esto debido a que estos espesores mayores suelen estar ubicados en la pampa de Occoruruyoc, que es una depresión muy pronunciada.

La curva correspondiente a la PEH es semejante en forma a las anteriores, pero con valores ligeramente inferiores en la franja de 20–30 metros y un ligero incremento en espesores más altos de 60 a 70 m, lo que sugiere que, en ese periodo, una pequeña parte del hielo se concentraba en zonas más gruesas.

La situación en 2010 es muy distinta. La mayor parte de la extensión glaciaria se concentra en espesores muy delgados (10–20 m y 20–30 m), con un pico que supera el 40 % en el rango de 20–30 metros.

La obtención de estos resultados se realizó a partir de la reclasificación del raster de espesores, utilizando rangos considerados óptimos para una mejor representación gráfica. Este procedimiento se llevó a cabo en el software ArcGIS Pro (ESRI), mientras que el tratamiento posterior de la información y la elaboración de los gráficos resultantes se realizaron en Microsoft Excel.

En cuanto al análisis de las tasas de desglaciación, se tomó en cuenta el intervalo de tiempo comprendido entre el final de la Pequeña Edad del Hielo y el año 2010, que corresponde al escenario más reciente modelado y evidenciado en este estudio del nevado Chicón. Se tomó en

cuenta este periodo porque representa el paso del último evento glaciar global histórico más reciente hacia un contexto más actual, asociado a la intervención humana.

Tabla 7:

Tasa de desglaciación de área y volumen glaciar del nevado Chicón

Intervalo de tiempo	Área (Km2)	Variación de área (Km2)	Desglaciación anual (m2/año)	Volumen (hm3)	Variación de volumen (hm3)	Desglaciación anual (hm3/año)
2010	2.22			36.4		
Pequeña Edad de Hielo	6.21	3.988	9969.93	141.3	104.9	0.26

Los resultados obtenidos muestran una reducción glaciar desde la Pequeña Edad de Hielo hasta el año 2010. En este periodo de tiempo el área glaciar pasó de 6.21 a 2.22 km², lo que representa una pérdida de 3.99 km², equivalente a más del 64.3 % de la superficie inicial. En cuanto al volumen, la reducción fue también significativa, mostrando una disminución de 141.3 hm³ a 36.4 hm³, es decir, una pérdida de 104.9 hm³ aproximadamente, lo que equivale a más del 74.2% del volumen inicial durante la Pequeña Edad de Hielo.

Estos números reflejan que el retroceso glaciar no ha sido lineal, sino muestra una clara evidencia de acelerado calentamiento global en los últimos siglos pasados. Esto muestra lo vulnerable y sensibles que pueden llegar a ser los glaciares tropicales andinos frente a las variaciones climáticas.

Es, en este entender que, estudios basados en metodologías a partir de trabajos como la cartografía geomorfológica glaciar, complementados con métodos de modelamiento de espesores y volúmenes como GlaBTop y GlaRe, constituyen herramientas indispensables para llenar ese vacío de información aún teniendo margen de mejora con la implementación de datos procedentes de dataciones absolutas de morrenas que disminuyen la incertidumbre para estos cálculos. La importancia de este tipo de investigaciones permiten cuantificar la magnitud de estos fenómenos de desglaciación en términos de área y volumen, aportando información

importante para la gestión del recurso hídrico, evaluación de riesgos y la comprensión de los cambios ambientales que afectan a las comunidades circundantes.

6.5.CORRELACIONES CON OTROS VALLES ANDINOS

El análisis de la evolución glaciaria no puede entenderse de manera aislada, sino dentro de un contexto regional. En los Andes centrales del Perú, muchos trabajos han documentado el retroceso glaciario. En la mayoría de estas investigaciones, además de la cartografía geomorfológica glaciaria, se han aplicado herramientas de modelamiento como GLABTop (Glacier Bed Topography model) y GLARE (Glacier Reconstruction), que permiten estimar espesores, volúmenes y balances de masa glaciaria en distintos escenarios paleoclimáticos pasados y presentes. El uso combinado de estas metodologías permite reconstruir las pérdidas glaciales en diferentes valles andinos, además de sugerir patrones de desglaciación.

Uno de estos trabajos lo describen Concha et al. (2023) en la cordillera de Pariaqaqa, donde reconstruyeron la evolución de los glaciares en los valles de Colquepucro, Piticocha y Mullococha mediante cartografía geomorfológica glaciaria y dataciones cosmogénicas. Sus resultados se describen a continuación:

Tabla 8:

Escenarios glaciares, su extensión y volúmenes para la cordillera de Pariaqaqa

Escenario glaciario	Extensión Colquepucro (km ²)	Extensión Piticocha (km ²)	Extensión Mullococha (km ²)	Volumen Colquepucro (hm ³)	Volumen Piticocha (hm ³)	Volumen Mullococha (hm ³)
2017	5.74	2.95	1.78	199.78	104.64	33.36
1962	10.27	4.38	3.79	540.05	242.36	151.05
PEH	16.27	9.3	6.5	1767.38	853.68	547.67
YD	23.4	13.36	18.38	2745.83	1452.47	2035.3
OD	28.07	16.58	23.69	4454.38	2053.39	3621.01
LGM	34.2	25.43	35.02	7479.67	5132.01	7213.8

Nota: Modificado de Concha, R., et al. (2023). Geomorfología y evolución glacial en el centro del Perú: vinculaciones entre las cordilleras Pariacaca (Lima) y Huaytapallana (Junín)

En el estudio realizado por Concha et al. (2023) en la Cordillera Blanca, en los valles glaciares de Parón y Chucchún, se reconstruyeron seis escenarios glaciares representativos para analizar su evolución en extensión y volumen glacial. Estos escenarios comprenden periodos climáticos clave como el Último Máximo Glacial (LGM), Oldest Dryas (OD), Younger Dryas (YD), la Pequeña Edad del Hielo (PEH), el año 1962 y el año 2016. Los resultados se muestran a continuación:

Tabla 9:

Escenarios glaciares, su extensión y volúmenes para los valles Parón y Chucchun

Escenario glacial	Extensión Parón (km ²)	Extensión Chucchún (km ²)	Volumen Parón (hm ³)	Volumen Chucchún (hm ³)
2016	19.4	8.8	713.9	316.5
1962	25.2	10.7	1552	580.4
PEH	36.5	13.4	3245.4	1061.6
YD	58.7	16.1	6283.8	1458.5
OD	-	16.7	-	1744.9
LGM	82.6	18.4	11821.5	2219.6

Nota: Modificado de Concha et al. (2023).

En la tabla 9 se muestra un síntesis comparativo de la extensión y el volumen glacial registrados en diferentes cordilleras y nevados del Perú como el Nevado Chicón, Cordillera Blanca (Parón y Chucchun) y Cordillera Pariacaca (Colquepucro, Piticocha y Mullococha) a lo largo de diversas épocas climáticas, abarcando desde el Último Máximo Glacial (LGM) hasta la época actual, incluyendo eventos paleoclimáticos relevantes como el Oldest Dryas, Younger Dryas y la Pequeña Edad de Hielo.

La comparación entre los valores de la Pequeña Edad de Hielo (PEH) y las mediciones más recientes evidencia un retroceso glacial pronunciado en todos los sistemas analizados en extensión y volumen glacial, aunque con variaciones según la ubicación y otro tipo de factores.

En el Nevado Chicón, la pérdida de extensión glaciaria alcanza el 64,5 % (de 6,2 km² a 2,2 km²), mientras que el volumen disminuye un 74,2 % (de 141,3 hm³ a 36,4 hm³).

En la Cordillera Blanca, según Concha et al. (2023), los glaciares Parón y Chucchun presentan reducciones en extensión del 46,8 % y 34,3 %, respectivamente, mientras que en volumen las pérdidas son del 78,0 % y 70,2 %. Todo esto sugiere que, aunque la reducción superficial ha sido significativa, la disminución en espesor (y por ende volumen) fue mayor.

En la Cordillera Pariacaca, los descensos en extensión son del 64,7 % en Colquepucro y el 72,6 % en Mullococha, mientras que la pérdida de volumen varía entre el 68,3 % y el 93,9 %. Piticocha (87,7 %) y Mullococha (93,9 %) destacan por sus pérdidas muy exageradas.

En síntesis, la comparación entre la PEH y las mediciones recientes revela que, a pesar de las diferencias en tamaño, altitud y localización, los porcentajes de pérdida en extensión y volumen se encuentran en rangos cercanos, con reducciones de extensión entre el 64 % y el 73 % y en volumen entre el 68 % y el 94 %. Esto sugiere que el retroceso glaciario es debido a un fenómeno climático regional común, evidenciando un patrón de pérdida homogéneo.

Tabla 10:

Cuadro comparativo de variaciones de extensiones y volúmenes glaciares en distintos valles

Época glaciaria	Nevado Chicón		Cordillera Blanca				Cordillera Pariacaca					
	Extensión glaciaria (Km ²)	Volumen glaciario (hm ³)	Extensión glaciaria (Km ²)	Volumen glaciario (hm ³)	Extensión glaciaria (Km ²)	Volumen glaciario (hm ³)	Extensión glaciaria (Km ²)	Volumen glaciario (hm ³)	Extensión glaciaria (Km ²)	Volumen glaciario (hm ³)	Extensión glaciaria (Km ²)	Volumen glaciario (hm ³)
Época actual	2.2	36.4	19.4	713.9	8.8	316.5	5.74	199.78	2.95	104.64	1.78	33.36
1962	-	-	25.2	1552	10.7	580.4	10.27	540.05	4.38	242.36	3.79	151.05
Pequeña edad de Hielo (PEH)	6.2	141.3	36.5	3245.4	13.4	1061.6	16.27	1767.38	9.3	853.68	6.5	547.67
Younger Dryas	8.4	246	58.7	6283.8	16.1	1458.5	23.4	2745.83	13.36	1452.47	18.38	2035.3
Oldest Dryas	11.8	339.15	-	-	16.7	1744.9	28.07	4454.38	16.58	2053.39	23.69	3621.01
LGM	15.5	428.6	82.6	11821.5	18.4	2219.6	34.2	7479.67	25.43	5132.01	35.02	7213.8
Δ Época actual y PEH	64.5	74.2	46.8	78.0	34.3	70.2	64.7	88.7	68.3	87.7	72.6	93.9

6.6. ANÁLISIS CUANTITATIVO DE ÁREAS, VOLÚMENES Y PENDIENTES CRÍTICAS PARA LA EVALUACIÓN DE RIESGOS

Se utilizó un Modelo Digital de Elevaciones (DEM) del Alaska Satellite Facility proyectado en UTM (WGS84, zona 19 S) con resolución de 30 m, recortado al polígono del valle Chicón. A partir del DEM se calculó la pendiente superficial. El raster se reclasificó en cinco clases (0–5°, 5–15°, 15–25°, 25–45°, >45°) con el objetivo de relacionar gradientes topográficos con la susceptibilidad a movimientos en masa.



UNIVERSIDAD NACIONAL DE
SAN ANTONIO ABAAD DEL
CUSCO
FACULTAD DE INGENIERÍA
GEOLOGICA, MINAS
Y METALURGICA
ESCUELA PROFESIONAL DE INGENIERIA GEOLOGICA

TESIS: "ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO
GLACIAR EN EL VALLE CHICÓN - URUBAMBA,
CUSCO
UN APOORTE A LA PALEOCLIMATOLOGÍA Y LOS
PELIGROS GEOLÓGICOS"

**MAPA DE
PENDIENTES**

Nota: Modificado del Alaska Satellite
Facility

Tesista: Bach. Yovmel V. Contreras Cayturo
Asesor: Mgt. José Dionicio Cárdenas Roque

Datum: WGS 1984
Proyección: Universal Transversal de Mercator
Zona: 18 Sur

País: Perú
Departamento: Cusco
Provincia: Urubamba
Distrito: Urubamba

ESCALA: 1:40,000

0 0.5 1
KILOMETROS

FIGURA 54

SIMBOLOGÍA

-  Nevado Chicón
-  Montañas
-  Centros poblados
-  Red vialica
-  Área de estudio

LEYENDA

Pendiente

-  0° - 5°
-  5° - 15°
-  15° - 25°
-  25° - 45°
-  >45°

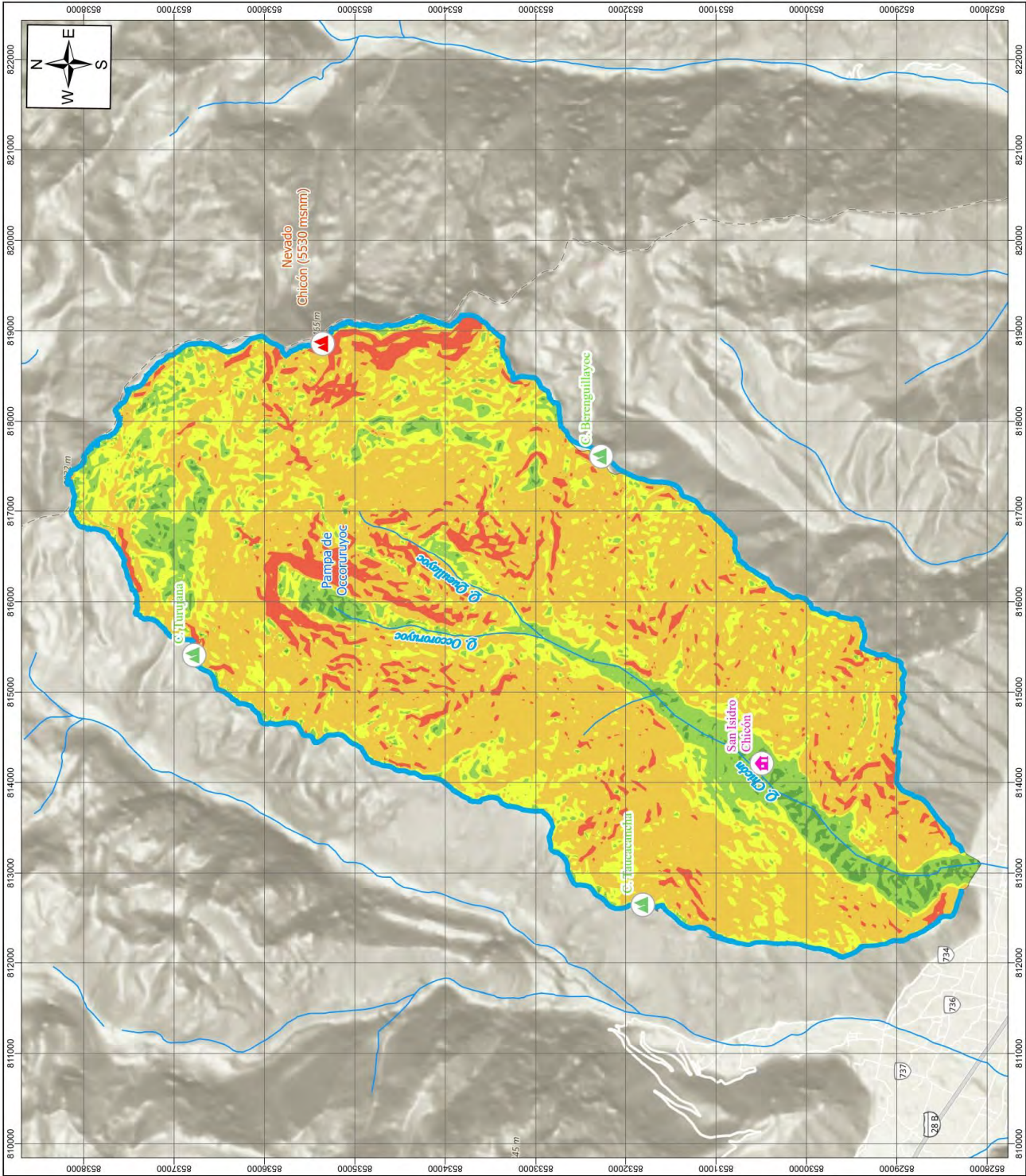


Tabla 11*Porcentaje de pendientes del Valle Chicón*

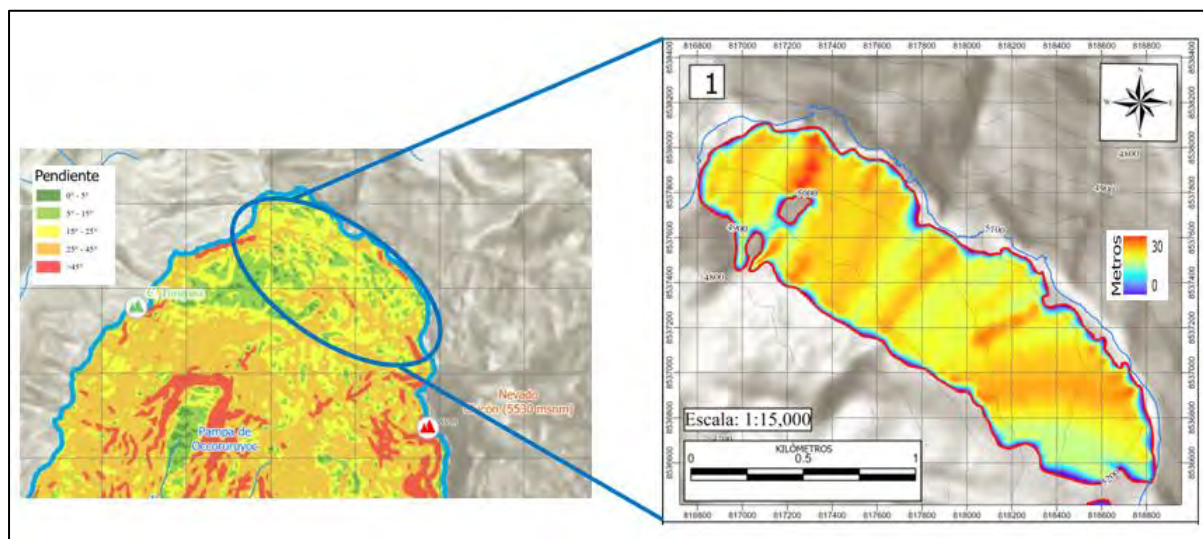
Categoría de pendiente	Rango (°)	Descripción	Área (%)
Pendiente muy escarpada	$> 45^\circ$	Laderas abruptas, crestas supraglaciares con alta susceptibilidad a caídas y desprendimientos.	8.15
Pendiente muy fuerte a empinada	$25^\circ - 45^\circ$	Sectores inestables, pendientes generadas por erosión del vasillo, superficies erosionadas propensas a deslizamientos.	58.54
Pendiente fuerte	$15^\circ - 25^\circ$	Áreas moderadamente inestables, con erosión de transporte de sedimentos.	20.48
Pendiente moderada	$5^\circ - 15^\circ$	Laderas con estabilidad relativa pero susceptibles a erosión superficial, ubicadas en las partes semi llanas contiguas al Río Chicón y pequeñas mesetas generadas por morrenas de la PEH	10.99
Terrenos llanos o con pendientes suaves	$0^\circ - 5^\circ$	Fondos de valle, pampas y zonas de acumulación de sedimentos fluviales; susceptibles a inundaciones y flujos torrenciales.	1.85

La distribución de pendientes del valle Chicón, resumida en la Tabla 11, refleja una geomorfología fuertemente controlada por la historia glaciaria y los procesos erosivos; las pendientes muy escarpadas ($>45^\circ$) constituyen el 8.15 % del área y se localizan en paredes y crestas supraglaciares y en el abrupto cambio de pendiente asociado a la cubeta de sobreexcavación de la Pampa de Occoruruyoc (Figura 54), por lo que presentan muy alta susceptibilidad a caídas de roca y desprendimientos. Las pendientes muy fuertes a empinadas ($25^\circ-45^\circ$) abarcan el 58.54 % del territorio y se distribuyen a lo largo de laderas modeladas por la erosión glaciaria y fluvial; en el mapa aparecen como amplias franjas y concentran el alto potencial de deslizamientos, particularmente donde existen depósitos morrénicos o materiales poco consolidados. Las pendientes fuertes ($15^\circ-25^\circ$) ocupan el 20.48 % y funcionan como zonas de transición con predominio de procesos de transporte de sedimentos. La clase de pendiente moderada ($5^\circ-15^\circ$) comprende el 10.99 %, dominando sectores semi-llanos contiguos al río Chicón y pequeñas mesetas morrénicas que, pese a su relativa estabilidad, son vulnerables a la erosión superficial. Finalmente, los terrenos llanos o de pendiente suave ($0^\circ-$

5°) representan el 1.85 % y corresponden a fondos de valle y pampas que actúan como zonas de acumulación y recepción de flujos torrenciales.

Figura 59:

Contraste entre las pendientes y los espesores glaciares en el sector norte del valle Chicón



Nota: Modificado del Alaska Satellite Facility

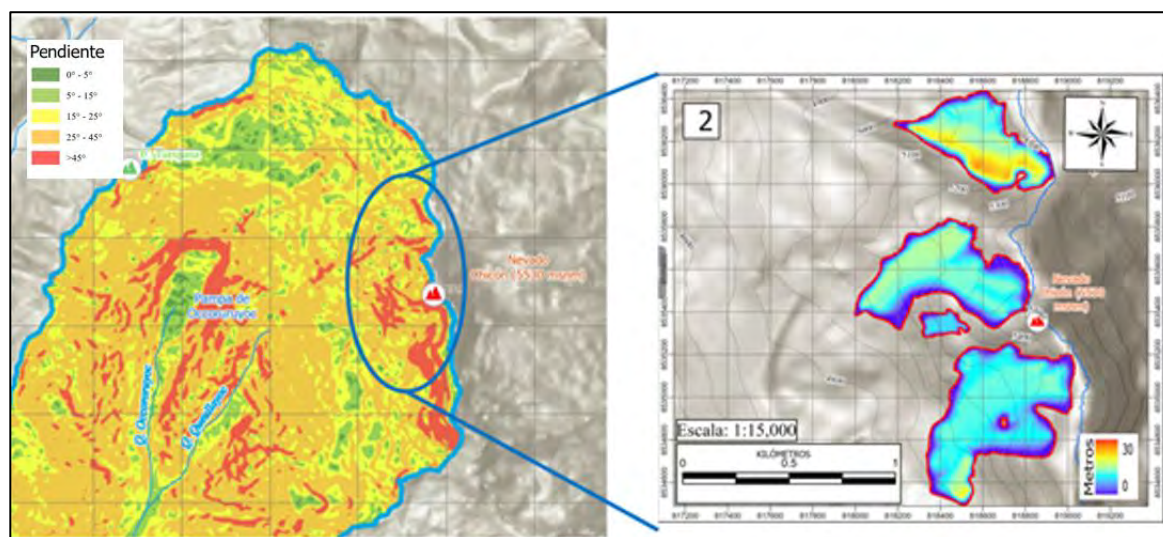
La figura 55 muestra que las áreas con pendientes muy fuertes a escarpadas (25° - 45° y $>45^{\circ}$) se concentran en el tramo superior del valle, donde el glaciar alcanzó sus mayores espesores de hasta 30 metros en varios puntos. Este patrón indica que la sobreexcavación glaciaria generó un valle profundo y de paredes empinadas, cuya estabilidad actual se ha visto reducida debido al retiro del hielo que antes actuaba como soporte lateral. Así, las zonas en amarillo intenso y rojo del mapa de pendientes coinciden espacialmente con los bordes del volumen glaciario representado en la figura derecha, lo que evidencia que los taludes más pronunciados corresponden a superficies sometidas a un rápido ajuste postglacial, donde predominan grietas, fracturamiento y descalces estructurales.

Asimismo, el contraste entre el fondo más suavizado del antiguo lecho glaciario (pendientes menores a 15°) y las laderas abruptas laterales sugiere la presencia de un circo glaciario de sobreexcavación en la parte alta del valle. Este tipo de morfología es característico de glaciares

con elevada capacidad erosiva y genera entornos favorables para la acumulación de agua (como la laguna Riticcocha), depósitos morrénicos inestables. Las zonas donde el glaciar alcanzó mayor espesor coinciden con pendientes actualmente moderadas, lo que indica que el basamento fue fuertemente erosionado, mientras que los sectores donde el espesor descende rápidamente hacia los bordes coinciden con taludes críticos, hoy susceptibles a deslizamientos. Desde la perspectiva de riesgos geológicos, esta superposición revela dos zonas críticas; el borde occidental del volumen glaciar, donde la pendiente supera los 25° y el relieve muestra cambios bruscos asociados al derrumbe de antiguas morrenas además del margen oeste, donde las paredes empinadas se desprenden del valle colgado superior y muestran continuidad estructural favorable a caídas de roca. Esto confirma que la geomorfología actual es el resultado de una profunda erosión glaciar seguida de un periodo de inestabilidad postglacial, en el que el retiro del hielo dejó expuestos taludes jóvenes, sobreempinados y altamente susceptibles a procesos de remoción en masa, constituyendo zonas prioritarias para la evaluación de riesgos en la cuenca del río Chicón.

Figura 60:

Contraste entre las pendientes y los espesores glaciares en el sector norte del valle Chicón



Nota: Modificado del Alaska Satelity Facility

En la figura 56, en los sectores altos del valle predominan pendientes mayores a 25° e incluso superiores a 45° , asociadas a laderas muy abruptas y zonas de circo donde históricamente se alojaron los cuerpos de hielo más dinámicos. Estas áreas coinciden con los mayores espesores estimados en los modelos de volumen glaciar, que superan los 25 metros. La presencia de una pendiente abrupta en el sector sur del flanco oeste incrementa la inestabilidad del terreno, ya que favorece el desprendimiento de bloques de hielo y rocas, los cuales pueden movilizar grandes volúmenes de material durante su descenso. Este proceso podría desencadenar flujos de detritos o avalanchas mixtas que representan un riesgo significativo para las zonas ubicadas valle abajo.

La superposición entre el mapa de pendientes y las unidades glaciales pone de manifiesto que la geometría y el espesor del hielo pasado controlaron la configuración actual de taludes y morrenas; en consecuencia, el retroceso glaciar ha dejado expuestas grandes áreas empinadas y depósitos inestables que podrían favorecer caídas de rocas, deslizamientos y flujos de detritos con implicancias directas para la infraestructura y la población aguas abajo.

CAPÍTULO VII: GEOINDICADORES DE LOS CAMBIOS CLIMÁTICOS

7.1. ALTITUDES DE LA LÍNEA DE EQUILIBRIO GLACIAR (ELAs)

La línea de equilibrio glaciar (ELA) se refiere a la altitud en la que, al final del año hidrológico, la ganancia de masa por acumulación es equivalente a la pérdida por ablación, siendo el límite entre ambas zonas del glaciar (Glaciología.cl, s. f.)

La ELA presenta una alta sensibilidad frente a cambios en la temperatura y la precipitación, por lo que se considera un geoindicador clave para evaluar el impacto del cambio climático en los glaciares tropicales (Kaser & Osmaston, 2002).

Se reconocen diversos tipos de líneas de equilibrio glaciar (ELA), entre ellas la climática, la geomorfológica y la de monitoreo. La ELA de monitoreo se determina a partir de mediciones directas in situ realizadas en el propio glaciar. La ELA climática se calcula empleando datos obtenidos de estaciones meteorológicas instaladas sobre el glaciar, mientras que la ELA geomorfológica se estima a través del análisis de la morfología e hipsometría de los glaciares. (Luna & Astete, 2017)

7.2. MÉTODO PARA ESTIMAR LA ELA GEOMORFOLÓGICA

7.2.1. Método MELM (*Maximum Elevation of Lateral Moraines*)

Este método se basa, como indica su nombre, en la determinación de la cota máxima alcanzada por las morrenas laterales de un glaciar para estimar la altitud de la línea de equilibrio (ELA) de un periodo glaciar específico. Esto surge a partir de que las morrenas laterales, formadas por la acumulación de sedimentos en los márgenes del glaciar, registran aproximadamente la altitud de la ELA durante el máximo avance glaciar (Porter, 2001; Benn y Evans, 2010).

El método MELM consiste en identificar en el terreno o mediante imágenes satelitales o mapas topográficos, la mayor elevación de las morrenas laterales en un nivel considerable de

conservación. Esta cota se toma como una aproximación directa de la ELA para el momento en que se depositaron los mencionados sedimentos (Osmaston, 2005).

Lo que hace efectivo al método MELM es su simplicidad, ya que no requiere datos glaciológicos extensos, siendo así útil para el estudio de paleoglaciares (Ballantyne, 2002). Uno de los problemas que enfrenta esta metodología es la alteración de dichas morrenas laterales por efectos erosivos y de meteorización, esto puede llegar a sobre estimar o subestimar el valor real de la ELA (Benn y Evans, 2010).

7.2.2. Método EL (*Equilibrium Line*)

Este método consiste en determinar la ELA a partir de la observación directa de rasgos morfológicos que marcan la transición entre la zona de acumulación y la zona de ablación en un glaciar. Estos indicadores pueden ser el límite visible entre el hielo limpio y el hielo cubierto por detritos, cambios abruptos en la pendiente, o transiciones en la coloración y textura superficial del hielo o la nieve. La identificación puede realizarse mediante trabajo de campo o imágenes satelitales (Clapperton, 1975; Porter, 1975; Osmaston, 2005).

La principal ventaja de este método es su simplicidad y poco requerimiento de datos, lo que permite aplicarlo rápido y fácilmente, incluso en zonas remotas. Un tema a tratar es su precisión, ya que depende de la experiencia del investigador, las condiciones de visibilidad y el estado estacional del glaciar en el momento de la observación. Esto hace que sea más confiable como una estimación preliminar (Osmaston, 2005).

7.2.3. Método THAR (*Toe-to-Headwall Altitude Ratio*)

Este método aplica una relación empírica entre la altitud de la lengua glaciar (toe) y la altitud de la cabecera rocosa (headwall). La relación más utilizada se encuentra entre 0,5 y 0,6, lo que

implica que la ELA se ubique aproximadamente a la mitad o un poco más alta del rango altitudinal total del glaciar (Meierding, 1982; Benn y Lehmkuhl, 2000).

La aplicación requiere observar con precisión las cotas (máxima y mínima) del glaciar y luego calcular la ELA mediante la fórmula:

$$ELA = Z_{toe} + THAR \times (Z_{headwall} - Z_{toe})$$

Donde Z_{toe} es la altitud de la lengua y $Z_{headwall}$ la altitud de la cabecera rocosa. Este método es de aplicación rápida y no necesita el valor de balance de masa, por lo que es adecuado para glaciares actuales y paeloglaciares. En cuanto a su precisión, esta depende de una correcta elección del valor THAR según el contexto climático y topográfico, además puede verse afectada por formas de relieve que no indican condiciones de equilibrio (Osmaston, 2005).

7.2.4. Método de la altitud mediana

Este método consiste en determinar la altitud que divide en dos partes iguales el área superficial de un glaciar. Se basa en la correlación observada entre la altitud mediana y la ELA medida en glaciares con datos de balance de masa (Braithwaite y Raper, 2009).

Su facilidad de aplicación lo ha convertido en un estándar para inventarios glaciares y estudios regionales, especialmente cuando se dispone de cartografía glaciar y un DEM. Sin embargo, no considera explícitamente el gradiente de balance de masa ni factores microclimáticos (lo que sí incluye la metodología AABR), por lo que puede introducir sesgos en glaciares con áreas muy irregulares o de regiones con condiciones climáticas extremas (Osmaston, 2005).

7.2.5. Método AABR (Area–Altitude Balance Ratio)

Consta de un método semi-analítico que combina la distribución altitudinal del área glaciar con un gradiente hipotético de balance de masa. Se ajusta la ELA de modo que el balance neto entre acumulación y ablación sea igual a cero (Osmaston, 2005; Rea, 2009). Para ello, se requiere un modelo digital de elevación (DEM) del glaciar, así como la cartografía detallada

de su superficie. A diferencia del método de la altitud mediana, el AABR incorpora explícitamente un gradiente de balance de masa, lo que permite modelar condiciones más realistas y adaptar el cálculo a varios escenarios climáticos. Lo que lo hace destacar es la capacidad de producir estimaciones más representativas, aunque su limitante es la necesidad de mayor cantidad de datos y su tedioso procesamiento, además de la dependencia de la calidad del DEM utilizado (Rea, 2009).

El método AABR se implementa a partir de la delimitación precisa de las superficies glaciares utilizando imágenes satelitales recientes y herramientas de análisis geoespacial en un Sistema de Información Geográfica (SIG). Posteriormente, se emplea un Modelo Digital de Elevación (DEM) para extraer la distribución altitudinal del área del glaciar en intervalos de 20 metros, lo que permite caracterizar con detalle la proporción de superficie en la zona de acumulación y en la zona de ablación. (Granados Alegre, 2021)

Para el cálculo, se define un Balance Ratio (BR), que representa la relación entre la tasa de acumulación y la tasa de ablación. Granados Alegre (2021) adopta un valor BR de 1,75, en concordancia con lo propuesto por Rea (2009), por ser un valor representativo para glaciares tropicales. El método consiste en iterar diferentes valores de ELA y recalcular el balance de masa teórico en cada caso, hasta identificar el valor de ELA que iguala la acumulación con la ablación, es decir, cuando el balance neto es cero.

Según Osmaston (2005), este procedimiento presenta la ventaja de adaptarse a glaciares con geometrías irregulares y de ofrecer resultados más robustos que métodos puramente geométricos, ya que incorpora la variación altitudinal de la acumulación y la ablación. Sin embargo, la precisión depende en gran medida de la calidad del DEM, la delimitación correcta de los polígonos glaciares y la elección adecuada del BR, pues un valor no representativo para las condiciones locales puede inducir sesgos en la estimación de la ELA.

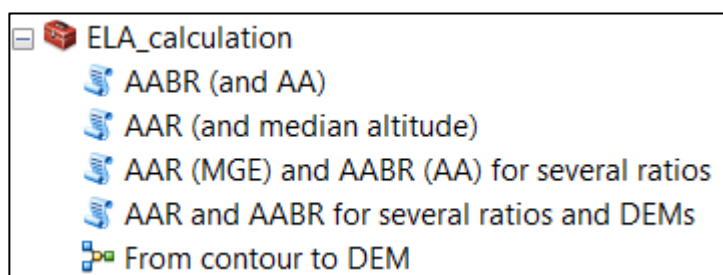
7.3.RESULTADOS E INTERPRETACIÓN SOBRE LAS ELAs GLACIARES Y PALEOTEMPERATURAS

Para el cálculo de la ELA actual (2010) y de las paleoELAs correspondientes a diferentes edades, se empleó la metodología AABR (Area-Altitude Balance Ratio).

En el caso del año 2010, el proceso requirió como insumo las delimitaciones glaciares del año 2010. Con esta información y un modelo de elevación digital (DEM) que incluye tanto la topografía del terreno como el volumen glaciar de 2010, se utilizó la herramienta ELA_CALCULATION (extensión de la caja de herramientas de ArcGIS).

Figura 61:

Extensión de la caja de herramientas "ELA_CALCULATION" en ArcGis.



Nota: Obtenido de ArcGis

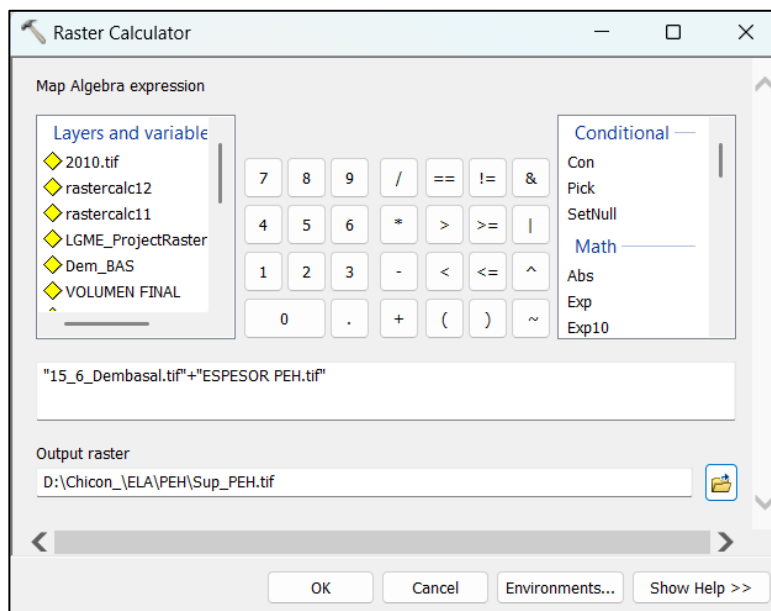
Dentro de esta herramienta se ejecutó la opción “AAR (MGE) and AABR (AA) for several ratios”, que calcula la ELA aplicando tanto el método AAR (Accumulation Area Ratio) como el AABR, probando diferentes valores de ratio. Los resultados se muestran en EL ANEXO 02 para el año 2010 y en los anexos 3, 4, 5 y 6 para la Pequeña Edad de Hielo, Ypungar Dryas, Oldest Dryas Y LGM respectivamente

Para el cálculo de las paleoELAs, primero fue necesario estimar los espesores glaciares con el modelo GlaRe y obtener la topografía basal a partir de GlabTop. Ambos resultados se combinaron en un único modelo de elevación glaciar mediante la herramienta “Raster Calculator” de ArcGis. Una vez reconstruida la superficie glaciar para cada edad, se aplicó la

herramienta ELA_CALCULATION siguiendo el mismo procedimiento que para el año 2010, obteniendo así las paleoELAs.

Figura 62:

Proceso de adición de la topografía basal y espesores glaciares en Raster Calculator



Nota: Obtenido de ArcGis

Según Concha Niño de Guzmán (2015), en su tesis sobre la evolución glaciaria en los nevados Salcantay y Humantay, se reconstruyó la altitud de la línea de equilibrio glaciaria (ELA) para diversos escenarios, utilizando un Balance Ratio (BR) de 1.0. Dada la proximidad geográfica de estos nevados con el Chicón y ante la ausencia de datos directos de balance de masa para este último, en la presente investigación se adopta igualmente un BR de 1.0.

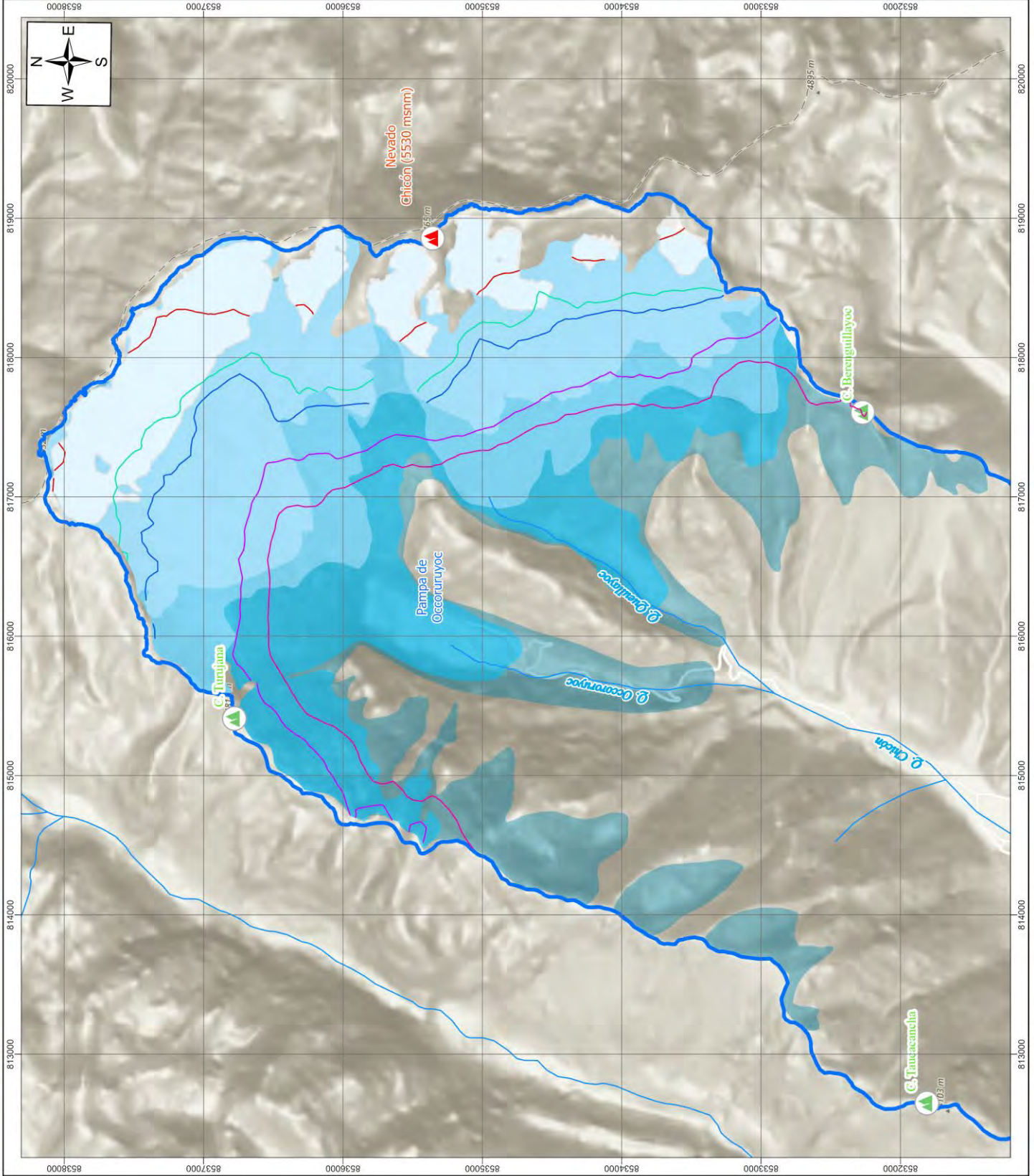


Tabla 12:*ELAS para diversos periodos*

Periodo / Evento	ELA (m)
2010	5043
PEH	4915
YD	4864
OD	4714
LGM	4608

Desde el Último Máximo Glaciar (LGM), cuando la ELA se ubicaba en 4608 m, se observa en la tabla 12 un ascenso continuo hasta alcanzar 5043 m en 2010, lo que representa un incremento total de 435 m. Este cambio refleja una tendencia de calentamiento sostenida desde el final de la última glaciación, con un aumento moderado entre el LGM y el Older Dryas de 106 m, seguido de un alza más pronunciada hacia el Younger Dryas de 150 m y un ascenso continuo durante el Holoceno temprano (PEH con 51 m). El incremento más acelerado ocurre en tiempos recientes, con 128 m entre el PEH y 2010, evidenciando que en las últimas décadas el retroceso glaciar ha avanzado a un ritmo mucho mayor que en periodos pasados.

Para la variación de temperatura se calculó el gradiente geotérmico vertical multiplicado por la variación de altitud de la ELA y paleoELAs presentadas anteriormente. Ubeda(2011) describe el procedimiento matemático:

$$\Delta T = GTV \times \Delta ELA$$

Donde, ΔT representa el enfriamiento del clima durante el fin de los diversos periodos en grados centígrados, GTV indica el gradiente térmico vertical en ($^{\circ}\text{C}/\text{m}$). ΔELA representa la variación altitudinal de las ELAs.

Si bien es cierto, el valor de GTV medio de la tierra es de 6.5 °C/km, para una reducción de incertidumbre, se trabajó con los datos meteorológicos de temperatura media mensual de las estaciones meteorológicas descritas en la tabla 5.

El procedimiento para el cálculo de valor de GTV se realizó con 4 estaciones meteorológicas cercanas al área de estudio, estas se combinaron entre sí con el fin de relacionar la variación de temperatura y de altitud mediante la siguiente ecuación:

$$GTV_{A-B} = \frac{\Delta T_{A-B}}{\Delta Z_{A-B}}$$

Donde, GTV_{A-B} representa el gradiente térmico vertical entre las estaciones A y B, medido en °C/km. ΔT_{A-B} representa la variación de las temperaturas medias promedio de las estaciones A y B; finalmente, ΔZ_{A-B} es la diferencia altitudinal de las estaciones. El procedimiento realizado se resume a continuación:

Tabla 13:

Cálculo del GTV a partir de las estaciones meteorológicas circundantes

EESTACIONES METEOROLÓGICAS		$\Delta T(^{\circ}C)$	ΔZ (km)	GTV ($^{\circ}C/Km$)
Urubamba	Pisac	0.798	0.1	7.98333333
Urubamba	Calca	0.697	0.076	9.16666667
Urubamba	Anta	3.713	0.49	7.57823129
Pisac	Calca	1.495	0.024	62.2916667
Pisac	Anta	4.512	0.39	11.5683761
Calca	Anta	3.017	0.414	7.28663446

Nota: Modificado de SENAMHI, 2018

De estos datos, el cuarto dato no muestra una secuencia lógica con los otros resultados; es por eso que, exceptuando dicho valor obtenemos un promedio de 8.72°C/km. Los resultados de las paleo temperaturas se muestran a continuación:

Tabla 14:*Variación de temperaturas respecto al 2010 de diversas edades*

Periodo	ELA	ΔELA	GTV	ΔT RESPECTO AL 2010
2010	5043	---	---	---
PEH	4915	128	0.00872	1.12
YD	4864	179	0.00872	1.56
OD	4714	329	0.00872	2.87
LGM	4608	435	0.00872	3.79

La tabla presentada anteriormente muestra la altitud de la línea de equilibrio glaciar (ELA) para distintos periodos, la diferencia de ELA respecto a 2010 (Δ ELA), el Gradiente Térmica Vertical (GTV, y la Δ T estimada respecto al clima del 2010.

Los resultados indican que, desde el LGM hasta la actualidad, la ELA ha aumentado 435 m, lo que equivale a un incremento de temperatura aproximado de 3,79 °C respecto a 2010. El OD muestra un Δ ELA de 329 m y un Δ T de 2,87 °C más frío que el presente, mientras que el YD tiene un Δ ELA de 179 m y una diferencia térmica de 1,56 °C. El periodo del Holoceno temprano (PEH) registra un Δ ELA de 128 m y un Δ T de 1,11 °C más frío.

Esta evolución refleja una tendencia de retroceso glaciar desde el LGM hasta la actualidad, con una disminución gradual de la diferencia térmica en el tiempo. El mayor salto térmico se observa entre el OD y YD, señalando un cambio climático significativo en la transición hacia el Holoceno, mientras que el aumento reciente de la ELA desde el PEH a 2010 sugiere un ritmo de calentamiento acelerado.

El análisis conjunto de los antecedentes históricos, geomorfológicos y climáticos indica que los glaciares del área de estudio presentan una tendencia sostenida de retroceso, evidenciada por la reducción progresiva de su área y volumen desde finales del siglo XX. Las condiciones geomorfológicas, caracterizadas por altitudes relativamente limitadas y laderas con orientación desfavorable para la acumulación, reducen la capacidad de resiliencia del sistema glaciar.

Asimismo, el contexto climático actual, marcado por un incremento de la temperatura y una alta variabilidad de la precipitación, sugiere que no existen condiciones favorables para la estabilización de los glaciares en el futuro cercano. En este sentido la permanencia de masas glaciares en el valle Chicón, estimándose su fin a finales del siglo presente.

7.4.CORRELACIONES CON OTROS VALLES ANDINOS

Se analizan las correlaciones entre los resultados obtenidos de la ELA y Paleo ELAs en el valle Chicón con otros valles, a partir de la comparación de las altitudes de la línea de equilibrio glaciar (ELA) y de las variaciones de temperatura estimadas (ΔT) para diferentes escenarios glaciares. Los datos de referencia para los valles de Colquepucro, Pitiococha, Mullococha fueron estudiados por Concha et al., (2024) y los valles de Parón y Chucchún por Concha et al., (2023), mientras que las estimaciones para el valle de Chicón fueron obtenidas en el presente estudio siguiendo una metodología equivalente. Esto permite establecer relaciones espacio temporales de distintos sectores andinos, identificando patrones comunes y posibles diferencias ligadas a factores climáticos regionales. El análisis comparativo busca, aportar una visión general sobre la dinámica glaciar cuaternaria.

Tabla 15:

Cuadro comparativo entre valores obtenidos en valles andinos y lo obtenido en la presente investigación

Escenario Glaciar	Edad promedio	Colquepuetro		Pititococha		Mullococha		Parón		Chucchu		Chicón	
		ELA (m)	ΔT (°C) respecto a 2017	ELA (m)	ΔT (°C) respecto a 2017	ELA (m)	ΔT (°C) respecto a 2017	ELA (m)	ΔT (°C) respecto a 2016	ELA (m)	ΔT (°C) respecto a 2016	ELA (m)	ΔT (°C) respecto a 2010
Actualidad*													
PEH	0.5 ± 0.1	5218	---	5262	---	5268	---	5168	-	5146	-	5043	-
		5137	0.53	5162	0.65	5152	0.75	5078	0.6	4997	1	4915	1.12
YD	11.2 ± 1.3	5116	0.66	5137	0.81	4942	2.12	4933	1.5	4824	2.1	4864	1.56
OD	15.5 ± 1.8	5037	1.18	5025	1.54	4848	2.73	-	-	4775	2.4	4714	2.87
LGM	31 ± 3	5003	1.4	4889	2.42	4814	2.95	4681	3.2	4653	3.2	4608	3.79

Nota: Modificado de Concha et al., (2023, 2024)

*Nota: En la tabla 15 los valles Colquepucro, Piticocha y Mullococha fueron estudiados y analizados para el año 2017, los valles Parón y Chucchun fueron analizados para el año 2016, mientras que el valle Chicón fue analizado para el año 2010.

El análisis comparativo de los resultados obtenidos para los valles de Colquepucro, Piticocha, Mullococha, Parón, Chucchún y Chicón muestra un patrón temporal claro y consistente, caracterizado por un descenso progresivo de la ELA desde el escenario de la PEH hasta el LGM, acompañado de un incremento correlativo en las variaciones de temperatura (ΔT) respecto a la actualidad.

En todos los valles estudiados por Concha et al., (2023, 2024) la relación $\Delta ELA - \Delta T$ es estable, con una media cercana a 154 m por cada grado Celsius, lo que sugiere una respuesta climática homogénea. Dentro de este conjunto, Parón y Chucchún presentan una coherencia casi idéntica en todas las etapas, mientras que Colquepucro exhibe descensos más atenuados ($LGM \approx 215 \text{ m}$, $1.4 \text{ }^{\circ}\text{C}$). Piticocha y Mullococha, por su parte, muestran amplitudes intermedias y altas, destacando Mullococha por un descenso significativo desde el YD y OD. Chicón, ubicado en la vertiente sur oriental andina (Cordillera de Urubamba), se aparta de esta tendencia, presentando ELAs modernas más bajas ($\approx 5040 \text{ m}$), mayores ΔT reconstruidas para etapas como PEH, OD y LGM, y una pendiente $\Delta ELA - \Delta T$ claramente menor ($\sim 115 \text{ m}/^{\circ}\text{C}$), lo que se interpreta como el resultado de un régimen más húmedo controlado por el aporte amazónico, donde el gradiente de balance glaciar es más alto y se requiere un enfriamiento mayor para lograr descensos equivalentes de ELA. Estas diferencias regionales se explican por la combinación de varios factores orográficos y climáticos además de ligeras variaciones en los años de referencia (2010 para Chicón y 2016 para los valles Chucchun y Parón y 2017 para el resto de valles).

CONCLUSIONES

PRIMERO, el análisis del registro geomorfológico glaciar en el valle Chicón permitió identificar evidencia morfológica que refleja de manera consistente las variaciones paleoclimáticas ocurridas en la región. Las geoformas encontradas muestran una secuencia de procesos glaciares que explican tanto la evolución geomorfológica glaciar del valle como la presencia de peligros geológicos.

SEGUNDO, la elaboración del mapa geológico y geomorfológico del valle Chicón, a escala adecuada, permitió reconocer las principales unidades geológicas y geomorfológicas, evidenciando que la evolución del relieve responde a una compleja interacción entre procesos geológicos, tectónicos, magmáticos y glaciares desarrollados a lo largo de cientos de millones de años. La litoestratigrafía, que abarca unidades paleozoicas hasta depósitos cuaternarios, junto con la intrusión del Plutón Capacsaya y las fases tectónicas Herciniana y Andina, definieron la morfología actual del terreno.

TERCERO, el análisis geomorfológico de la quebrada Chicón posibilitó identificar, mediante cronología relativa, cuatro fases glaciares (M-01 a M-04), las cuales se correlacionan con eventos climáticos reconocidos en los Andes tropicales: la Pequeña Edad del Hielo (M-01), el Younger Dryas (M-02), el Older Dryas (M-03) y el Último Máximo Glacial (M-04). La aplicación de las metodologías GlaBTop y GlaRe permitió reconstruir con detalle las fases de avance y retroceso glaciar desde el Último Máximo Glacial hasta el presente.

CUARTO, Los resultados de la reconstrucción glaciar muestran un retroceso progresivo y marcado. Durante el LGM ($\sim 31,8$ ka) el glaciar alcanzó $15,5 \text{ km}^2$ y $428,6 \text{ hm}^3$; valores que disminuyeron a $11,8 \text{ km}^2$ y $339,15 \text{ hm}^3$ en el Oldest Dryas ($\sim 14,25$ ka), a $8,4 \text{ km}^2$ y $246,0 \text{ hm}^3$

en el Younger Dryas ($\sim 11,4$ ka) y a $6,2 \text{ km}^2$ y $141,3 \text{ hm}^3$ durante la Pequeña Edad del Hielo ($\sim 0,4$ ka). Para el año 2010, solo persistieron $2,2 \text{ km}^2$ y $36,4 \text{ hm}^3$. Esto representa una reducción del 85,8 % en superficie y del 91,5 % en volumen respecto al LGM, confirmando la alta sensibilidad de los glaciares tropicales a variaciones térmicas y resaltando la necesidad de su monitoreo continuo.

QUINTO, Las pendientes $>25^\circ$ abarcan el 66.69 % del valle Chicón y están controladas por la erosión glacial y el ajuste postglacial, lo que incrementa la susceptibilidad a peligros geológicos. Los sectores con pendientes muy escarpadas y empinadas ($>45^\circ$ y $25^\circ\text{--}45^\circ$) se concentran en paredes supraglaciares, cubetas de sobreexcavación y morrenas, donde predominan caídas de roca y deslizamientos.

SEXTO, el cálculo de la ELA mediante el método AABR ($BR = 1,0$) mostró un ascenso desde 4608 m en el LGM hasta 5043 m en 2010. Estos valores implicaron un aumento térmico estimado de $3,79^\circ\text{C}$ hacia el presente, con descensos relativos de $2,87^\circ\text{C}$ en el Older Dryas, $1,56^\circ\text{C}$ en el Younger Dryas y $1,12^\circ\text{C}$ durante la Pequeña Edad del Hielo. La comparación con otros valles andinos, como Colquepucro, Piticocha, Mullococha, Parón y Chucchún, evidencia un patrón regional coherente de descenso de la ELA y enfriamiento hacia el pasado. Sin embargo, el nevado Chicón presenta ELAs más bajas, mayores diferencias térmicas en periodos fríos y una menor pendiente $\Delta\text{ELA}\text{--}\Delta T$ ($\sim 115 \text{ m}/^\circ\text{C}$), lo que sugiere la influencia de condiciones climáticas y factores orográficos locales que modulan su comportamiento paleoglacial.

RECOMENDACIONES

PRIMERO, incorporar dataciones absolutas en futuras investigaciones del valle Chicón para precisar la cronología de los eventos glaciares y reducir la incertidumbre en la correlación con otros valles andinos.

Segundo, implementar un monitoreo glaciar continuo mediante sensores remotos de alta resolución y mediciones in situ de balance de masa.

TERCERO, ampliar el estudio a glaciares vecinos de la Cordillera de Urubamba, para generar una base de datos regional que permita identificar patrones climáticos.

En cuarto lugar, fortalecer la gestión del recurso hídrico en la cuenca, considerando el retroceso glaciar como factor crítico en la planificación del uso de agua.

CUARTO, Si bien esta investigación se orienta al análisis geomorfológico glaciar y la reconstrucción paleoambiental del valle Chicón, y no desarrolla una evaluación directa de peligros geológicos, los resultados obtenidos constituyen un aporte y antecedente técnico para estudios futuros sobre amenazas asociadas al retroceso glaciar. En ese sentido, se recomienda que instituciones y próximas investigaciones complementen este trabajo mediante monitoreos del retroceso glaciar, evaluación de la estabilidad de depósitos morrénicos y análisis hidrometeorológicos que permitan avanzar hacia una gestión más precisa del riesgo en la cuenca Chicón.

QUINTO, promover la sensibilización comunitaria sobre la importancia del glaciar Chicón, fomentando programas educativos y de turismo científico que destaquen su valor ecológico y su vulnerabilidad frente al cambio climático.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Arias, J. L., Holgado, J. T., Tafur, T. L., & Vasquez, M. J. (2022). Metodología de la investigación: El método ARIAS para realizar un proyecto de tesis. Instituto Universitario de Innovación Ciencia y Tecnología Inudi Perú. <https://doi.org/10.35622/inudi.b.016>
- Autoridad Nacional del Agua. (2021). Informe sobre el retroceso glaciar en el nevado Pastoruri y formación de nuevas lagunas. Autoridad Nacional del Agua. <https://www.ana.gob.pe>
- Instituto Geológico Minero y Metalúrgico [INGEMMET]. (1996). Geología de los cuadrángulos de Urubamba y Calca. Boletín, 65, Serie A.
- Cárdenas, J., García, B., Concha, R., Astete, I., Zela, J., Ancco, K., Requejo, D., Carloño, V., & Flores, T. (2010). Evaluación geológica y geodinámica en la quebrada Chicón: Aluvión del 17 de octubre del 2010 que afectó Urubamba-Cusco. UNSAAC; INGEMMET
- Carlotto Caillaux, V. S., Cárdenas Roque, J. D., & Tintaya Aguilar, D. D. (2006). Altos estructurales en el control de la evolución andina: la deflexión de Abancay y el arco del Manu [Resumen extendido, Congreso Peruano de Geología, 13]. Sociedad Geológica del Perú. Instituto Geológico, Minero y Metalúrgico (INGEMMET). <https://hdl.handle.net/20.500.12544/4125>
- Carlotto, V., Cárdenas, J., & Carlier, G. (2011). Geología del cuadrángulo de Cusco, hoja 28-s, escala 1:50 000 [Boletín A 138, Serie A: Carta Geológica Nacional; 255 p., 6 mapas]. Instituto Geológico, Minero y Metalúrgico (INGEMMET). <https://hdl.handle.net/20.500.12544/99>
- Carlotto, V. S., Gil, W., Cárdenas, J., & Chávez, R. (1996). Geología de los cuadrángulos de Urubamba y Calca. Hojas: 27-r y 27-s [Boletín Serie A: Carta Geológica Nacional, No. 65; 245 p.]. Instituto Geológico, Minero y Metalúrgico (INGEMMET). <https://hdl.handle.net/20.500.12544/187>
- Clapperton, C. M. (1979). Glaciation in Bolivia before 3.27 Myr. *Nature*, 277(5696), 375–376. <https://doi.org/10.1038/277375a0>
- Concha Niño de Guzmán, R. F., Úbeda Palenque, J., Iparraguirre Ayala, J. E. A., Granados Alegre, H., Vásquez Choque, E. P., & Gómez Cahuaya, E. W. (2023). El registro geomorfológico glaciar de los cambios climáticos en la Cordillera Blanca. Áncash – Perú [Informe técnico, Boletín P 1]. Instituto Geológico, Minero y Metalúrgico (INGEMMET). <https://hdl.handle.net/20.500.12544/4429>
- Concha Niño de Guzmán, R. F., Úbeda Palenque, J., Gómez Cahuaya, E. W., Granados Alegre, H., Iparraguirre Ayala, J. E. A., Vásquez Choque, E. P., & Braucher, R. (2024). Geomorfología y evolución glaciar en el centro del Perú: Vinculaciones entre las cordilleras Pariaqaqa (Lima) y Huaytapallana (Junín) [Libro, Boletín P 2]. Instituto

Geológico, Minero y Metalúrgico (INGEMMET).
<https://hdl.handle.net/20.500.12544/5088>

Cueva Luza, T., Jara Córdova, O., Arias Gonzáles, J., Flores Limo, F. A., & Balmaceda Flores, C. A. (2023). Métodos mixtos de investigación para principiantes. Instituto Universitario de Innovación Ciencia y Tecnología Inudi Perú.
<https://doi.org/10.35622/inudi.b.106>

Dollfus, O., 1981 El reto del espacio andino.

Dowdeswell, J. A., Hamilton, G. S., & Hagen, J. O. (1991). The duration of the active phase on surge-type glaciers: contrasts between Svalbard and other regions. *Journal of Glaciology*, 37(127), 388–400.
[https://doi.org/10.3189/S0022143000005827​;contentReference\[oaicite:0\]{index=0}​;contentReference\[oaicite:1\]{index=1}](https://doi.org/10.3189/S0022143000005827​;contentReference[oaicite:0]{index=0}​;contentReference[oaicite:1]{index=1})

Dunai, T. J. (2010). *Cosmogenic nuclides: Principles, concepts and applications in the earth surface sciences*. Cambridge University Press.
<https://doi.org/10.1017/CBO9780511804519>

Embleton, C. (1979). Glacial Processes. En C. Embleton & J. Thornes (Eds.), *Process in Geomorphology* (pp. 272–306). Arnold.

Encyclopædia Britannica. (s. f.). Pleistocene Epoch. En Britannica.com. Recuperado de Encyclopædia Britannica website

Encyclopædia Britannica. (2025). Intertropical convergence zone. En Encyclopædia Britannica. <https://www.britannica.com/science/Intertropical-Convergence-Zone>

Evans, D. J. A. (2004). Surging glaciers. En A. S. Goudie (Ed.), *Encyclopedia of Geomorphology* (pp. 1028–1029). Routledge.

Farfán, J. (s. f.). Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT) [Archivo PDF]. Scribd.
<https://es.scribd.com/document/92824232/Zona-de-Convergencia-Intertropical-ZCIT>

Francou, B., Ribstein, P., Wagnon, P., Ramírez, E., & Pouyaud, B. (2005). Glaciers of the tropical Andes, indicators of the global climate variability. En U. Huber, K. M. Harald & M. A. Reasoner (Eds.), *Global Change and Mountain Regions: A State of Knowledge Overview* (pp. 197–204). Springer.

Flórez, A. (1991). La Sierra Nevada del Cocuy, Chita o Güicán. *EPG-Geografía*, 1(2), 7–18.

Granados Alegre, H. E. (2019). Impacto de la variación de temperatura en la desglaciación de la Cordillera Huayhuash (Lima–Áncash–Huánuco) [Tesis de licenciatura, Universidad Nacional José Faustino Sánchez Carrión]. Universidad Nacional José Faustino Sánchez Carrión.

Hallet, B. (1979). A theoretical model of glacial abrasion. *Journal of Glaciology*, 23(89), 39–50.

- Huamán Cauti, H., et al. (2023). Evaluación de riesgos de desastres por flujo de detritos/aluvi3n en la quebrada de Chic3n, distrito y provincia de Urubamba – Cusco. Municipalidad Provincial de Urubamba.
- INAIGEM. (2023). Inventario Nacional de Glaciares y Lagunas de Origen Glaciar 2023. Instituto Nacional de Investigaci3n en Glaciares y Ecosistemas de Monta1a. [https://repositorio.inaigem.gob.pe/items/7029db53-5118-4e93-8b2a-71e6e26db5f6​;contentReference\[oaicite:0\]{index=0}](https://repositorio.inaigem.gob.pe/items/7029db53-5118-4e93-8b2a-71e6e26db5f6​;contentReference[oaicite:0]{index=0})
- Instituto Geol3gico, Minero y Metal3rgico. Direcci3n de Geolog3a Ambiental y Riesgo Geol3gico. (2022, diciembre). Evaluaci3n de peligros geol3gicos por ca3da de rocas en el sector Media Naranja. Distrito Machupicchu, provincia Urubamba, departamento Cusco (Informe T3cnico No. A7338, 25 p.). INGEMMET.
- Instituto Geol3gico, Minero y Metal3rgico. Direcci3n de Geolog3a Ambiental y Riesgo Geol3gico. (2023). Evaluaci3n de peligros geol3gicos en la quebrada Naira Kaca. Distrito de Paratia, provincia Lampa, departamento Puno (Informe t3cnico No. A7513, 27 p.). INGEMMET.
- Instituto Nacional de Defensa Civil (INDECI). (2012). Mapa de peligros, plan de usos del suelo ante desastres y medidas de mitigaci3n de la ciudad de Urubamba, regi3n Cusco. Proyecto INDECI-PNUD Peru 02/051-00014426. https://sigrid.cenepred.gob.pe/sigridv3/storage/biblioteca/4290_mapa-de-peligros-plan-de-usos-del-suelo-ante-desastres-y-medidas-de-mitigacion-ciudad-de-urubamba.pdf
- Kaser, G., & Osmaston, H. A. (2002). Tropical Glaciers. Cambridge University Press.
- Mann, M. E., Bradley, R. S., & Hughes, M. K. (2002). Northern Hemisphere temperatures during the past millennium: Inferences, uncertainties, and limitations. *Geophysical Research Letters*, 29(14), 51–1–51–4. <https://doi.org/10.1029/2001GL014554>
- Miskovi3, A., & Schaltegger, U. (2009). Magmatic evolution of the Peruvian Eastern Cordilleran intrusive belt: Insights into the growth of continental crust and tectonism along the proto-Andean Western Gondwana. *Earth and Planetary Science Letters*, 279, 303–315.
- Nye, J. F. (1952). The mechanics of glacier flow. *Journal of Glaciology*, 2, 82–93.
- Noble, D. C., Silberman, M. L., M3gard, F., & Bowman, H. R. (1978). Comendite (peralkaline rhyolite) and basalt in the Mitu Group, Peru: Evidence for Permian-Triassic lithospheric extension in the central Andes. *Journal of Research of the U.S. Geological Survey*, 6(4), 453–457
- Oberreuter, J., Uribe, J., Cochachin, A., Araneda-Cabrera, R., Mej3a, C., & Gir3ldez, R. (2022). Glacier ice thickness measurements on Artesonraju glacier, Cordillera Blanca, Peru, using ground penetrating radar. *Journal of Glaciology*, 68(270), 1101–1114. <https://doi.org/10.1017/jog.2022.30>
- Price, R. J. (1973). Glacial and Fluvio-glacial Landforms. Longman.

- Quispe Rosell, J. C., & Quito Huaman, J. L. (2017). [Título de la tesis] (Tesis de grado, Universidad Nacional de San Antonio Abad del Cusco). Repositorio Institucional UNSAAC. <http://hdl.handle.net/20.500.12918/2392>
- Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología del Perú. (2024). Datos de precipitación y temperatura de las estaciones meteorológicas de Urubamba, Pisac, Anta Ancachuro y Calca (2000-2023). <https://www.senamhi.gob.pe>
- Sharp, R. P. (1988). *Living Ice*. Cambridge University Press.
- Shakun, J. D., Clark, P. U., He, F., Lifton, N. A., Liu, Z., & Otto-Bliesner, B. L. (2015). Regional and global forcing of glacier retreat during the last deglaciation. *Nature Communications*, 6(1), 8059. [https://doi.org/10.1038/ncomms9059​;contentReference\[oaicite:1\]{index=1}](https://doi.org/10.1038/ncomms9059​;contentReference[oaicite:1]{index=1})
- Sugden, D. E., & John, B. S. (1976). *Glaciers and Landscape: A Geomorphological Approach*. Edward Arnold. CAMBRIDGE UNIVERSITY PRESS & ASSESSMENT
- Tarbut, E. J., & Lutgens, F. K. (2005). *Ciencias de la Tierra: Una introducción a la Geología física* (8.ª ed.). Pearson Prentice Hall.
- Uriarte Cantolla, A. (2010, octubre). Historia del clima de la Tierra (2.ª ed. impresa disponible en [Elkar.com](http://www.divulgameteo.es/archivos/articulos/meteoroteca/Historia-Clima-Tierra.pdf)). Divulgameteo. <https://www.divulgameteo.es/archivos/articulos/meteoroteca/Historia-Clima-Tierra.pdf>
- Soberón Ortiz, D., Ccallo Morocco, W. E., & Latorre Borda, O. O. (2025). Geología del cuadrángulo de Urubamba (hojas 27r1, 27r3 y 27r4) [Boletín geológico]. Instituto Geológico, Minero y Metalúrgico (INGEMMET). <https://hdl.handle.net/20.500.12544/5176>
- Tecsi, L., & Tupa, J. (2016). Representaciones y acciones sociales ante el desastre glaciar en la Cuenca Chicon (Tesis de grado). Universidad Nacional de San Antonio Abad del Cusco.
- Weertman, J. (1957). On the sliding of glaciers. *Journal of Glaciology*, 3, 33–38.

ANEXOS

Anexo A: Tablas elaboradas

Tabla A1: Operacionalización de variables

Variable	Dimensión	Indicador	Técnica de Medición	Instrumento
Geomorfología glaciar	Reconstrucción Paeloglaciar	Cantidad de escenarios glaciares reconstruidos	Fotointerpretación y Mapeo geomorfológico de campo	Imágenes satelitales, Fotografías aéreas, de campo y Modelos de elevación digital
		Áreas glaciares para distintos escenarios (km ²)	Análisis con software (Sistemas de Información Geográfica)	Software (ArcGIS, Google Earth)
		Volumen de hielo en km ³	Metodología GlaRe y GlapTop	Software ArcGIS
		Fases de avances glaciar (miles de años antes del presente)	Correlación geomorfológica	Software (ArcGIS, Google Earth)
	Caracterización geomorfológica glaciar	Mapa geomorfológico	Cartografía y análisis geomorfológico	Software GIS (ArcGIS, Google Earth), imágenes satelitales
Paleoclimatología	ELA (altitud de la línea de equilibrio glaciar)	Variación de la ELA en metros	Metodología AABR	Software ArcGIS
	Paleotemperaturas	Gradiente térmico vertical	Análisis de datos climáticos de estaciones meteorológicas	ArcGIS, Excel
Peligros geológicos	Litoestratigrafía	Mapa geológico estructural de la zona	Cartografía geológica	Software GIS, muestras de campo
	Pendientes	Mapa de pendientes	Análisis de imágenes RASTER ALOS PALSAR	Software SIG

Tabla A2: Matriz de consistencia

MATRIZ DE CONSISTENCIA		
PROBLEMA	OBJETIVOS	HIPÓTESIS
Principal	General	General
¿Cuál es el análisis del registro geomorfológico glaciar en el valle Chicón que aporta evidencia sobre la evolución paleoclimática de la región y los peligros geológicos?	Analizar el registro geomorfológico glaciar en el valle Chicón para determinar la evidencia que aporta sobre la evolución paleoclimática de la región y los peligros geológicos.	El análisis del registro geomorfológico glaciar en el valle Chicón permite identificar evidencia capaz de explicar la evolución paleoclimática de la región y de reconocer los peligros geológicos.
Específicos	Específicos	Específicos
¿Cuál es la distribución espacial y temporal de los glaciares del pasado y presente en el valle Chicón?	Elaborar un mapa geológico y uno geomorfológico a escala 1:10'000 para identificar la distribución espacial y temporal de los glaciares en el valle Chicón.	La cartografía geomorfológica de procesos glaciares, ayudará a reconstruir antiguos escenarios glaciares y a identificar la distribución espacial y temporal de los glaciares.
¿Cómo se relacionan las fluctuaciones glaciares con los cambios climáticos?	Reconstruir paleo-glaciares en el valle Chicón y estimar cronologías glaciares relativas para explicar la relación entre las fluctuaciones glaciares y los cambios climáticos.	Las reconstrucciones paleo-glaciares en el valle Chicón, pueden ser correlacionadas con cronologías glaciales absolutas, obtenidas en otros valles andinos para explicar la relación entre las fluctuaciones glaciares y los cambios climáticos
¿Cuál es el volumen glaciar estimado para los distintos periodos y qué revela sobre los cambios paleoclimáticos del valle Chicón?	Estimar los volúmenes glaciares del valle Chicón para los distintos periodos reconstruidos y analizar su contribución a la interpretación de la evolución geomorfológica y paleoclimática del área.	Las variaciones en el volumen glaciar entre periodos evidenciarán cambios paleoclimáticos asociados a fases de avance y retroceso del glaciar.
¿Cómo influyen la distribución de pendientes críticas y los cambios en áreas y volúmenes glaciares en la identificación de zonas con susceptibilidad a peligros geológicos asociados a la desglaciación en el valle Chicón?	Analizar cuantitativamente la relación entre pendientes críticas, áreas y volúmenes glaciares reconstruidos, para identificar zonas geomorfológicamente susceptibles a peligros geológicos asociados a procesos de desglaciación en el valle Chicón.	Las zonas del valle Chicón que presentan pendientes críticas elevadas y que han experimentado una reducción significativa de áreas y volúmenes glaciares muestran mayor susceptibilidad geomorfológica a peligros geológicos como aluviones y movimientos en masa.
¿Cómo ha variado la Altitud de la Línea de Equilibrio glaciar a lo largo del tiempo en el valle Chicón?	Calcular las Altitudes de las Líneas de Equilibrio glaciar (ELAs) en el valle Chicón y analizar su variación temporal como indicador de cambios climáticos.	La variación en las Altitudes de la Línea de Equilibrio glaciar (ELAs) en el Valle Chicón, brinda la posibilidad de analizar parámetros paleoclimáticos y comprender los cambios climáticos actuales.
METODOLOGÍA DE LA INVESTIGACIÓN		
TIPO	Enfoque de la investigación	Diseño de la investigación
Correlacional	Mixto	Diseño No Experimental
Se analizarán las relaciones entre variables como el volumen de hielo, la variación de la ELA. Se buscará determinar si existe una correlación significativa entre estas variables anteriormente mencionadas	La combinación del aspecto cualitativo y cuantitativo hacen la investigación íntegra . El enfoque mixto aprovechará lo preciso de los datos cuantitativos y el complemento adicional de datos cualitativos, proporcionando una visión completa y detallada del análisis geomorfológico glaciar en el Valle Chicón.	Tomando en cuenta que no se puede manipular directamente las variables principales (el retroceso glaciar), se optará un diseño no experimental. Este tipo de diseño se basa en la observación de fenómenos tal como ocurren en su entorno natural, sin intervención de un tercero.
		Diseño Transversal La investigación será de tipo transversal, lo que significa que los datos se recolectarán en un solo punto en el tiempo, permitiendo obtener un dato preciso actual del estado de los glaciares, la elevación de la línea de equilibrio y geoformas del relieve que vienen a ser indicadores de la evolución geomorfológica.
ETAPAS DE LA INVESTIGACIÓN		
Pre campo	Campo	Post campo
se comprende una recopilación exhaustiva de información bibliográfica y datos previos en la zona de estudio, esto incluye la adquisición de imágenes, fotografías aéreas y modelos de elevación digital de la región. Se planificaron las rutas de acceso para la posterior etapa de campo.	se realizará un reconocimiento detallado de la zona, cartografiando los relieves y estructuras de origen glaciar y periglacial; además de la toma de muestras de roca para validar la información litoestratigráfica medición in-situ de los espesores glaciares accesibles en el valle Glaciar del Chicón, registrando toda el área fotográficamente	hace referencia a toda la información recopilada en el campo y su posterior procesamiento junto a las fotografías aéreas. Se incluye también la corrección e interpretación del mapa geomorfológico glaciar. Se aplicaron metodologías y herramientas específicas como softwares para el tratamiento de información SIG (ArcGIS) para calcular espesores glaciares, paleoglaciares y la línea de equilibrio (ELA). Toda esta información y resultados obtenidos servirán para la redacción del informe de tesis final.

Tabla A3: Registro de precipitación total de la parte alta del valle Chicón

Año	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC	TOTAL
1964	194.6	150.5	221.8	43.8	24.9	0	0	2.8	54.5	103.3	117.1	83	996.3
1965	240.3	134.9	203.3	109.2	4	0	1.9	0	37.2	19.5	117.8	258.8	1158.8
1966	177	214.7	94.2	31.8	64.6	0.4	1.1	9.3	85.5	168.1	169.6	99.6	1115.9
1967	127.7	212.7	222.7	64.9	19.9	4.3	50.9	13.5	25.9	107	157.5	183	1194.7
1968	277.5	127.6	197.6	60	7.9	0.7	18	0	10.7	3.3	200	358.5	1261.8
1969	219.3	127.8	179.6	73.6	0	0.7	10.3	1.9	30.7	80.3	134.8	182.8	1040
1970	273.5	281.6	145.4	105.6	6.4	3.4	8.1	3.9	8	100.8	100.3	280.7	1359.6
1971	291.9	362.2	183.9	71.9	2.7	3.3	1.1	13.4	15.6	91.7	88.2	207.8	1339.7
1972	163.9	231.2	236.1	29.1	8.9	3.1	10.6	14.8	43.6	129.1	212.4	292	1374.8
1973	246.6	376.5	218.2	110.2	29.1	12.9	27.3	19.6	42.4	194.5	123.3	237.2	1709.8
1974	265.8	340.9	287.5	118.1	20.2	42.1	12.3	89.1	19.7	55.1	79.7	203.2	1533.5
1975	223	326.9	161.8	152.3	68	14.2	5.3	8.8	43.4	70.1	120	320.5	1524.3
1976	280.5	167.2	273	174.4	53.8	69.3	7.6	7.7	49.5	17.7	124.9	182.6	1478.2
1977	353.6	281.5	163.6	129.8	5.5	2.3	24.1	14.3	26.5	37.9	177.3	176.5	1392.9
1978	371	230.4	166.5	99.5	43.9	9.5	5.3	5.3	32.5	62.5	127.9	196.2	1350.5
1979	262.5	234.1	220.4	70.7	15.5	10.1	8.6	13.9	44.1	40.9	115.2	142.1	1178.1
1980	183.4	251.9	330.7	99	6.4	5	5.9	10.9	27.8	161.7	122.2	182	1336.8
1981	183.9	238.7	192.5	104	10.2	3.2	11.1	16.9	22.7	132.7	136.7	207.2	1279.8
1982	367.5	215.2	292.6	187	20.9	48.1	6.4	34.3	71.7	62.3	143.8	155.9	1555.5
1983	155.4	112.7	92.1	44.2	12.1	38.2	13.7	9	18.8	66.2	102.5	148.3	814.1
1984	255.8	270.8	198.6	101.4	0.5	5.8	7.8	32.2	34.2	17.5	147.1	160.7	1382.7
1985	165.4	250.3	254.1	81.3	2.8	21.4	7.4	13.5	19.3	113.8	145.1	225.2	1399.6
1986	159.4	207	189.2	87.9	25.8	0	5.1	5.4	8.2	52.8	103.2	119.2	983.2
1987	354.9	188.7	95.2	7.8	1.8	16.2	24.3	0	18.7	54	185.5	239	1216.2
1988	299.1	221.4	393.4	138.9	3.8	0	16.5	0	14.1	32.9	71.5	200	1392
1989	257.6	158.4	237.5	52.5	22.8	12.3	2.5	2.2	18.8	45.4	91.9	140.5	1042.4
1990	253	164.8	70.2	86.9	7	73.3	0	21.4	19.2	45.3	139.7	161.5	1147.3
1991	174.3	330.7	231.7	87.2	7.5	32.9	3.5	4.8	12.5	120	203.9	166.6	1377.2
1992	181.8	171	96.1	27.5	0	64.8	0	56.7	7.4	71.5	176.1	97.9	950.7
1993	329	375.2	414.2	115.5	3.1	9.1	11.6	52.2	35.8	149.3	247.2	481.5	2223.7
1994	356.6	284.8	400.7	44.5	61.8	1.1	6.7	4.7	51.1	46.9	189.2	342.5	1780.6
1995	232.8	133.2	261.7	28.5	5.7	4.4	1.6	0	45.7	59.3	120.4	288.8	1182.1
1996	412.1	320.9	152.4	105	19.8	0.5	0.2	33.4	21	99.8	125.9	233.4	1524.3
1997	220	201.4	266	30.2	6.8	3.3	0	32.1	24	53.7	240.6	338.1	1476.2
1998	296.7	275.5	124.8	46.7	21.4	0.6	18	1.6	16.6	109.8	180	112.5	1204.2
1999	319	371.5	214.8	22.7	14.2	4.6	1.6	3.9	104.2	68.1	160.6	297.2	1582.4
2000	363.4	289	251.6	45.6	10.2	20.6	1.4	4.4	18.8	160.1	61.1	224.8	1450.9
2001	292.9	264.9	442.9	59.4	17.4	0	43.2	28.7	29.3	165.7	148.1	206.1	1934.8
2002	280.2	284.6	285.8	100.1	20	14.4	10.6	24.8	8	63.1	120.8	147.2	1359.6
2003	299.2	271.1	161.2	31.9	3.8	14.7	9.7	61.7	23.6	77.7	154.7	400	1515.7
2004	366.8	281.9	143.7	63.5	3.8	48.4	54.3	46.8	42	76.3	104.2	208.5	1440.2
2005	202.3	206.9	154.4	48.3	4.7	0.6	3.8	10.8	17.3	52.3	124.5	169.5	1025.2
2006	348.2	218.8	255.8	101.5	0.2	26.6	0	13.6	13.6	96.5	153.2	215.6	1443.6
2007	238.7	187.7	200.5	123.4	12.3	6	4.8	7.9	7.7	51.1	111.9	246.6	1228.6
2008	402.4	369.8	201.7	118.2	12.2	5.1	4.1	7	23.6	50.8	219	344.2	1753.3
2009	257.6	234.9	179.5	61.4	15.1	3.6	3.7	12.9	35	146.5	280.3	180.4	1411
2010	556.1	276.7	285.2	153.9	37.8	10	7.3	20.2	31.8	51.6	124.2	246.5	1801.2
2011	238.2	337.7	271.7	97.4	22.2	24.6	20.5	14.5	59.2	102.8	125.7	258	1572.5
Promedio	275.5	229.4	204.6	82.2	14.5	6.8	6.9	15.6	32.7	93.6	142.3	224.2	1324.9
Máximo	525.2	371.5	442.9	187	68	34.7	102.1	55.5	109.9	172.4	288.6	481.5	2017.2
Mínimo	43.9	100.8	43.8	18.2	0	0	0	0	2	7.9	71.5	36.3	832.9
Desviación estándar	87.7	56.6	77	35.8	15	8.8	12	15.7	26	31	48	82	282

Nota: Modificado de Quispe Rosell y Quito Huaman (2017)

Tabla A4: Resultado de las Líneas de Equilibrio Glaciar para el año 2010 para distintos balances de ratios

Método	Ratio	ELA (m)
AAR	0.4	5093
AAR	0.45	5093
AAR	0.5	5093
AAR	0.55	5043
AAR	0.6	5043
AAR	0.65	5043
AAR	0.7	5043
AAR	0.75	4993
AAR	0.8	4993
AA	N/A	5047
AABR	0.9	5043
AABR	1	5043
AABR	1.1	5043
AABR	1.2	5043
AABR	1.3	5043
AABR	1.4	5043
AABR	1.5	5043
AABR	1.6	5043
AABR	1.7	5043
AABR	1.8	5043
AABR	1.9	5043
AABR	2	4993
AABR	2.1	4993
AABR	2.2	4993
AABR	2.3	4993
AABR	2.4	4993
AABR	2.5	4993
AABR	2.6	4993
AABR	2.7	4993
AABR	2.8	4993
AABR	2.9	4993
AABR	3	4993
AABR	3.1	4993
AABR	3.2	4993
AABR	3.3	4993
AABR	3.4	4993
AABR	3.5	4993
AABR	3.6	4993
AABR	3.7	4993
AABR	3.8	4993
AABR	3.9	4993
AABR	4	4993
AABR	4.1	4993
AABR	4.2	4993
AABR	4.3	4993

Tabla A5: Resultado de las Líneas de Equilibrio Glaciar de la Pequeña Edad de Hielo para distintos balances de ratios

Método	Ratio	ELA (m)
MGE	N/A	4965
AAR	0.4	5015
AAR	0.45	5015
AAR	0.5	4965
AAR	0.55	4965
AAR	0.6	4915
AAR	0.65	4915
AAR	0.7	4865
AAR	0.75	4865
AAR	0.8	4865
AA	N/A	4932
AABR	0.9	4915
AABR	1	4915
AABR	1.1	4915
AABR	1.2	4915
AABR	1.3	4915
AABR	1.4	4915
AABR	1.5	4915
AABR	1.6	4915
AABR	1.7	4915
AABR	1.8	4915
AABR	1.9	4915
AABR	2	4865
AABR	2.1	4865
AABR	2.2	4865
AABR	2.3	4865
AABR	2.4	4865
AABR	2.5	4865
AABR	2.6	4865
AABR	2.7	4865
AABR	2.8	4865
AABR	2.9	4865
AABR	3	4865
AABR	3.1	4865
AABR	3.2	4865
AABR	3.3	4865
AABR	3.4	4865
AABR	3.5	4865
AABR	3.6	4865
AABR	3.7	4865
AABR	3.8	4865
AABR	3.9	4865
AABR	4	4865
AABR	4.1	4865
AABR	4.2	4865
AABR	4.3	4865
AABR	4.4	4865

Tabla A6: Resultado de las Líneas de Equilibrio Glaciar para el Younger Dryas para distintos balances de ratios

Método	Ratio	ELA (m)
MGE	N/A	4914
AAR	0.4	4964
AAR	0.45	4914
AAR	0.5	4914
AAR	0.55	4864
AAR	0.6	4864
AAR	0.65	4864
AAR	0.7	4814
AAR	0.75	4814
AAR	0.8	4764
AA	N/A	4859
AABR	0.9	4864
AABR	1	4864
AABR	1.1	4864
AABR	1.2	4864
AABR	1.3	4864
AABR	1.4	4814
AABR	1.5	4814
AABR	1.6	4814
AABR	1.7	4814
AABR	1.8	4814
AABR	1.9	4814
AABR	2	4814
AABR	2.1	4814
AABR	2.2	4814
AABR	2.3	4814
AABR	2.4	4814
AABR	2.5	4814
AABR	2.6	4764
AABR	2.7	4764
AABR	2.8	4764
AABR	2.9	4764
AABR	3	4764
AABR	3.1	4764
AABR	3.2	4764
AABR	3.3	4764
AABR	3.4	4764
AABR	3.5	4764
AABR	3.6	4764
AABR	3.7	4764
AABR	3.8	4764
AABR	3.9	4764
AABR	4	4764
AABR	4.1	4764
AABR	4.2	4764
AABR	4.3	4764
AABR	4.4	4764

Tabla A7: Resultado de las Líneas de Equilibrio Glaciar para el Oldest Dryas para distintos balances de ratios

Método	Ratio	ELA (m)
MGE	N/A	4764
AAR	0.4	4864
AAR	0.45	4814
AAR	0.5	4764
AAR	0.55	4764
AAR	0.6	4714
AAR	0.65	4664
AAR	0.7	4664
AAR	0.75	4564
AAR	0.8	4514
AA	N/A	4727
AABR	0.9	4764
AABR	1	4714
AABR	1.1	4714
AABR	1.2	4714
AABR	1.3	4714
AABR	1.4	4664
AABR	1.5	4664
AABR	1.6	4664
AABR	1.7	4664
AABR	1.8	4664
AABR	1.9	4664
AABR	2	4664
AABR	2.1	4614
AABR	2.2	4614
AABR	2.3	4614
AABR	2.4	4614
AABR	2.5	4614
AABR	2.6	4614
AABR	2.7	4614
AABR	2.8	4614
AABR	2.9	4614
AABR	3	4564
AABR	3.1	4564
AABR	3.2	4564
AABR	3.3	4564
AABR	3.4	4564
AABR	3.5	4564
AABR	3.6	4564
AABR	3.7	4564
AABR	3.8	4564
AABR	3.9	4564
AABR	4	4564
AABR	4.1	4564
AABR	4.2	4564
AABR	4.3	4564
AABR	4.4	4514

Tabla A8: Resultado de las Líneas de Equilibrio Glaciar para el Último Máximo Glacial para distintos balances de ratios

Método	Ratio	ELA (m)
MGE	N/A	4708
AAR	0.4	4808
AAR	0.45	4758
AAR	0.5	4708
AAR	0.55	4658
AAR	0.6	4608
AAR	0.65	4558
AAR	0.7	4508
AAR	0.75	4458
AAR	0.8	4358
AA	N/A	4624
AABR	0.9	4658
AABR	1	4608
AABR	1.1	4608
AABR	1.2	4608
AABR	1.3	4608
AABR	1.4	4558
AABR	1.5	4558
AABR	1.6	4558
AABR	1.7	4558
AABR	1.8	4558
AABR	1.9	4508
AABR	2	4508
AABR	2.1	4508
AABR	2.2	4508
AABR	2.3	4508
AABR	2.4	4508
AABR	2.5	4508
AABR	2.6	4508
AABR	2.7	4458
AABR	2.8	4458
AABR	2.9	4458
AABR	3	4458
AABR	3.1	4458
AABR	3.2	4458
AABR	3.3	4458
AABR	3.4	4458
AABR	3.5	4458
AABR	3.6	4458
AABR	3.7	4408
AABR	3.8	4408
AABR	3.9	4408
AABR	4	4408
AABR	4.1	4408
AABR	4.2	4408
AABR	4.3	4408
AABR	4.4	4408