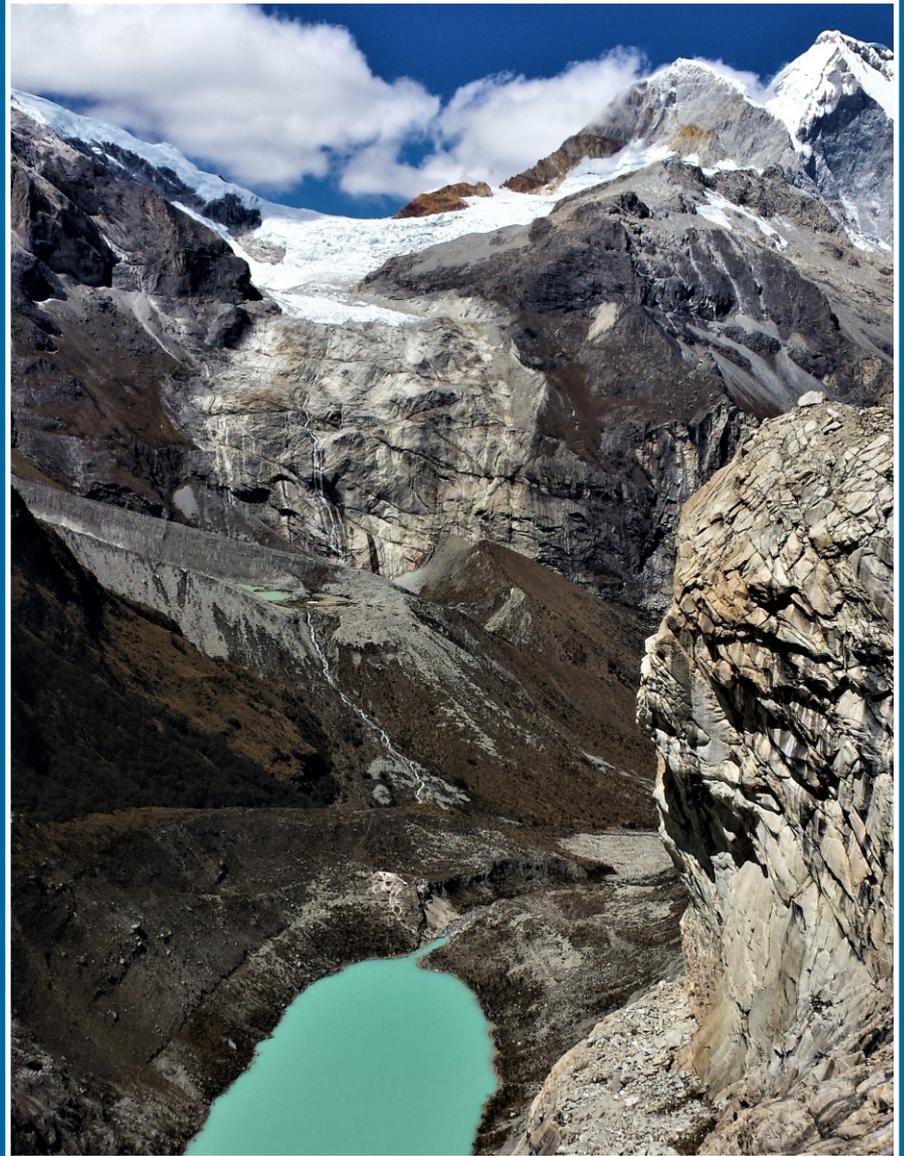


**INGEMMET, Boletín Serie P: Geomorfología y Cambio Climático  
N° 1**



**El registro geomorfológico glaciar de los  
cambios climáticos en la Cordillera  
Blanca. Áncash - Perú**

**Lima, Perú  
2023**





**INGEMMET, Boletín Serie P: Geomorfología y Cambio Climático  
N° 1**

# **El registro geomorfológico glaciar de los cambios climáticos en la Cordillera Blanca. Áncash - Perú**

**Dirección de Geología Ambiental y Riesgo Geológico**

## **Equipo de Investigación:**

**Ronald Concha Niño de Guzmán  
José Úbeda Palenque  
Joshua Iparraguirre Ayala  
Harol Granados Alegre  
Pool Vásquez Choque  
Wilson Gómez Cahuaya**

**Lima, Perú  
2023**

El registro geomorfológico glaciar de los cambios climáticos en la Cordillera Blanca.  
Áncash - Perú  
INGEMMET, Boletín Serie P: Geomorfología y Cambio Climático  
N° 1

Hecho el Depósito Legal en la Biblioteca Nacional del Perú N° 2023-02728

Nombre del autor(es). "Esta es una obra colectiva"

Razón Social: Instituto Geológico, Minero y Metalúrgico (INGEMMET)  
Domicilio: Av. Canadá N° 1470, San Borja, Lima, Perú  
Primera edición, marzo de 2023

## © INGEMMET

Presidente Ejecutivo: Henry Luna Córdova.

Gerente General: Esteban Mario Bertarelli Bustamante.

Comité Editor: Lionel Fidel Smoll, Carlos Miranda Vargas.

### **Dirección encargada del estudio**

Dirección de Geología Ambiental y Riesgo Geológico: Lionel Fidel Smoll.

### **Unidad encargada de edición**

Unidad de Relaciones Institucionales: Carlos Miranda Vargas.

**Revisión Técnica:** Briant García Baca.

**Revisor Externo:** José Macharé Ordoñez.

Corrección gramatical y de estilo: Ana Bravo Hernández.

Diagramación: Erick Rodríguez Zelada.

Fotografía de la carátula: Laguna Artesoncocha en la cabecera del valle Parón, rodeada de impresionantes geoformas erosivas y sedimentarias formadas por la dinámica de los glaciares del pasado, cuando el clima era más frío y las precipitaciones más intensas.

### **Referencia bibliográfica**

Concha, R.; Úbeda, J.; Iparraguirre, J.; Granados, H.; Vásquez, P. & Gómez, W. (2023) - El registro geomorfológico glaciar de los cambios climáticos en la Cordillera Blanca. Áncash - Perú. *INGEMMET, Boletín, Serie P: Geomorfología y Cambio Climático*, 1, 101 p., 04 mapas.

Publicación disponible en libre acceso en el Repositorio Institucional del INGEMMET. La utilización, traducción y creación de obras derivadas de la presente publicación están autorizadas, a condición de que se cite la fuente original ya sea contenida en medio impreso o digital y no se haga uso con propósitos comerciales <https://repositorio.ingemmet.gob.pe>.

Los términos empleados en esta publicación y la presentación de los datos que en ella aparecen, son de exclusiva responsabilidad del equipo de investigación.

## Contenido

<b>RESUMEN.....</b>	<b>5</b>
<b>ABSTRACT .....</b>	<b>7</b>
<b>CAPÍTULO I.....</b>	<b>9</b>
INTRODUCCIÓN .....	9
1.1 OBJETIVOS.....	9
1.2 ÁREA DE ESTUDIO.....	9
1.3 FUNDAMENTOS BÁSICOS DE LA INVESTIGACIÓN .....	15
1.3.1 Breve historia del clima de la Tierra .....	15
1.3.2 Causas de los cambios climáticos .....	17
<b>CAPÍTULO II.....</b>	<b>21</b>
EVOLUCIÓN DEL RELIEVE EN LA CORDILLERA BLANCA.....	21
2.1 GEOLOGÍA .....	22
2.2 CLIMA .....	28
2.3 PROCESOS GLACIARES Y PERIGLACIARES (SISTEMA MORFOGENÉTICO).....	29
<b>CAPÍTULO III.....</b>	<b>35</b>
CARTOGRAFÍA GEOMORFOLÓGICA GLACIAR.....	35
3.1 IDENTIFICACIÓN DE GEOFORMAS ORIGINADAS POR PROCESOS GLACIARES .....	35
3.2 GEOFORMAS ORIGINADAS POR LA DINÁMICA DE LADERAS Y FLUVIO-LACUSTRE .....	39
3.3 ELABORACIÓN DE MAPAS GEOMORFOLÓGICOS Y DELIMITACIÓN DE PALEOGLACIARES .....	40
<b>CAPÍTULO IV.....</b>	<b>43</b>
CRONOLOGÍAS GLACIARES.....	43
4.1 MÉTODOS PARA OBTENER CRONOLOGÍAS GLACIARES RELATIVAS.....	43
4.2 MÉTODO PARA OBTENER CRONOLOGÍAS GLACIARES ABSOLUTAS .....	44
4.3 RESULTADOS E INTERPRETACIONES DE LAS EDADES ABSOLUTAS.....	49
4.4 RESULTADOS E INTERPRETACIONES DE LAS EDADES RELATIVAS CON MARTILLO SCHMIDT.....	59
<b>CAPÍTULO V.....</b>	<b>61</b>
RECONSTRUCCIONES Y EVOLUCIÓN GLACIAR.....	61
5.1 MÉTODOS PARA ESTIMAR VOLÚMENES GLACIARES.....	61
5.1.1 Reconstrucción de glaciares usando el método GlaBTop (Glacier bed topography).....	61
5.1.2 Reconstrucción de paleoglaciares usando el método GlaRe (Glacier reconstruction) .....	62
5.2 RESULTADOS SOBRE EXTENSIONES Y VOLÚMENES GLACIARES.....	64
5.3 ANÁLISIS E INTERPRETACIONES DE LAS EXTENSIONES GLACIARES .....	68
5.4 ANÁLISIS E INTERPRETACIONES DE LOS VOLÚMENES GLACIARES.....	69

<b>CAPÍTULO VI.....</b>	<b>73</b>
GEOINDICADORES DE LOS CAMBIOS CLIMÁTICOS .....	73
6.1 ALTITUDES DE LA LÍNEA DE EQUILIBRIO GLACIAR (ELAs) .....	73
6.2 MÉTODO PARA ESTIMAR LA ELA GEOMORFOLÓGICA.....	74
6.2.1 Modelamiento del Balance de Masa y obtención del Balance Ratio (BR) .....	75
6.2.2 Estimación de paleotemperaturas.....	78
6.3 RESULTADOS SOBRE LAS ELAs GLACIARES Y PALEOTEMPERATURAS .....	78
6.4 ANÁLISIS E INTERPRETACIONES DE LAS ELAs Y LAS PALEOTEMPERATURAS.....	81
<b>CONCLUSIONES.....</b>	<b>83</b>
<b>GLOSARIO DE TÉRMINOS .....</b>	<b>87</b>
<b>REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....</b>	<b>89</b>
<b>RELACIÓN DE MAPAS E ILUSTRACIONES .....</b>	<b>97</b>

## RESUMEN

Las investigaciones geomorfológicas acerca de la evolución de los glaciares andinos, especialmente durante finales del Pleistoceno y el Holoceno, nos proporcionan una valiosa información sobre la evolución del clima, su relación con las reservas de agua almacenada en las montañas y los peligros geológicos. Además, permiten comprender las relaciones causa-efecto entre el enfriamiento del hemisferio norte y las precipitaciones y humedad en los Andes tropicales, un fenómeno que ocurre anualmente y que también puede extenderse a escalas de cientos a decenas de miles de años.

Este trabajo muestra el análisis geomorfológico de los valles glaciares Parón (~8° 59' S-77° 40' O) y Chucchún (~9° 13' S-77° 34' O) en la Cordillera Blanca (norte de Perú), donde bloques de morrenas y superficies rocosas con pulimento glaciar fueron datados a través de isótopos cosmogénicos.

Los resultados arrojaron 37 edades morrénicas que indican avances glaciares. Están agrupadas en 5 fases que se relacionan con eventos fríos globales: Pequeña Edad de Hielo (PEH ~0.5 ka), Younger Dryas (YD ~11.2 ka), Oldest Dryas (OD ~15.5 ka), el Último Máximo Glaciar (LGM ~31-42 ka) y el penúltimo ciclo glaciar (~148 ka). Además, se obtuvieron 2 edades en lechos rocosos con pulimento glaciar que indican retrocesos glaciares y estarían relacionados con el periodo denominado Óptimo Cálido Medieval (~1.5 ka).

Las edades obtenidas permitieron reconstruir cronológicamente paleoglaciares, y estimar sus áreas, volúmenes, altitudes de la línea de equilibrio glaciar (ELAs) y paleotemperaturas para cada escenario con la finalidad de evaluar su evolución y compararlas con escenarios más recientes (años 1962 y 2016).

Las áreas glaciares en Parón fueron:  $A_{LGM}$  ~83 km<sup>2</sup>,  $A_{YD}$  ~59 km<sup>2</sup>,  $A_{PEH}$  ~37 km<sup>2</sup>,  $A_{1962}$  ~25 km<sup>2</sup> y  $A_{2016}$  ~19 km<sup>2</sup>. Mientras que en Chucchún,  $A_{LGM}$  ~18 km<sup>2</sup>,  $A_{OD}$  ~17 km<sup>2</sup>,  $A_{YD}$  ~16 km<sup>2</sup>,  $A_{PEH}$  ~13 km<sup>2</sup>,  $A_{1962}$  ~11 km<sup>2</sup> y  $A_{2016}$  ~9 km<sup>2</sup>.

Los volúmenes glaciares en Parón fueron:  $V_{LGM}$  ~11822 hm<sup>3</sup>,  $V_{YD}$  ~6284 hm<sup>3</sup>,  $V_{PEH}$  ~3245 hm<sup>3</sup>,  $V_{1962}$  ~1552 hm<sup>3</sup> y  $V_{2016}$  ~714 hm<sup>3</sup>. Mientras que en Chucchún,  $V_{LGM}$  ~2220 hm<sup>3</sup>,  $V_{OD}$  ~1745 hm<sup>3</sup>,  $V_{YD}$  ~1459 hm<sup>3</sup>,  $V_{PEH}$  ~1062 hm<sup>3</sup>,  $V_{1962}$  ~580 hm<sup>3</sup> y  $V_{2016}$  ~316 hm<sup>3</sup>.

Las ELAs en Parón fueron:  $ELA_{LGM}$  ~4681 m,  $ELA_{YD}$  ~4933 m,  $ELA_{PEH}$  ~5078 m,  $ELA_{1962}$  ~5146 m y  $ELA_{2016}$  ~5168 m. En Chucchún,  $ELA_{LGM}$  ~4653 m,  $ELA_{OD}$  ~4775 m,  $ELA_{YD}$  ~4824 m,  $ELA_{PEH}$  ~4997 m,  $ELA_{1962}$  ~5078 m y  $ELA_{2016}$  ~5146 m.

Finalmente, las variaciones de la temperatura ( $\Delta T$ ) respecto al 2016 en Parón fueron:  $\Delta T_{LGM}$  =3.2 °C,  $\Delta T_{YD}$  =1.5 °C,  $\Delta T_{PEH}$  =0.6 °C y  $\Delta T_{1962}$  =0.1 °C. En Chucchún,  $\Delta T_{LGM}$  =3.2 °C,  $\Delta T_{OD}$  =2.4 °C,  $\Delta T_{YD}$  =2.1 °C,  $\Delta T_{PEH}$  =1.0 °C y  $\Delta T_{1962}$  =0.4 °C.

Los resultados de pérdida de áreas, volúmenes y ELAs glaciares indican una relativa aceleración durante el periodo 1962-2016 (54 años), respecto a PEH-1962 (~100 años), coherentes con muchas otras investigaciones en la Cordillera Blanca.

Por su parte, las estimaciones de paleotemperaturas son bastante consistentes con el calentamiento global medido a través de registros instrumentales (IPCC, 2013) entre los años 1880-2012 (0.85 °C). Así también, con las estimaciones del incremento de la temperatura para los últimos 50-60 años que es de 0.1 °C/década (Vuille et al., 2008).

Este documento tiene como finalidad convertirse en un instrumento de análisis y gestión para las instituciones que deben emprender políticas de adaptación de la sociedad a los cambios previstos para las próximas décadas como consecuencia del cambio climático actual; cambios relacionados con la disponibilidad de agua almacenada en la criósfera y el incremento de los peligros geológicos asociados al proceso de desglaciación.



## ABSTRACT

Geomorphological research on the evolution of Andean glaciers, especially during the late Pleistocene and Holocene, provides valuable information on the evolution of climate, its relationship with water reserves stored in the mountains and geological hazards. In addition, it allows us to understand the cause/effect relationships between northern hemisphere cooling and rainfall and humidity in the tropical Andes, a phenomenon that occurs annually and can also extend over scales of hundreds to tens of thousands of years.

This work shows the geomorphological analysis of the Parón ( $\sim 8^{\circ} 59' \text{ S}$ - $77^{\circ} 40' \text{ W}$ ) and Chucchún ( $\sim 9^{\circ} 13' \text{ S}$ - $77^{\circ} 34' \text{ W}$ ) glacial valleys, in the Cordillera Blanca (northern Peru), where blocks of moraines and rock surfaces with glacial polish were dated through cosmogenic isotopes.

The results dated 37 moraine ages, which indicate glacial advances and are grouped into 5 phases, which are related to global cold events: Little Ice Age (LIA  $\sim 0.5 \text{ ka}$ ), Younger Dryas (YD  $\sim 11.2 \text{ ka}$ ), Oldest Dryas (OD  $\sim 15.5 \text{ ka}$ ), the Last Glacial Maximum (LGM  $\sim 31 - 42 \text{ ka}$ ) and the penultimate glacial cycle ( $\sim 148 \text{ ka}$ ). In addition, 2 ages were obtained in bedrock with glacial polish, which indicate glacial retreats and would be related to the period called Medieval Warm Optimum ( $\sim 1.5 \text{ ka}$ ).

The ages obtained allowed the chronological reconstruction of paleoglaciers and the estimation of their areas, volumes, glacial Equilibrium Line Altitudes (ELAs) and paleotemperatures for each scenario, in order to evaluate their evolution and compare them with more recent scenarios (1962 and 2016).

The glacier areas in Parón were:  $A_{\text{LGM}} \sim 83 \text{ km}^2$ ,  $A_{\text{YD}} \sim 59 \text{ km}^2$ ,  $A_{\text{PEH}} \sim 37 \text{ km}^2$ ,  $A_{1962} \sim 25 \text{ km}^2$  and  $A_{2016} \sim 19 \text{ km}^2$ . While in Chucchún,

$A_{\text{LGM}} \sim 18 \text{ km}^2$ ,  $A_{\text{OD}} \sim 17 \text{ km}^2$ ,  $A_{\text{YD}} \sim 16 \text{ km}^2$ ,  $A_{\text{PEH}} \sim 13 \text{ km}^2$ ,  $A_{1962} \sim 11 \text{ km}^2$  and  $A_{2016} \sim 9 \text{ km}^2$ .

The glacier volumes in Parón were:  $V_{\text{LGM}} \sim 11822 \text{ hm}^3$ ,  $V_{\text{YD}} \sim 6284 \text{ hm}^3$ ,  $V_{\text{PEH}} \sim 3245 \text{ hm}^3$ ,  $V_{1962} \sim 1552 \text{ hm}^3$  and  $V_{2016} \sim 714 \text{ hm}^3$ . While in Chucchún,  $V_{\text{LGM}} \sim 2220 \text{ hm}^3$ ,  $V_{\text{OD}} \sim 1745 \text{ hm}^3$ ,  $V_{\text{YD}} \sim 1459 \text{ hm}^3$ ,  $V_{\text{PEH}} \sim 1062 \text{ hm}^3$ ,  $V_{1962} \sim 580 \text{ hm}^3$  and  $V_{2016} \sim 316 \text{ hm}^3$ .

The ELAs in Parón were:  $\text{ELA}_{\text{LGM}} \sim 4681 \text{ m}$ ,  $\text{ELA}_{\text{YD}} \sim 4933 \text{ m}$ ,  $\text{ELA}_{\text{PEH}} \sim 5078 \text{ m}$ ,  $\text{ELA}_{1962} \sim 5146 \text{ m}$  and  $\text{ELA}_{2016} \sim 5168 \text{ m}$ . In Chucchún,  $\text{ELA}_{\text{LGM}} \sim 4653 \text{ m}$ ,  $\text{ELA}_{\text{OD}} \sim 4775 \text{ m}$ ,  $\text{ELA}_{\text{YD}} \sim 4824 \text{ m}$ ,  $\text{ELA}_{\text{PEH}} \sim 4997 \text{ m}$ ,  $\text{ELA}_{1962} \sim 5078 \text{ m}$  and  $\text{ELA}_{2016} \sim 5146 \text{ m}$ .

Finally, the temperature variations ( $\Delta T$ ) with respect to 2016 in Parón were:  $\Delta T_{\text{LGM}} = 3.2^{\circ}\text{C}$ ,  $\Delta T_{\text{YD}} = 1.5^{\circ}\text{C}$ ,  $\Delta T_{\text{PEH}} = 0.6^{\circ}\text{C}$  and  $\Delta T_{1962} = 0.1^{\circ}\text{C}$ . In Chucchún,  $\Delta T_{\text{LGM}} = 3.2^{\circ}\text{C}$ ,  $\Delta T_{\text{OD}} = 2.4^{\circ}\text{C}$ ,  $\Delta T_{\text{YD}} = 2.1^{\circ}\text{C}$ ,  $\Delta T_{\text{PEH}} = 1.0^{\circ}\text{C}$  and  $\Delta T_{1962} = 0.4^{\circ}\text{C}$ .

The results of loss of glacier areas, volumes and ELAs indicate a relative acceleration during the period 1962-2016 (54 years), with respect to LIA-1962 ( $\sim 100$  years), consistent with many other investigations in the Cordillera Blanca.

Paleotemperature estimates are quite consistent with the global warming measured through instrumental records (IPCC, 2013), between 1880-2012 ( $0.85^{\circ}\text{C}$ ). Also, with the estimates of temperature increase for the last 50-60 years which is  $0.1^{\circ}\text{C}/\text{decade}$  (Vuille et al., 2008).

The purpose of this work is to become an analysis and management tool for institutions that must undertake policies to adapt society to the changes expected in the coming decades as a result of current climate change, related to the availability of water stored in the cryosphere and the increase in geological hazards associated with the deglaciation process.



# CAPÍTULO I

## INTRODUCCIÓN

Desde el año 2015, el INGEMMET viene realizando investigaciones sobre la geomorfología glaciar y los cambios climáticos en los Andes peruanos. Durante el periodo 2015-2018, se desarrollaron la mayor parte de las actividades descritas en este boletín a través de los proyectos GA51 Criósfera y Cambio Climático, de la DGAR, y el proyecto de investigación básica 144-2015, cofinanciado por el INGEMMET y el Fondo para el Desarrollo Científico y Tecnológico (FONDECYT).

Durante el año 2022, a través del proyecto GA57A de la DGAR, que realiza estudios sobre el registro geomorfológico de los cambios climáticos y sus implicancias geodinámicas en los Andes peruanos, se recapituló y recalculó la información preexistente dando como resultado la publicación de este boletín.

Los autores de este boletín agradecen profundamente el apoyo, soporte y colaboración de Lionel Fidel, Óscar Bernuy, Susana Vilca, José Macharé, Javier De Marcos, Régis Braucher, Ramón Pellitero, Pablo Masías, Igor Astete, Gonzalo Luna, Mariette Bustamante, Ítalo Barrientos, Matteo Spagnolo y Brice Rea, entre otros.

Con la publicación de este boletín, el INGEMMET contribuye al conocimiento de la evolución de los glaciares en la Cordillera Blanca, y confía en que este documento se convierta en un instrumento de análisis y gestión que proporcione información útil a las instituciones y autoridades que deben emprender políticas de adaptación de la sociedad a los cambios previstos para las próximas décadas como consecuencia del cambio climático actual. Cambios que están relacionados con el abastecimiento de agua almacenada en la criósfera y el incremento de los peligros geológicos asociados al proceso de desglaciación.

### 1.1 OBJETIVOS

El objetivo principal de este trabajo es estudiar y analizar el registro geomorfológico de los cambios climáticos en los valles glaciares de Parón y Chucchún en la Cordillera Blanca. Para ello, hemos priorizado los siguientes objetivos específicos:

- Elaborar mapas geomorfológicos a escala ~1:10 000.
- Estimar cronologías glaciares relativas y absolutas.
- Delimitar y reconstruir glaciares deducidos de las formas del relieve.
- Estimar los volúmenes de hielo.
- Calcular las ELAs para diversos escenarios.
- Deducir el calentamiento del clima registrado por la elevación de las ELAs.

### 1.2 ÁREA DE ESTUDIO

Este boletín presenta el estudio geomorfológico de dos valles glaciares que confluyen en el río Santa, en la vertiente occidental de la Cordillera Blanca (figura 1.1): Parón (~8° 59' S, 77° 40' O) y Chucchún (~9° 13' S, 77° 34' O). Estos valles tienen una gran similitud en su desarrollo, evolución y morfología actual. El valle Parón es considerablemente más desarrollado y profundo, está flanqueado por varias montañas que albergan circos glaciares desde donde fluyeron masas de hielo que dieron forma al valle. Por su parte, el valle Chucchún tiene un proceso temprano de incisión en la vertiente suroccidental del nevado Hualcán, por lo que es menos extenso y profundo.

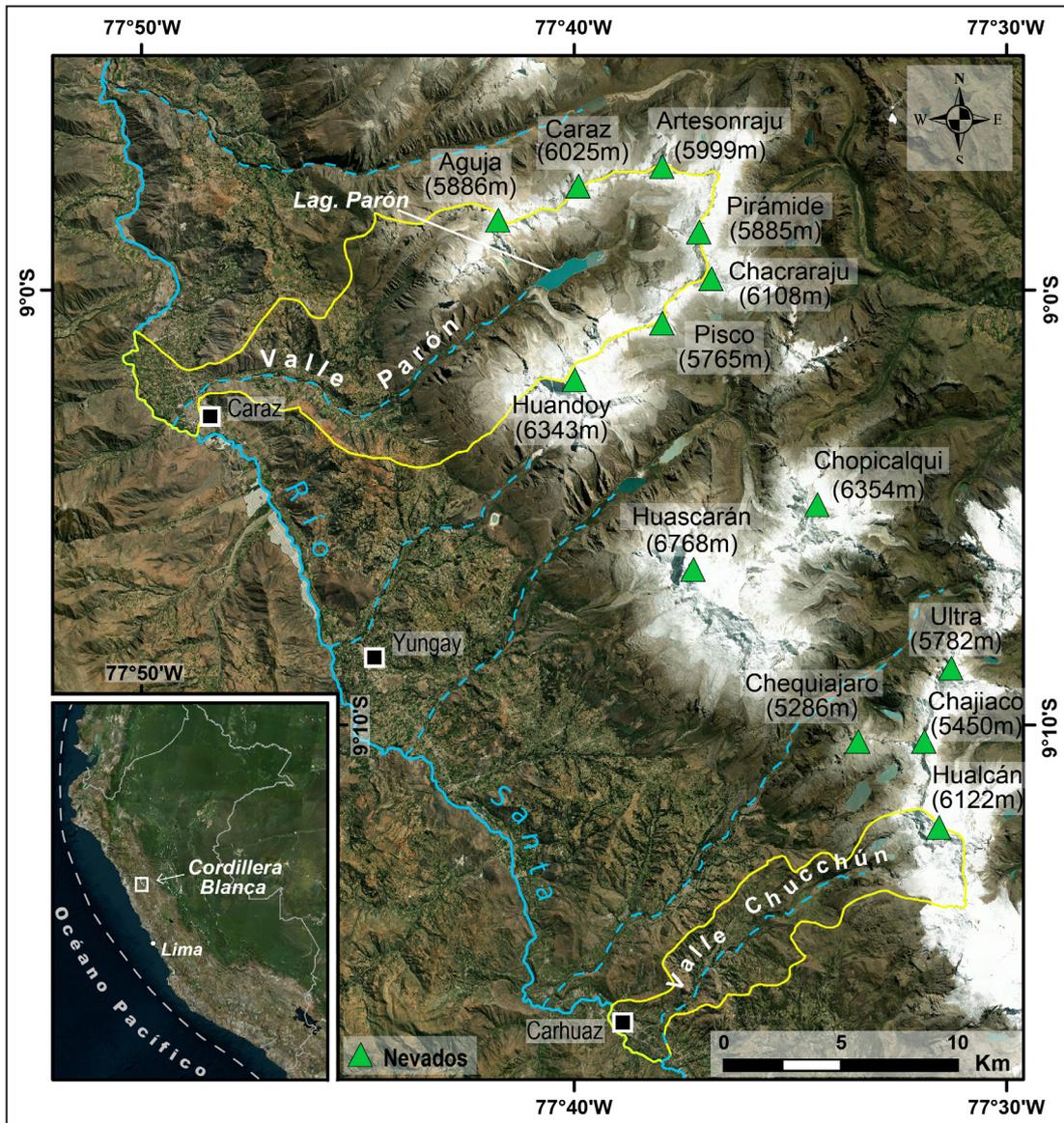


Figura 1.1 Mapa de ubicación de la Cordillera Blanca y las zonas de trabajo

El valle glaciar Parón tiene una longitud de ~28 km desde la cima del nevado Artesonraju hasta su desembocadura en el río Santa. Alberga una gran cantidad de glaciares que se emplazan en las vertientes de los nevados Huandoy (6343 m), Pisco (5498 m), Chacaraju (6108 m), Pirámide (5885 m), Artesonraju (5999 m) y Agujas Nevadas (5886 m) (figura 1.2). Estas masas de hielo son en su mayor parte lenguas glaciares de poco recorrido (~0.8 km en promedio), pero también existen lenguas de hielo de entre 2-3 km en las vertientes de los nevados Artesonraju y Pisco. En la parte más distal de estos glaciares, se observan masas de hielo cubiertas y entremezcladas con sedimentos (till) denominados glaciares degradados.

La laguna Parón es la más extensa de la Región Áncash (~1.5 km<sup>3</sup>). Tiene ~3.5 km de largo y ~600 m de ancho. Se ha formado por el derretimiento de masas de hielo provenientes de las vertientes montañosas mencionadas.

Su origen puede remontarse posiblemente a inicios del Holoceno, tras el derretimiento de glaciares del periodo frío Younger Dryas hace ~11 ka, cuyo desagüe podría haber sido represado por un gran desprendimiento de la cara norte del nevado Huandoy (fotografía 1.1) que creó una barrera y modificó y amplió su morfología original. Sobre el material depositado producto del desprendimiento rocoso se habrían desarrollado avances glaciares posteriores que formaron la morrena y el glaciar Jatunraju (figura 1.2) durante la PEH hace ~0.5 ka.

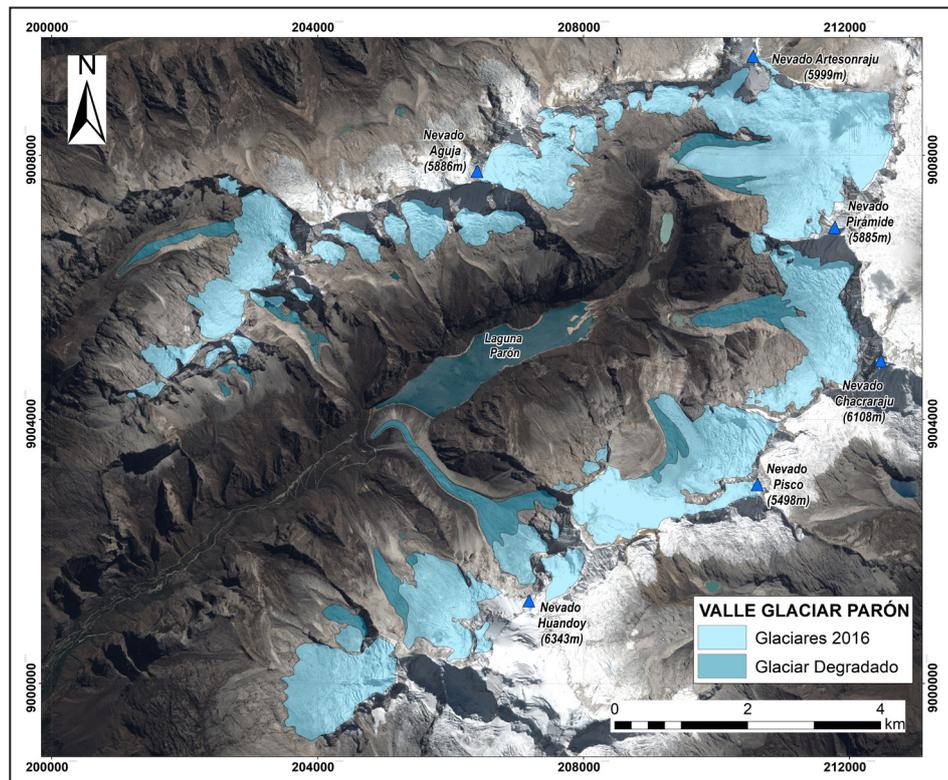


Figura 1.2 Vertientes montañosas con glaciares en los alrededores de la laguna Parón



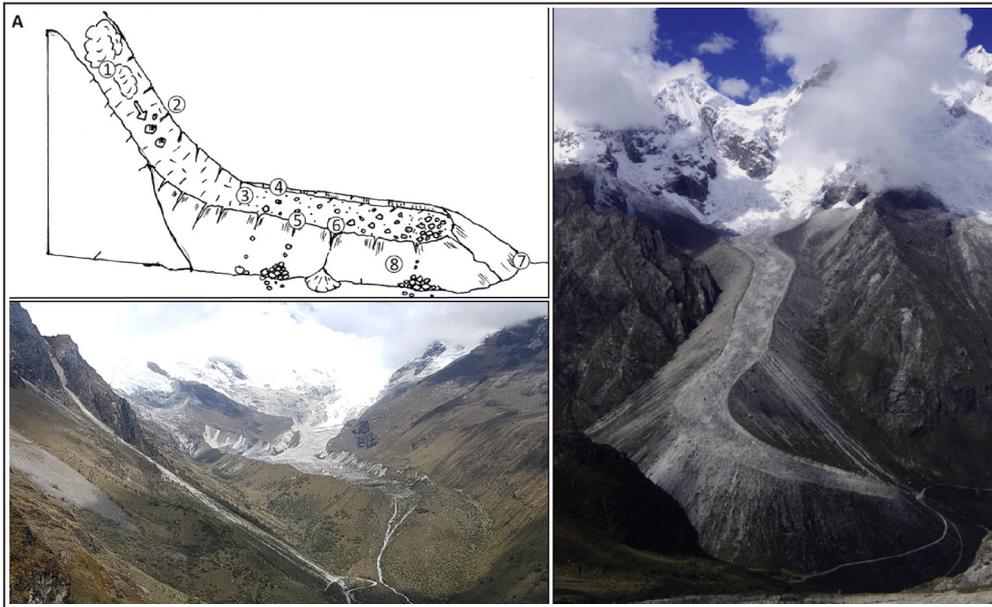
Fotografía 1.1 Cicatriz de desprendimiento rocoso en la cara norte del Nevado Huandoy

Las cumbres y laderas montañosas conservan huellas de procesos erosivos producidos por la acción glaciar en el pasado. Desde los nevados Artesonraju, Chacaraju y Huandoy descienden extensas morrenas a manera de rampas

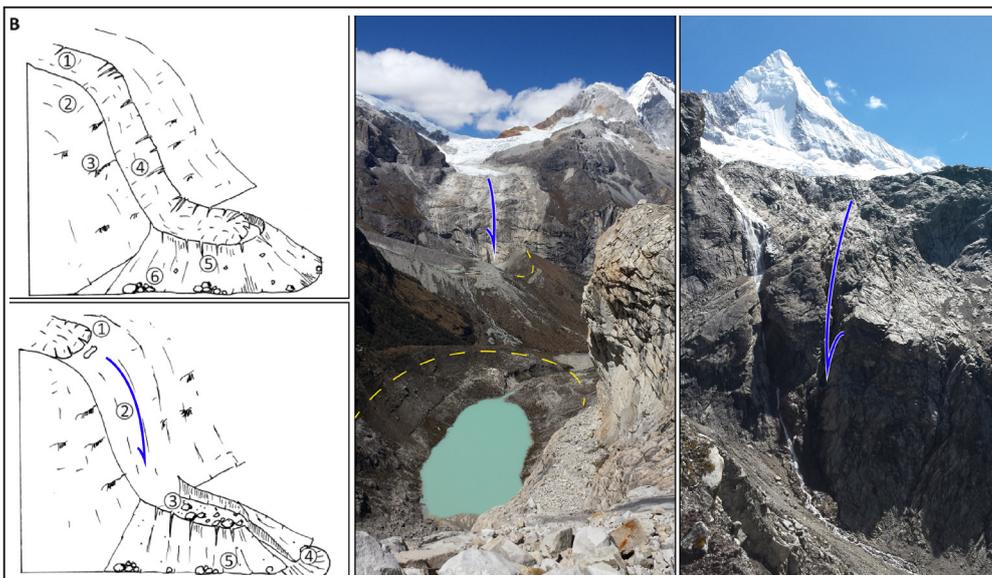
sedimentarias con dirección al fondo del valle (figura 1.3). Muchas otras morrenas quedan adosadas a las paredes del valle glaciar, ya que son evidencias de antiguos avances glaciares de corto recorrido, por tener circos glaciares más pequeños.

Entre la laguna Parón y los glaciares existen saltos topográficos importantes, desniveles de hasta 400 m a manera de paredes rocosas verticales, originadas por la sobreexcavación glaciar delante de umbrales rocosos con pulimento glaciar (figura 1.4).

La laguna Parón drena sus aguas a través del río Parón unos ~18 km hasta confluir con el río Santa a ~2200 m s. n., próximo a la ciudad de Caraz (9° 02' 48" S, 77° 48' 38" O, 2278 m), que es susceptible de sufrir daños ante un posible desembalse.



**Figura 1.3** Morrena de tipo "rampa" al frente de la laguna Parón; se forma generalmente en valles alimentados por varios circos glaciares. Las vistas corresponden al glaciar Jatunraju (Fotografía de la derecha tomada de Emmer et al., 2014, la figura fue tomada de Iturrizaga, 2018)



**Figura 1.4** Saltos topográficos producto de la sobreexcavación glaciar en la parte alta del valle Parón (Iturrizaga, 2018)

Por su parte, el valle glaciar Chuchún drena sus aguas por la vertiente suroccidental del nevado Hualcán (6104 m) hasta confluir con el río Santa, cerca de la ciudad de Carhuaz. El Nevado Hualcán se ubica a ~16 km al sureste de la cumbre norte del Nevado Huascarán (6664 m). Su área de cumbres y laderas conserva evidencias geomorfológicas de erosión glaciar

y su cara suroccidental presenta una sucesión de dos escalones casi completamente cubiertos por glaciares. Ambos escalones están separados por un escarpe de decenas a cientos de metros de altura que revela el espesor de hielo. La base del escarpe es una empinada rampa parcialmente cubierta de hielo y depósitos de avalanchas procedentes del escalón superior (fotografía 1.2).



Fotografía 1.2 Área de cumbres del Nevado Hualcán vista desde Pampa Sonquil, al suroeste de la montaña

Desde el flanco suroccidental de la montaña descienden al menos seis lenguas glaciares por las empinadas rampas hasta tres cubetas de sobreexcavación glaciar, originadas por avances glaciares antiguos que el agua de deshielo inundó formando tres lagunas escalonadas represadas por morrenas (figura 1.5). En el escalón superior está la laguna Cochca a ~4530 m de altitud.

En un segundo escalón se encuentra la laguna 513 a ~4430 m de altitud. Por último, varios cientos de metros vertiente abajo, el desagüe de esa laguna se precipita por una escarpada pared hasta la laguna Rajupaquinan, cuyo espejo de agua está a ~4120 m de altitud.

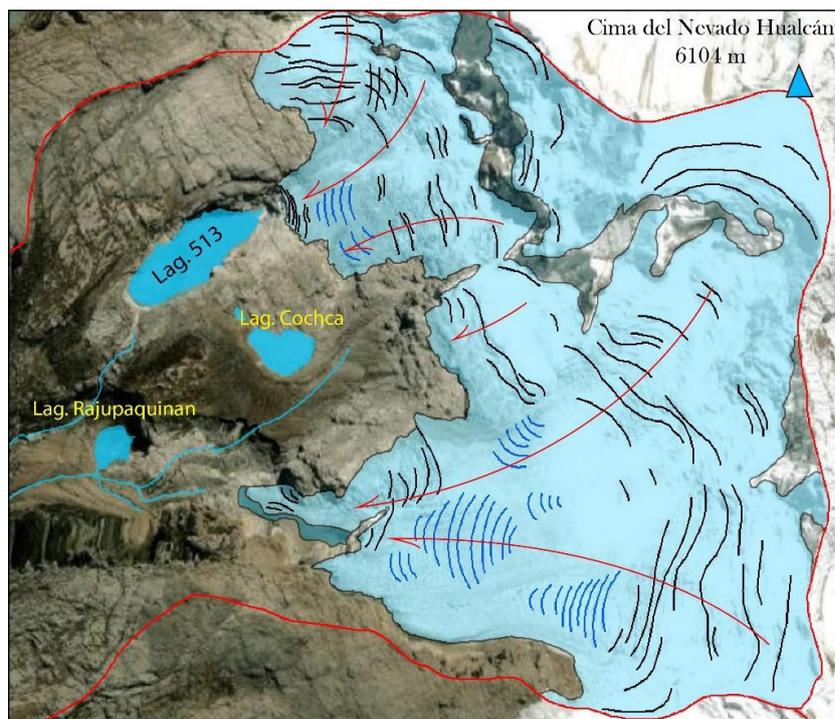


Figura 1.5 Glaciares y lagunas en la vertiente suroccidental del nevado Hualcán. Las líneas negras y azules muestran los sistemas de grietas glaciares y las flechas la dirección de los flujos de hielo

Aguas debajo de la laguna Rajupaquinan, se ha desarrollado un barranco de paredes escarpadas que alcanzan varios cientos de metros de altura, tiene forma de embudo y está orientado hacia el suroeste, flanqueado por los cerros Aracoto al norte y

Pojiac al sur (figura 1.6). Estos cerros conservan geoformas que evidencian antiguos flujos de hielo que descendían por sus vertientes, las cuales se ven afectadas por el sistema de fallas de la Cordillera Blanca.



**Figura 1.6** Barranco formado por sobreexcavación glaciar en el valle Chucchún

Este barranco desemboca en una amplia planicie de ~2 km de longitud denominada Pampa Sonquil a ~3600 m de altitud. Esta llanura se originó posiblemente por la colmatación de una laguna por sedimentos fluvio-glaciares. (fotografía 1.3). En los límites exteriores, así como en el interior de la Pampa Sonquil, existen varias generaciones de morrenas que registran fases de avances y retrocesos de los glaciares, algunas de ellas disectadas transversalmente por las fallas de la Cordillera Blanca.

Con un trazado meandriforme, el río Chucchún corta longitudinalmente los sedimentos lacustres de Pampa Sonquil, para luego encajonarse en un sector más estrecho del valle flanqueado por morrenas. Desde este punto, el desnivel topográfico con respecto a la cima del nevado Hualcán revela un salto de ~2500 m de altura en ~7 km de distancia.



**Fotografía 1.3** Pampa Sonquil vista desde la laguna 513

Aguas abajo, ~5 km al suroeste de Pampa Sonquil, se encuentra el centro poblado Hualcán (9° 15' S, 77° 36' O, 3067 m), a orillas del barranco excavado por el río Chucchún. Más abajo de esa localidad, el curso fluvial continúa descendiendo por las laderas de la montaña, desembocando en el río Santa en la localidad de Carhuaz, que está emplazada sobre un cono aluvial a ~2640 m de altitud, a ~8 km de distancia de la cumbre del Nevado Hualcán y un desnivel topográfico de ~3400 m.

### 1.3 FUNDAMENTOS BÁSICOS DE LA INVESTIGACIÓN

El concepto paleoclima se usa para referirse a climas anteriores a la existencia de aparatos de medición meteorológica. Para ello, es necesario reconstruir el clima utilizando mediciones indirectas, denominados proxies paleoclimáticos.

Un buen ejemplo es la paleotemperatura de la superficie del mar, que es un buen indicador de la temperatura global. Se deduce de las características fósiles inscritas en sedimentos marinos y puede remontarse a miles (ka) o millones de años (Ma). Otro ejemplo son los paleolagos, que hoy en día encontramos en el altiplano de Perú y Bolivia. Su sola presencia y las características ecológicas de sus fósiles, proporcionan información sobre la humedad o aridez de los paleoclimas.

Cuando los proxies paleoclimáticos proceden de fósiles lacustres o marinos, incluso de testigos de hielo glaciar, se denominan continuos (sin interrupciones) y de alta resolución (con muchos datos). Por otro lado, las dataciones de la evolución de los glaciares solo proporcionan información puntual (discontinua) e indican los periodos de avance de un glaciar o su desglaciación.

No obstante, las edades glaciares son muy útiles para compararse con proxies continuos, porque permiten enriquecer la interpretación paleoclimática. Existen también ecuaciones

matemáticas para deducir las condiciones paleoclimáticas, basadas en la altitud, forma, temperatura y otras características de los glaciares.

#### 1.3.1 Breve historia del clima de la Tierra

El planeta Tierra es el resultado de un largo proceso evolutivo que comienza hace ~4600 Ma. En sus primeros ~1000 Ma, la atmósfera carecía de oxígeno y estaba a temperaturas cercanas a los 100 °C, formada por vapor de agua, CO<sub>2</sub>, nitrógeno y otros gases residuales. Durante ese periodo, sucedieron ciclos de evaporación, condensación y precipitación de agua, que poco a poco enfriaron el planeta hasta permitir la aparición de los primeros océanos, continentes y también de las primeras formas de vida anaerobia (sin oxígeno). Hace ~3500 Ma aparecieron los estromatolitos, colonias de algas que fotosintetizaban y generaban oxígeno como residuo. Por tanto, durante los siguientes 2000 Ma la atmósfera se fue enriqueciendo progresivamente en oxígeno, lo que permitió mucho tiempo después el desarrollo de formas de vida cada vez más complejas.

Hace ~650 Ma las masas de hielo continentales se extendieron posiblemente hasta el Ecuador, así lo demuestran las tillitas encontradas en latitudes tropicales. A este periodo se le llama Criogénico y considera las glaciaciones más grandes en la historia de la Tierra, que pudieron haber cubierto todo el planeta.

La figura 1.7 muestra las reconstrucciones de la temperatura del planeta desde hace ~540 Ma. Una línea horizontal negra representa el promedio de temperatura global en el periodo 1960-1990. Para representar la evolución de la temperatura de un periodo tan dilatado de tiempo en un mismo gráfico se utilizan diferentes escalas cronológicas (A cientos de Ma), (B decenas de Ma), (C Ma), (D cientos de ka) y (E ka).

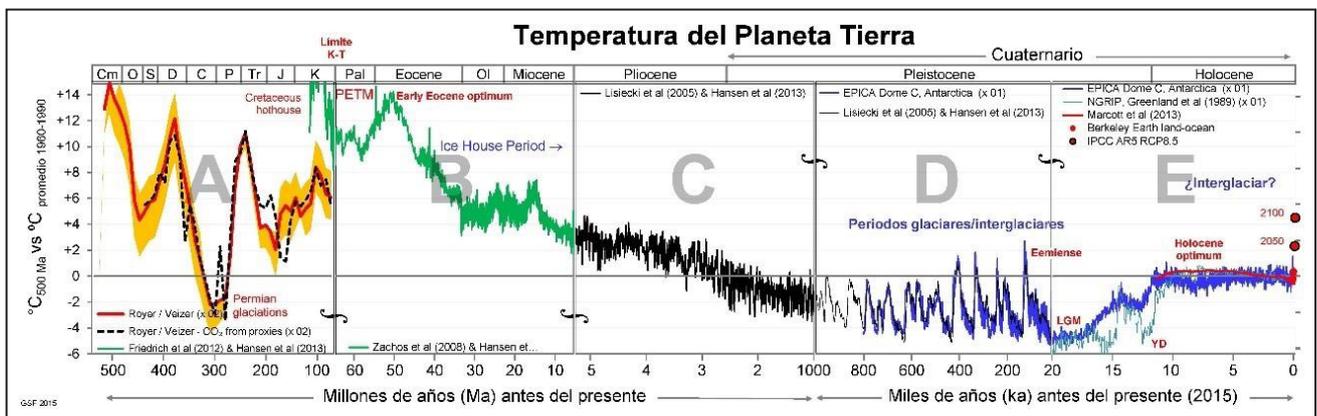


Figura 1.7 Variación de la temperatura global desde hace 540 Ma con respecto al promedio 1960-1990 (Fuente: Modificado de <http://gergs.net/>)

Estas temperaturas se reconstruyeron a partir de diversos proxies paleoclimáticos como la abundancia de  $\text{CO}_2$ , un gas de efecto invernadero fundamental en la configuración del clima de la Tierra. Su presencia impide que la temperatura media del planeta se encuentre por debajo del umbral de congelación ( $0^\circ\text{C}$ ) y sus pequeñas variaciones pueden provocar abruptos cambios climáticos.

Durante  $\sim 540$ - $65$  Ma antes del presente, el clima de la Tierra tuvo numerosas oscilaciones cálidas, a excepción de un periodo de intensas glaciaciones durante el Carbonífero y el Pérmico. Al comienzo de la era Cenozoica, el planeta pasó por varios máximos climáticos que luego dieron paso al periodo "Ice House", una fase que todavía continúa, donde el clima permite la existencia de agua sólida en regiones de elevada altitud y latitud.

Hace  $\sim 34$  Ma el planeta experimentó un enfriamiento progresivo originado en parte por la separación de Sudamérica y Australia de la Antártida, que originó la corriente circumpolar antártica que rodea ese continente retroalimentando su enfriamiento. Por ese motivo y por su localización, la Antártida empezó a estar ocupada por extensos glaciares.

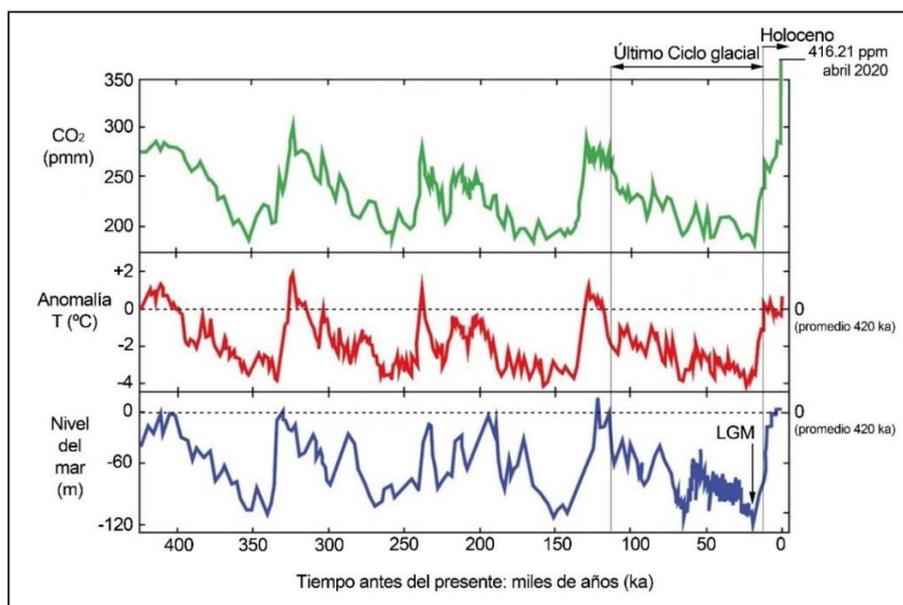
En los últimos  $\sim 2$  Ma (Cuaternario), el planeta ha alcanzado el máximo enfriamiento desde hace  $\sim 540$  Ma. Este periodo se ha caracterizado por fuertes oscilaciones climáticas con fases frías conocidas como ciclos glaciares (con  $\sim 100$  ka de duración) y periodos interglaciares (con una duración de  $\sim 20$ - $10$  ka). El

periodo Cuaternario comprende dos épocas: el Pleistoceno, que comprende todas las glaciaciones cuaternarias y casi todos los periodos interglaciares, y el Holoceno, que incluye el último periodo interglaciar que comenzó hace  $11.7$  ka.

Las investigaciones científicas demuestran el papel esencial que ha desempeñado el  $\text{CO}_2$  en los cambios climáticos. La figura 1.8 presenta la evolución de tres variables desde hace  $\sim 420$  ka: 1) la concentración de  $\text{CO}_2$  en la atmósfera; 2) las variaciones de la temperatura; y 3) el nivel medio del mar, con descensos hasta  $120$  m por debajo de su valor actual ( $0$  m).

La interpretación de las curvas permite identificar 4 ciclos glaciares durante los últimos  $420$  ka. Los avances glaciares encontrados en la Cordillera Blanca (Farber et al., 2005; Smith & Rodbell, 2010; Glasser et al., 2009), están dentro del último ciclo glacial, que comenzó hace  $\sim 110$  ka. La máxima expansión de los glaciares sucedió durante el último máximo glacial (LGM), que los estudios sobre el nivel global del mar sitúan entre  $30$ - $19$  ka antes del presente (Clark et al., 2009). En ese tiempo comenzó la tendencia a la desglaciación, que ha sido interrumpida por avances menores de magnitud decreciente en área y volumen.

Los últimos avances sucedieron en la PEH (Solomina et al., 2007; Jomelli et al., 2008), de acuerdo con los isótopos de oxígeno del glaciar Quelccaya (Thompson et al., 1986). Esos avances depositaron morrenas que todavía represan lagunas cerca del frente glaciar actual.



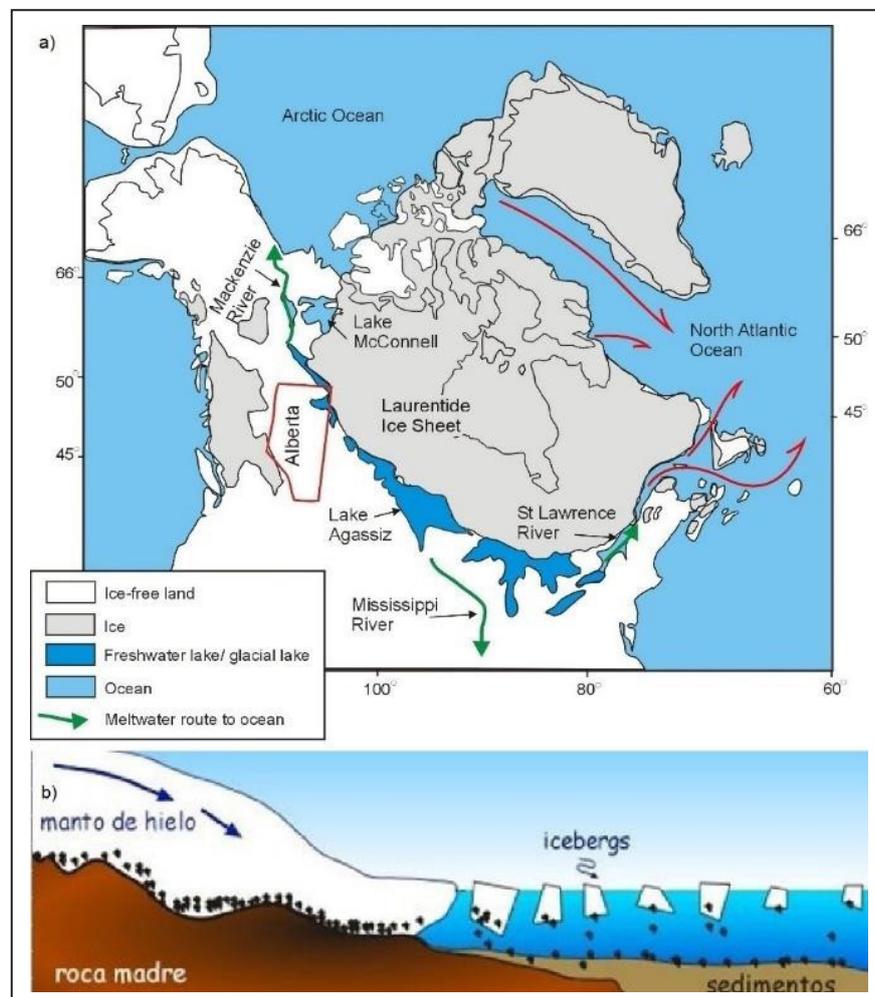
**Figura 1.8** Variación desde hace  $\sim 420$  ka de tres indicadores esenciales sobre cambios climáticos: concentración de  $\text{CO}_2$  en la atmósfera (verde), anomalía de temperatura (rojo) y nivel global de los océanos (azul). El gráfico demuestra que existe una correlación muy clara entre las variables. Modificado de Hasen et al., 2013

### 1.3.2 Causas de los cambios climáticos

Son muchos los factores que provocan esos cambios en diferentes escalas de tiempo e intensidad, incluso factores tectónicos producen cambios en escalas de millones de años (Ma). A continuación, sugerimos los factores más importantes para interpretar los resultados de este boletín.

Las corrientes termohalinas son uno de los principales procesos para la regulación térmica de la Tierra. Los tramos más cálidos son menos salinos, más ligeros y circulan en la superficie del mar y los tramos más fríos son más salinos, densos y circulan en el fondo de los océanos. Las alteraciones de estos sistemas provocan cambios climáticos a escala planetaria.

Hace ~13 ka lenguas de hielo descendían desde los grandes glaciares regionales de América del Norte hacia el Océano Atlántico (figura 1.9.A), desde donde emitían grandes icebergs (figura 1.9.B) que, al derretirse, transferían al Atlántico Norte grandes cantidades de agua dulce y dejaban caer al fondo del mar rocas y sedimentos de su antigua carga glaciar. Esta inyección de agua dulce provocó varias interrupciones de la corriente termohalina, que desencadenaron fases de brusco enfriamiento del clima terrestre. El análisis sedimentario permitió confirmar el área fuente de los icebergs y datar esas fases de enfriamiento (eventos Heinrich 1 ~17 ka, Heinrich 2 ~22 ka y Heinrich 3 ~31 ka). También se reconoció un evento similar pero más reciente (hace ~11-12 ka) denominado Younger Dryas.



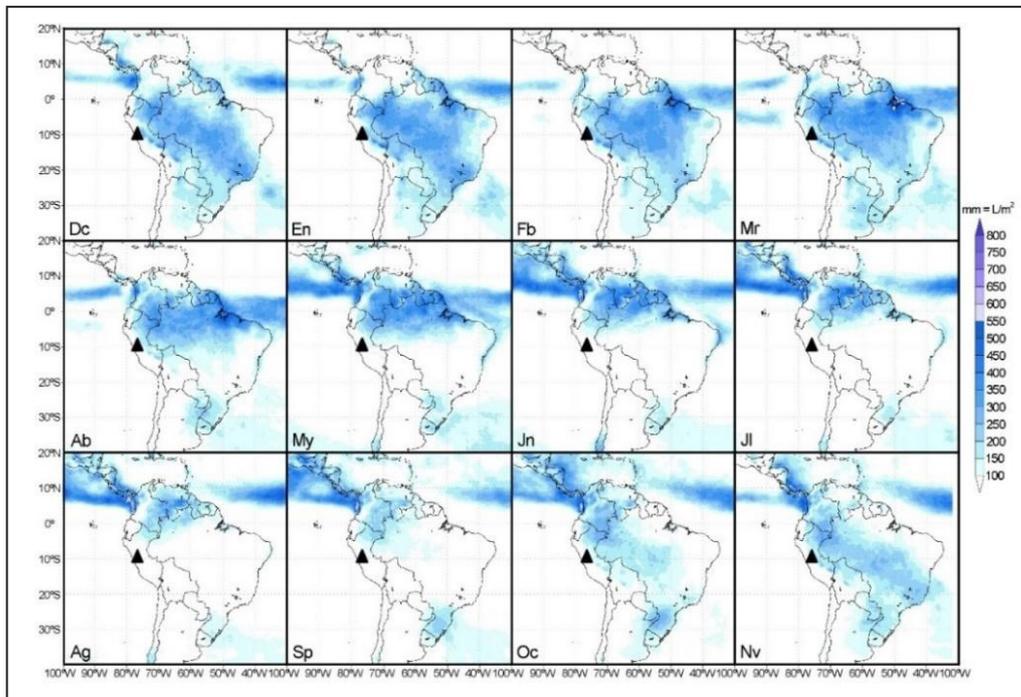
**Figura 1.9** Representación de a) la emisión de icebergs desde los glaciares de Norteamérica al Océano Atlántico (Fuente: Munyikwa et al., 2020); y b) transmisión de agua dulce y descarga de sedimentos glaciares, como consecuencia del deshielo (Fuente: Uriarte, 2004)

En los últimos 130 ka se reconocieron varias fases climáticas húmedas y frías en el hemisferio norte relacionadas con la interrupción de la circulación termohalina, que en los Andes tropicales originaron avances glaciares (Blard et al., 2009; Kelly et al., 2012; Úbeda et al., 2018) y la aparición de lagos en el altiplano boliviano (Placzek et al., 2013).

Esa relación, enfriamiento boreal-humedad tropical, parece haber sucedido a causa de un mayor desplazamiento hacia el sur de la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT), una región de la tropósfera donde la confluencia de masas de aire de los hemisferios norte y sur generan movimientos convectivos ascendentes cálidos y húmedos. Este ascenso provoca el enfriamiento de las masas de aire y, por tanto, la condensación y precipitación en forma de lluvia y nieve.

La ZCIT oscila anualmente entre las latitudes 10° S y 10° N en Sudamérica. En la actualidad, cuando el hemisferio norte se enfría (invierno boreal), la ZCIT se desplaza hacia el sur trayendo la mayor precipitación anual en los Andes peruanos (Clapperton, 1991). Durante el verano boreal la ZCIT se desplaza hacia el norte y ocurre la estación seca en los Andes de Perú y la Amazonía meridional (figura 1.10).

Este mismo fenómeno anual pudo haberse extendido con mayor intensidad o duración en el pasado, en escalas de miles de años, generando un mayor desplazamiento hacia el sur de la ZCIT y/o una mayor intensificación de la convección en la tropósfera. Estos procesos pudieron provocar cambios climáticos con condiciones más húmedas a las actuales que, unidos al mayor enfriamiento global, propiciaron grandes avances glaciares en la Cordillera Blanca.



**Figura 1.10** Promedios mensuales de precipitación 1998-2007 registrados por satélite en la Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM-NASA). El triángulo negro muestra la localización de la Cordillera Blanca (Modificado de Úbeda et al., 2018)

Otro importante factor influyente en los cambios climáticos son las variaciones geométricas de los movimientos astronómicos, ya que alteran la cantidad de energía solar que recibe la superficie del planeta. Se trata de un conjunto de fenómenos astronómicos conocidos como Ciclos de Milankovitch (Milankovitch, 1941), que resultan de la suma de tres ciclos: precesión, oblicuidad y excentricidad.

La precesión consiste en los cambios en el ángulo de inclinación del eje de rotación terrestre con respecto al plano de la eclíptica (22.1°-24.5° en ciclos de ~21 ka). La oblicuidad es el cambio en el ángulo del eje de rotación de la Tierra con respecto a la vertical (22°-24° en ciclos de cada ~41 ka). La excentricidad expresa la desviación de la órbita elíptica traslacional que sigue la Tierra con respecto a una órbita circular. Se completa en ciclos de variación cada ~100 ka.

Podemos distinguir también los factores humanos que han afectado al cambio del clima actual desde la Revolución Industrial, que comenzó en el siglo XIX y su generalización a todo el planeta ocurrió progresivamente durante el siglo XX. Además, coincide con el final de la Pequeña Edad del Hielo (PEH), la última pulsación fría a escala planetaria. Los isótopos de oxígeno del glaciar Quelccaya sugieren que en los Andes tropicales la PEH tuvo lugar entre los años 1500 y 1900 (Thompson et

al., 1986), justo antes de la industrialización a escala global. Por otra parte, los modelos matemáticos demuestran causas antrópicas del calentamiento global entre 1900 y 2000 (IPCC, 2013). Las simulaciones numéricas reproducen el calentamiento observado con mediciones instrumentales, los factores antrópicos (fundamentalmente la emisión de gases de efecto invernadero) y los factores naturales (p. e. circulación general de la atmósfera y otros).

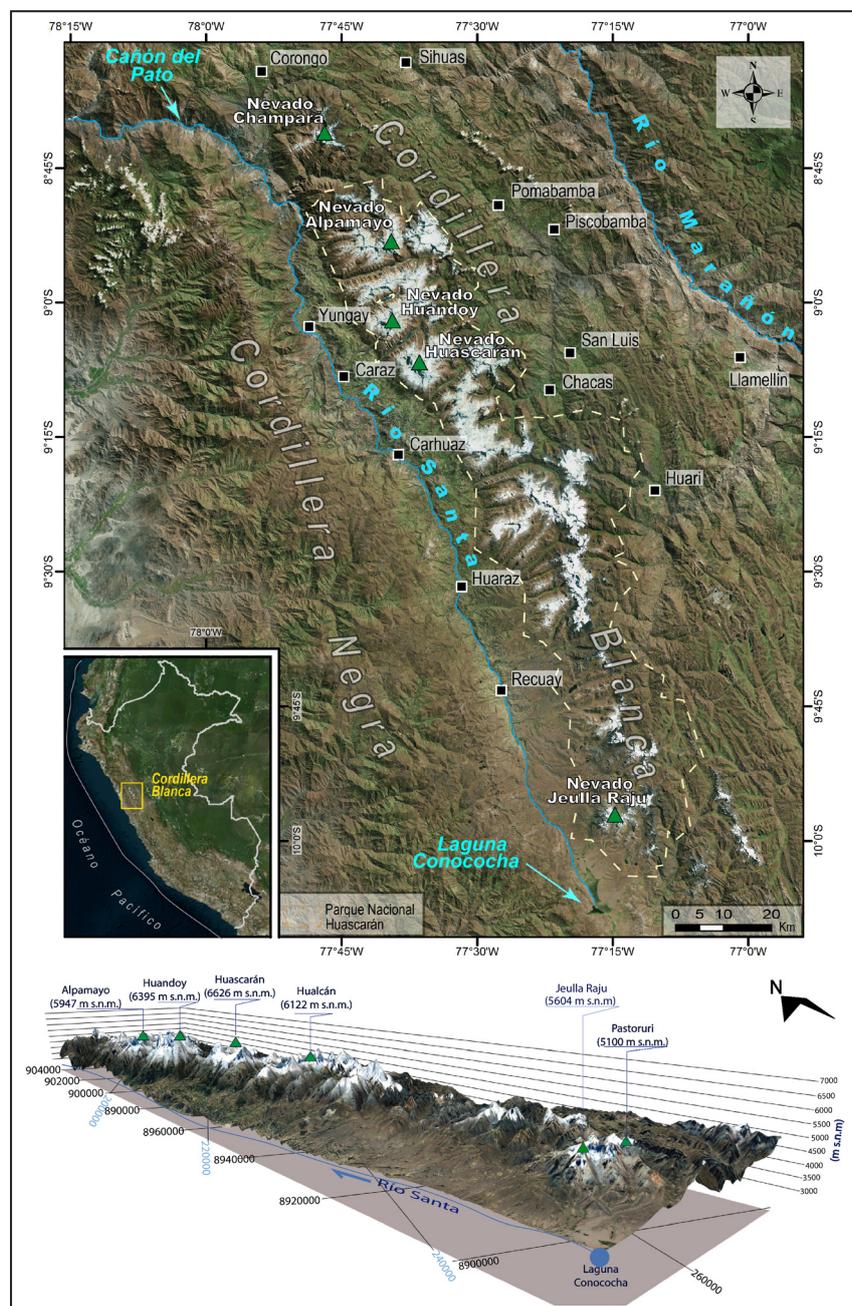


## CAPÍTULO II

### EVOLUCIÓN DEL RELIEVE EN LA CORDILLERA BLANCA

Es la alineación montañosa con la mayor área glaciar tropical del planeta (~448 km<sup>2</sup> - INAIGEM, 2018). Se extiende ~170 km con dirección NO-SE entre los Nevados Champará (8° 41' S, 77° 47' O, 5735 m) al noroeste y Jeulla Raju (9° 57' S, 77° 14' O, 5604 m) al sureste. Comprende 30 cimas con altitudes que superan los 6000 m y más de 200 superiores a los 5000 m (Ames et al.,

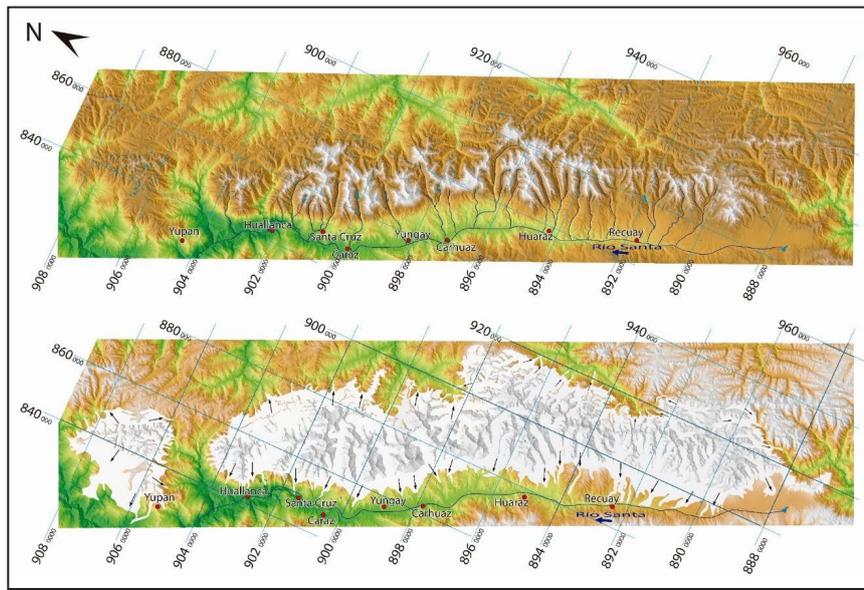
1995). Destacan los nevados Huascarán (6768 m), Huandoy (6395 m) y Alpamayo (5947 m). Separa dos vertientes que descienden hacia ámbitos bioclimáticos muy diferentes. Hacia el este, la cuenca amazónica y hacia el oeste, la vertiente del Pacífico (figura 2.1).



**Figura 2.1** Mapa de ubicación de la Cordillera Blanca que incluye en la parte inferior una imagen tridimensional que señala algunas de sus montañas más importantes

El río Santa es el colector de la vertiente occidental y nace en la laguna Conococha ( $10^{\circ} 04' S$ ,  $77^{\circ} 17' O$ , 4026 m). Recorre el Callejón del Huaylas de sur a norte hasta encajonarse en un profundo barranco conocido como el Cañón del Pato, que drena al Océano Pacífico. En la vertiente oriental, el río Marañón drena las aguas hacia la red fluvial amazónica. En las vertientes

occidentales, sobre grandes conos aluviales, se han emplazado ciudades importantes como Caraz, Carhuaz, Yungay, Huaraz y Recuay. Hoy en día los frentes glaciares alcanzan altitudes de 4500-5000 m. Sin embargo, las evidencias geomorfológicas, sugieren que en el pasado el área glaciaria llegaba a altitudes más bajas, incluso hasta los ~3000 m (figura 2.2).



**Figura 2.2** arriba: expansión actual de los glaciares en la Cordillera Blanca; abajo: reconstrucción aproximada durante el Último Máximo Glaciar (LGM ~35ka). Reconstrucción realizada con base en el análisis geomorfológico (Concha, 2017)

## 2.1 GEOLOGÍA

Su relieve actual es el resultado de intensos procesos geológicos desarrollados durante el Pleistoceno y el Holoceno, que terminaron de modelar relieves preexistentes desarrollados durante las primeras fases del levantamiento andino. La actividad tectónica, combinada con los procesos geológicos derivados de la alternancia de periodos glaciares e interglaciares durante el Cuaternario, esculpieron montañas y formaron profundos valles por donde discurren ríos y se instalan lagunas originadas por el derretimiento de las masas de hielo, que rellenaron cubetas previamente excavadas por los glaciares.

### • Estratigrafía

En la base afloran rocas de edad Jurásica superior (Formación Chicama), constituidas por una potente y extensa secuencia de lutitas negras que afloran ampliamente en las vertientes orientales bajas (Callejón de Conchucos) cerca al poblado de Chacas. Sobre estas rocas en ligera discordancia angular, afloran areniscas y lutitas del Cretácico inferior de las formaciones Oyón, Chimú, Santa, Carhuaz y Farrat, cerca de las ciudades de Yungay, Caráz y Carhuaz en las vertientes occidentales bajas de la Cordillera Blanca (figura 2.3).

El Cretácico superior presenta secuencias carbonatadas de las formaciones Pariahuanca, Chúlec, Pariatambo, Jumasha y Celendín, que afloran al este del nevado Pastoruri y cerca del poblado de Huari. Luego, en fuerte discordancia angular afloran capas de areniscas y limolitas rojas del Cretácico superior e inicios del Paleógeno correspondientes a la Formación Huaylas en el sector occidental y la Formación Chota, en el sector oriental de la Cordillera Blanca. Sobre estas rocas, afloran lavas y flujos piroclásticos de composición andesítica del Grupo Calipuy de edad Paleógena en las vertientes de los nevados Pastoruri, Jeullaraju y Huarapasca, en el extremo sur de la Cordillera Blanca (fotografía 2.1).

En el segmento norte de la Cordillera Blanca, entre las vertientes occidentales de los nevados Huandoy y Huascarán que vierten sus aguas hacia el río Santa, afloran tobos blanquecinos de la Formación Yungay de edad Miocena. Por último, las unidades cuaternarias consisten en abanicos aluviales, terrazas y conos fluvio-glaciares, mantos coluviales en las paredes de los valles, grandes depósitos de origen glaciar (morrenas) y escasos depósitos de vertientes periglaciares.

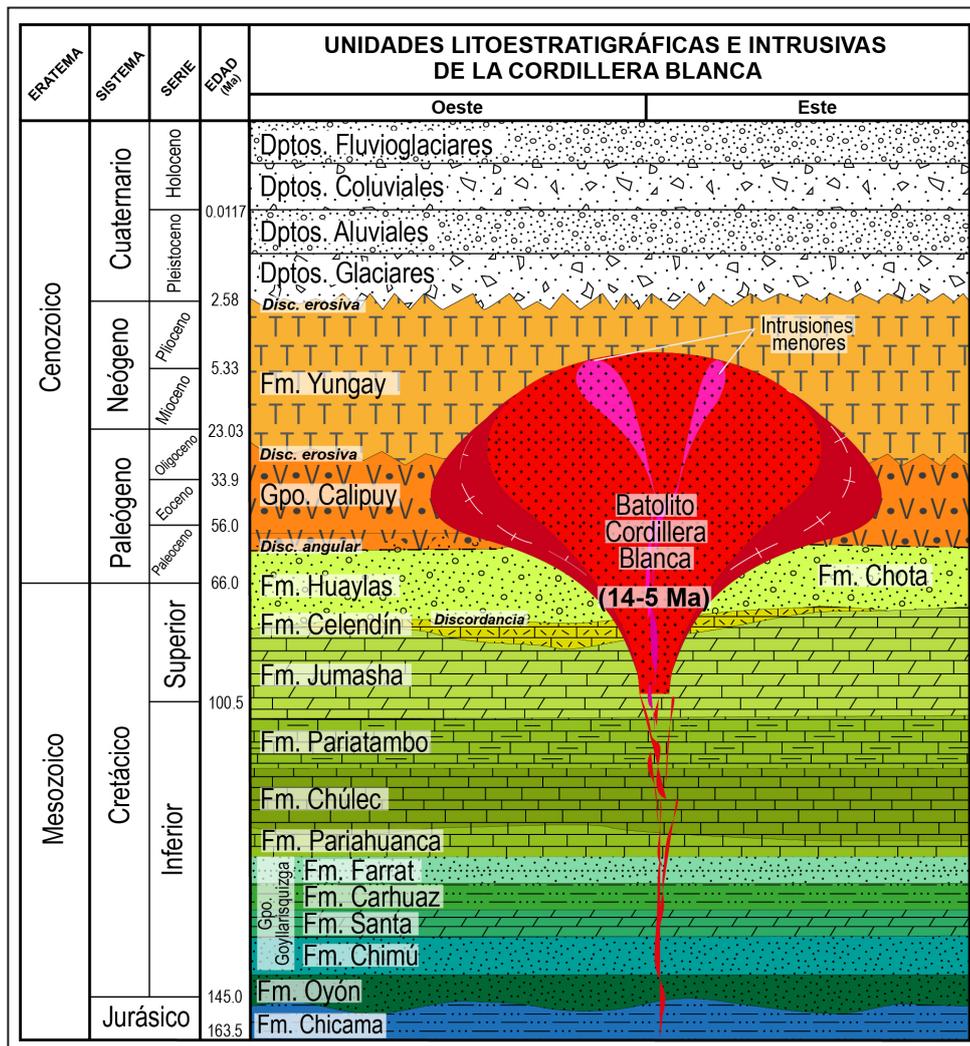
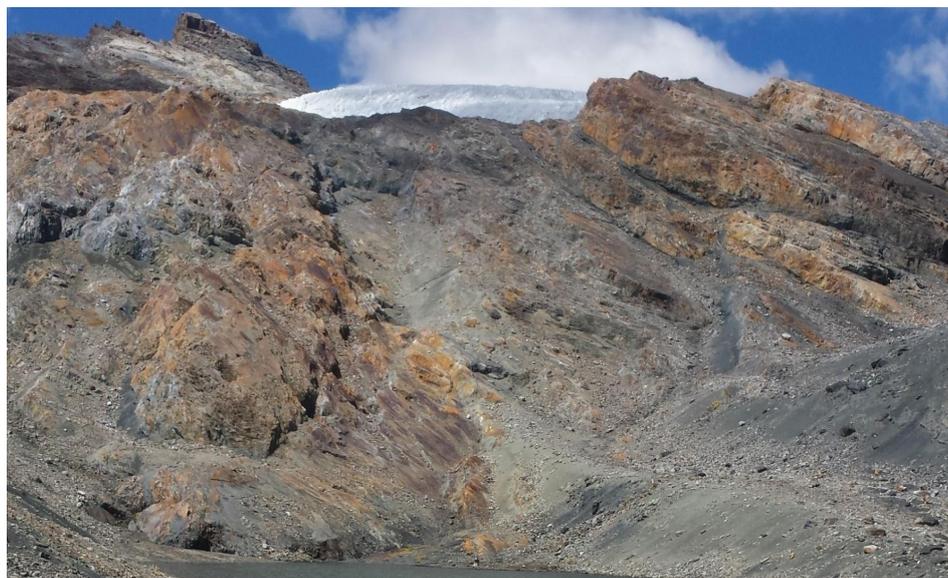


Figura 2.3 Unidades litoestratigráficas e intrusivas de la Cordillera Blanca y alrededores



Fotografía 2.1 Rocas volcánicas con pulimento glaciar del Grupo Calipuy cerca del nevado Pastoruri

### • Magmatismo

El magmatismo se debe a intrusiones del Mioceno (hace ~14-5 Ma) que generaron el complejo plutónico del batolito de la Cordillera Blanca (Mukasa, 1984; Giovani, 2007) alineado en dirección NO-SE. Su composición varía desde facies máficas (dioritas) en los bordes a facies intermedias-félsicas (granodioritas, tonalitas y granitos) hacia la parte interna del plutón. Estas rocas afloran en los nevados Tunsho, Cojup,

Hualcán, Huascarán, Huandoy, Alpamayo y Champará (fotografía 2.2).

El cese de las intrusiones magmáticas dio paso a una actividad de magmatismo extrusivo, con depósitos volcánicos casi sincrónicos (~8-3 Ma) al batolito de la Cordillera Blanca, representado por la Formación Yungay (Farrar & Noble, 1976; Cobbing et al., 1981; Wise & Noble, 2003).

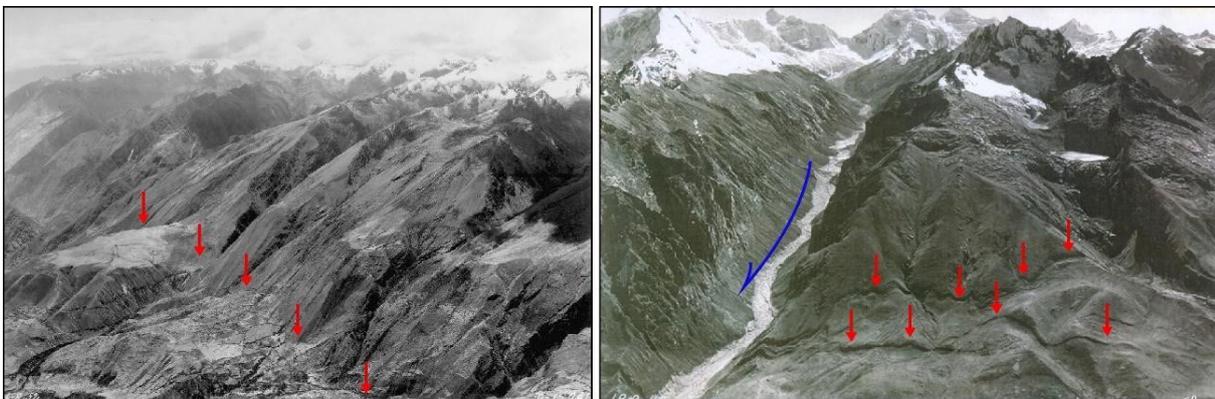


**Fotografía 2.2** Rocas intrusivas en la vertiente norte del nevado Huandoy

### • Tectónica

El batolito de la Cordillera Blanca está limitado al oeste por un sistema de fallas normales. Una estructura geológica de ~200 km de longitud, de alto ángulo y de dirección NO-SE desarrollada de manera paralela al este del río Santa. El sistema de fallas incluye desniveles o saltos topográficos que varían desde unos pocos

metros en el segmento sur cercanos a la laguna Conococha y el nevado Pastoruri, a algunas decenas de metros en su parte central cerca del nevado Huascarán y el valle Chucchún y hasta 1000-1500 m de desnivel en el segmento norte cerca del nevado Alpamayo y el Cañón del Pato (figura 2.4). Siame et al. (2006) indican que esta falla tendría al menos dos reactivaciones importantes en los últimos 3000 años.



**Figura 2.4** izquierda: fotografía del año 1952 en el segmento norte de la Cordillera Blanca cerca del nevado Alpamayo donde la falla muestra un desnivel topográfico de más de mil metros; derecha: fotografía del año 1948 donde la falla muestra escarpes métricos cerca de la quebrada Cojup y también se observa la huella del aluvión de 1941 que afectó a la ciudad de Huaraz

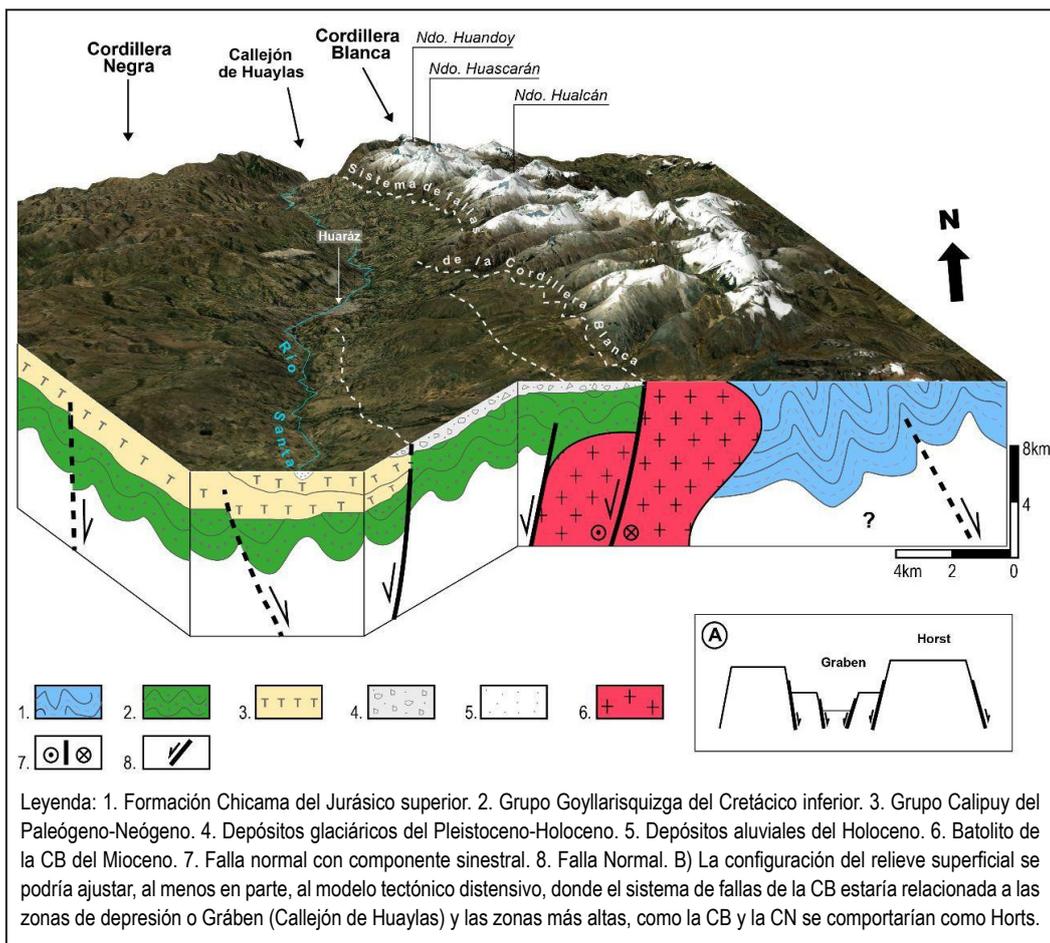
• **Magmatismo, tectónica y glaciares**

El rápido enfriamiento del batolito de la Cordillera Blanca corresponde a las facies postmagmáticas que podrían coincidir con el inicio de su exhumación, que es significativamente más alta respecto a la Cordillera Negra. Margirier et al. (2015, 2016) propone que un sistema de fallas tipo strike-slip (deslizamiento inesperado) a lo largo de la Cordillera Blanca facilitó un levantamiento temprano con respecto a la Cordillera Negra en la margen izquierda del río Santa.

De manera simplificada, la Cordillera Blanca puede considerarse un sistema de Block Mountains, como la literatura anglosajona denomina a los sistemas alineados de bloques levantados o pilares tectónicos (horst) y bloques hundidos o fosas tectónicas (graben).

Según la misma interpretación estructural, el Callejón del Huaylas sería un graben y en su vertiente occidental la Cordillera Negra es otra alineación de horst, formado por rocas volcánicas con una altitud menor a la Cordillera Blanca.

En el segmento sur de la Cordillera Blanca (entre los nevados Tantash, Jeullaraju y Pastoruri) afloran rocas sedimentarias y volcánicas (más susceptibles a la erosión). Por este motivo, sus relieves son más llanos con presencia de altiplanicies (fotografía 2.3) y sus montañas son considerablemente más bajas respecto a los segmentos centro y norte, que están dominados por granodioritas y tonalitas (menos susceptibles a la erosión) por lo que presenta relieves más abruptos, altas montañas, valles y cañones profundos (fotografía 2.4) originados por la excavación y profundización glaciar. Estas condicionantes geológicas mostradas en la figura 2.5 determinan el emplazamiento, forma y extensión de los glaciares.



**Figura 2.5** Block diagrama esquematizado del contexto geológico-estructural del emplazamiento de la Cordillera Blanca (CB) y su relación con la Cordillera Negra (CN) y la depresión del Callejón de Huaylas. El relieve actual de la vertiente occidental de la CB se debe principalmente a la última etapa de exhumación del Batolito de la CB, la deformación extensional a lo largo del sistema de fallas normales de la CB y los procesos erosivos y sedimentarios de la acción glaciar durante el Pleistoceno y Holoceno



**Fotografía 2.3** Abruptos relieves y profundos valles en los alrededores del nevado Santa Cruz, en el extremo norte de la Cordillera Blanca



**Fotografía 2.4** Altiplanicies y llanuras en los alrededores del nevado Jeullaraju, en el extremo sur de la Cordillera Blanca



## 2.2 CLIMA

Debido a su latitud, la Cordillera Blanca tiene condiciones térmicas y de precipitación propias de los trópicos exteriores que se caracterizan por tener una elevada amplitud térmica diaria y una alternancia entre la estación seca y húmeda. Sus condiciones se modifican según la altitud, observándose diferentes pisos o franjas climáticas de acuerdo con la elevación.

En las zonas bajas, existen condiciones semisecas y templadas, comprenden inviernos secos, pero también incluyen zonas con cierta humedad en todas las estaciones del año. A mayor altitud se da una progresión de climas más fríos y de mayor precipitación, mostrando climas templados, lluviosos, con invierno y otoño secos y climas fríos, muy lluviosos, con humedad en todo el año. A partir de los 5000 m, el clima puede definirse como glaciar, con una sensible reducción térmica y una mayor cantidad de precipitación sólida que permiten el desarrollo y mantenimiento de masas de hielo y condiciones periglaciares (SENAMHI, 2020). Esta franja albergaría condiciones óptimas para la aparición del permafrost (Úbeda et al., 2015; Yoshikawa et al., 2020).

### • Temperatura

La amplitud térmica es la diferencia entre las temperaturas más alta y más baja, registrada en un lugar durante un determinado periodo de tiempo. En la Cordillera Blanca, la amplitud térmica diaria es notablemente mayor que la amplitud térmica anual. La causa podría ser la marcada diferencia entre las temperaturas máximas (ocurridas a la mitad del día) y las temperaturas

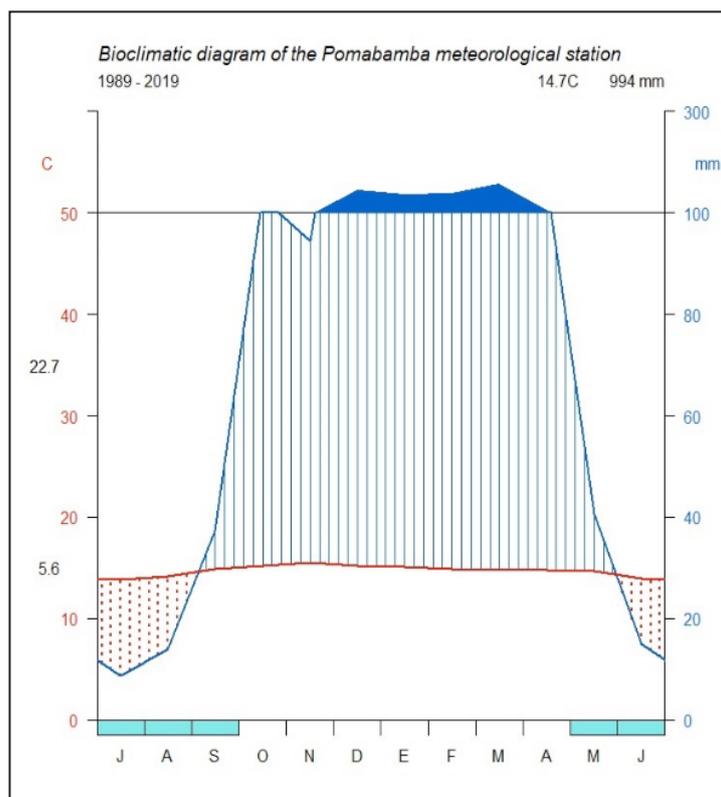
mínimas (ocurridas durante las tres horas anteriores al amanecer).

No existen datos continuos de amplitud térmica media para esta área. Sin embargo, modelos obtenidos mediante extrapolación de registros de estaciones del SENAMHI (Fernández-Sánchez et al., en elaboración B) han estimado que las temperaturas mínimas medias estarían entre 15.8 °C y -9.5 °C, las temperaturas medias entre 27.8 °C y -10.2 °C y la temperatura máxima media sería entre 28.1 °C y 0.5 °C. La temperatura más baja está en la cumbre del Nevado Huascarán y la más alta en la localidad de Yuracmarca (Río Santa).

Las temperaturas son relativamente suaves, como corresponde a una región tropical. Sin embargo, las mínimas nocturnas pueden descender considerablemente cuanto mayor sea la altitud, incluso por debajo del umbral de congelación (0°C), donde el enfriamiento nocturno es suficiente para compensar el calentamiento diurno. Por ello la existencia de glaciares. El tratamiento de datos de temperatura del periodo 1986-2014 (SENAMHI) sugiere una altitud de 4954 m para la isoterma anual de 0 °C de la T° del aire (Fernández-Sánchez et al., 2022).

### • Precipitación

La Cordillera Blanca tiene una alternancia entre una estación seca pronunciada de mayo a septiembre y una estación húmeda entre octubre y abril (figura 2.7). Esa distribución anual se debe al desplazamiento hacia el sur de la ZCIT, que sucede cuando el hemisferio norte se enfría (invierno boreal) y en los Andes peruanos (verano austral), sucede el ~75 % de las precipitaciones totales anuales (Kaser & Osmaston, 2002).



**Figura 2.7** Diagrama bioclimático de la estación de Pomabamba, ubicada al noreste de la Cordillera Blanca (Fernández-Sánchez et al., 2022)

La mayor parte de la precipitación en la Cordillera Blanca proviene de la Amazonía (Drumond et al., 2014), donde masas de aire húmedas marítimas procedentes del Atlántico son retroalimentadas por ciclos de precipitación y evapotranspiración. Así, las vertientes orientales de la Cordillera Blanca tienen mayor precipitación acumulada anual respecto a las vertientes occidentales y el segmento norte recibe una mayor precipitación acumulada por la mayor influencia de la ZCIT (Correa et al., 2016; Sulca et al., 2017). En las partes más altas de la cordillera, las precipitaciones en forma de nieve son acogidas en superficies topográficas que favorecen su acumulación en sucesivas capas anuales que propician su transformación en hielo.

Por otra parte, las costas occidentales de Sudamérica están bañadas por la corriente marina de Humboldt, que transporta aguas frías procedentes de la Antártida y genera una situación anticiclónica sobre el Océano Pacífico. Esto impide la existencia de masas de aire húmedo procedentes del oeste, ya que crea una inversión térmica que impide el desarrollo vertical de nubes y precipitación convectiva (Penven et al., 2005; Montecino y Lange, 2009). Por esa razón, y por el efecto “barrera” de los Andes, la costa de Perú y el norte de Chile son las regiones más áridas de la Tierra, con precipitaciones anuales < 10 mm.

En consecuencia, la aridez del clima aumenta de este a oeste y de norte a sur de los Andes Centrales a medida que se aleja el área fuente de las precipitaciones (la Amazonía) y se acerca el área fuente de la corriente de Humboldt (Úbeda, 2011).

La Cordillera Negra no tiene glaciares actualmente. Esto debido al efecto “barrera” de la Cordillera Blanca, que retiene gran parte de la humedad procedente del este y también a su menor altitud, que apenas sobrepasa los 5000 m. No obstante, la presencia de varias generaciones de morrenas en sus vertientes, demuestran que las partes más altas de la Cordillera Negra también estuvieron cubiertas por glaciares, aunque con dimensiones notablemente menores que en la Cordillera Blanca.

### 2.3 PROCESOS GLACIARES Y PERIGLACIARES (SISTEMA MORFOGENÉTICO)

Se denomina sistema morfofenético o morfoclimático al conjunto de agentes y procesos geomorfológicos característicos de un clima determinado. A escala andina, los sistemas morfofenéticos se distribuyen en franjas altitudinales denominadas pisos morfoclimáticos.

Los agentes morfogénéticos son flujos de diferente densidad, como el viento, el agua o el hielo que realizan acciones de erosión, transporte y sedimentación y cuya eficacia depende precisamente de su densidad. Así, mientras el viento tiene baja capacidad de erosión, transporte y sedimentación, el agua tiene una capacidad media, que se incrementa a medida que el fluido se satura con sedimentos y el hielo tiene una alta capacidad debido a su elevada densidad. En los ambientes fríos de alta montaña existen dos pisos morfogénéticos.

#### • Piso morfogénético glaciar

Se caracteriza por la presencia de masas de hielo que perduran porque las temperaturas permanecen por debajo del umbral de congelación ( $0^{\circ}\text{C}$ ). La formación de glaciares requiere superficies topográficas favorables para que la nieve se conserve, compacte

y se transforme en hielo glaciar, el cual fluye vertiente abajo impulsado por su propio peso y su movilidad le otorga una alta capacidad erosiva y modeladora del relieve. Los glaciares de montaña presentan abundantes grietas y deformaciones que son resultado de esfuerzos mecánicos de distensión o compresión derivados de la adaptación del flujo a las irregularidades del terreno.

Los glaciares tienen una zona de acumulación donde predominan los procesos de ganancia de masa glaciar, y una zona de ablación donde destacan los procesos de pérdida de masa glaciar. El balance de masa glaciar es la sumatoria de ganancias y pérdidas; y la línea donde el balance de masa se equilibra ( $b = 0 \text{ mm}$ ) es la altitud de la línea de equilibrio glaciar, usualmente denominada con el acrónimo ELA (Equilibrium Line Altitude) (figura 2.8).

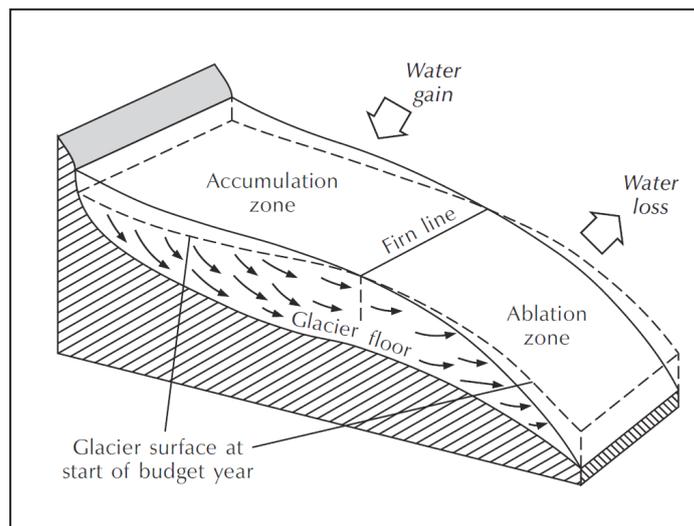


Figura 2.8 Esquema que muestra la zonificación y dinámica glaciar (Huggett, 2007)

#### • Piso morfogénético periglaciar

Se caracteriza por la existencia de ciclos de congelación y deshielo, que en los Andes peruanos son muy frecuentes porque la fuerte radiación solar propia de latitudes tropicales permite superar diariamente el umbral de congelación. Por tanto, el piso periglaciar está presente no sólo en las áreas vertiente abajo del frente de las masas de hielo, sino también en empinadas paredes alrededor o encima de los glaciares. En esos escarpes la nieve puede acumularse en grandes cantidades, pero no se conserva durante suficiente tiempo y termina precipitándose en forma de avalanchas que alimentan el balance de masa glaciar.

#### • Interacción de procesos glaciares y periglaciares

Actualmente, estos pisos se encuentran por encima de los 4500-5000 m de altitud. Sin embargo, en el pasado cuando las temperaturas eran más frías, alcanzaron altitudes considerablemente más bajas debido al descenso de la isoterma anual de  $0^{\circ}\text{C}$ . A lo largo del tiempo, en escalas de siglos a decenas de miles de años han sucedido muchos cambios climáticos y las variaciones de ambos pisos han desempeñado un papel geomorfológico fundamental, ya que los procesos glaciares y periglaciares han interactuado en un mismo espacio o muy cercano.

En una secuencia ideal, la interacción se inicia con la gelifracción, uno de los procesos característicos del ambiente periglacial que consiste en la desintegración mecánica de la roca como consecuencia del aumento de presión del agua congelada contenida en diaclasas, poros y fracturas. A medida

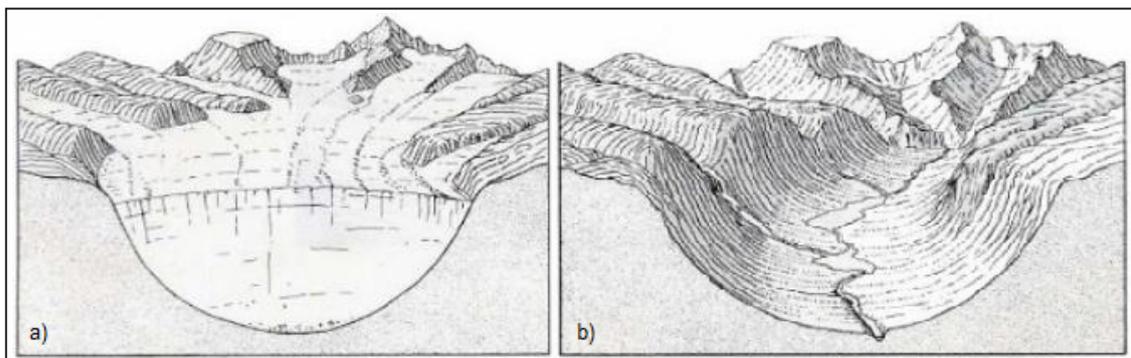
que la roca se fragmenta, los escombros caen por las laderas por acción de la gravedad y se acumulan en zonas de menor pendiente, formando vertientes de gelifracción o taludes de gelifractos (figura 2.9).



**Figura 2.9** Cresta supraglaciar afectada por la gelifracción cerca de la laguna Cullicocha, Cordillera Blanca (Fuente de la figura: [https://www.goconqr.com/es/p/11394993?dont\\_count=true&frame=true&fs=true](https://www.goconqr.com/es/p/11394993?dont_count=true&frame=true&fs=true))

A continuación, cuando las condiciones ambientales provocan el descenso altitudinal del dominio glaciar, las lenguas de hielo avanzan, desalojan, remueven y evacúan fragmentos rocosos sueltos (gelifractos) que cubren el lecho y paredes del valle glaciar, tendiendo a profundizarlo y formando profundas

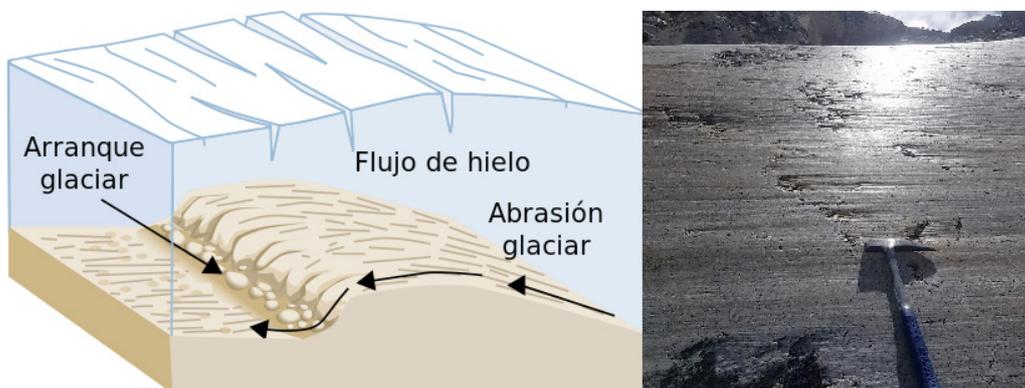
cubetas y valles con sobreexcavación glaciar (figura 2.10 y figura 2.11). De manera simultánea, la incisión de la carga de fondo transportada por el flujo de hielo (arenas, gravas, cantos y bloques) va desgastando el basamento rocoso, que queda pulido mediante el proceso denominado abrasión glaciar (figura 2.12).



**Figura 2.10** a) esquema que muestra un valle glaciar colmatado de hielo durante su máxima expansión y b) el mismo valle, sobreexcavado, luego de la retirada de los hielos (Strahler & Strahler, 1989)



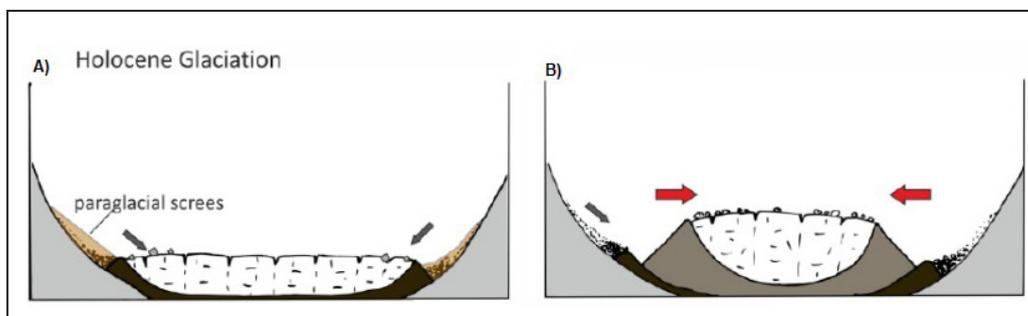
**Figura 2.11** Vista panorámica del valle Cullicocha (extremo norte de la Cordillera Blanca) donde se aprecian umbrales rocosos por encima de las cubetas de sobreexcavación glaciar



**Figura 2.12** izquierda: esquema del proceso de abrasión glaciar ([http://enciclopedia.us.es/index.php/Relieve\\_glaciar](http://enciclopedia.us.es/index.php/Relieve_glaciar)); derecha: superficie rocosa con huellas de pulimento y arranque glaciar en la cuenca Paltay (Cordillera Blanca)

Además de la importante y trascendental actividad morfogenética que produce la erosión glaciar, otro importante trabajo geomorfológico que realizan los glaciares es el transporte y acarreo de sedimentos, detritos y bloques rocosos. Esta evacuación sedimentaria se da vertiente abajo, depositando

una parte de esa carga glaciar (*till*) en los márgenes y el frente de las lenguas glaciares, construyendo de este modo formas del relieve que se denominan morrenas laterales y frontales (figura 2.13), que delimitan el máximo avance de una determinada fase glaciar (figura 2.14).



**Figura 2.13** Cortes transversales de un valle glaciar que muestra la formación de una morrena lateral, construida en muchos casos por detritos procedentes de la actividad periglacial en las laderas del valle (Iturrizaga, 2018)

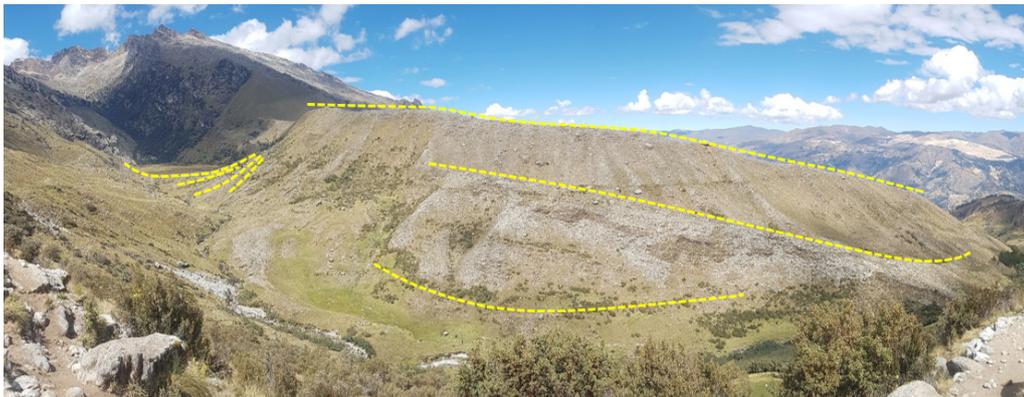


Figura 2.14 Crestas morrénicas de distintas fases glaciares en el valle de Mullaca (Cordillera Blanca)

La carga glaciar puede ser transportada encima, en el interior o en la base de las masas de hielo en movimiento y es depositada directamente en el lecho rocoso a medida que el deshielo se intensifica. Cuando disminuye la proporción de hielo y aumenta la proporción de carga transportada, los sectores más distales

de las lenguas glaciares pierden volumen y tienen un aspecto degradado (figura 2.15 y figura 2.16). Una vez producido el completo derretimiento glaciar, se depositan sobre el lecho mantos detriticos denominados morrenas de ablación (fotografía 2.5).

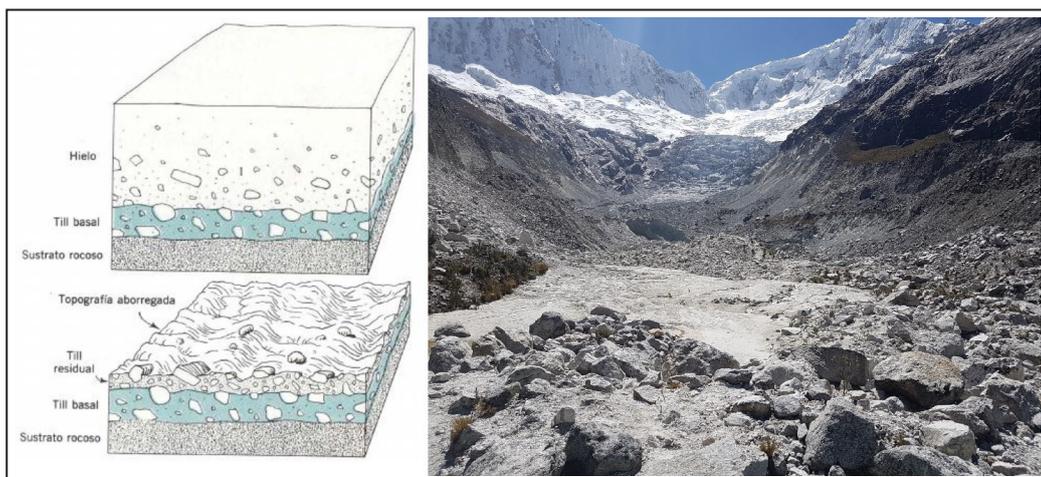


Figura 2.15 Composición interna de un glaciar cuya carga formada por materiales detriticos queda expuesta a medida que la masa de hielo se degrada (Fuente: Strahler & Strahler, 1989). La fotografía muestra un glaciar degradado en el valle de Llaca (Cordillera Blanca)

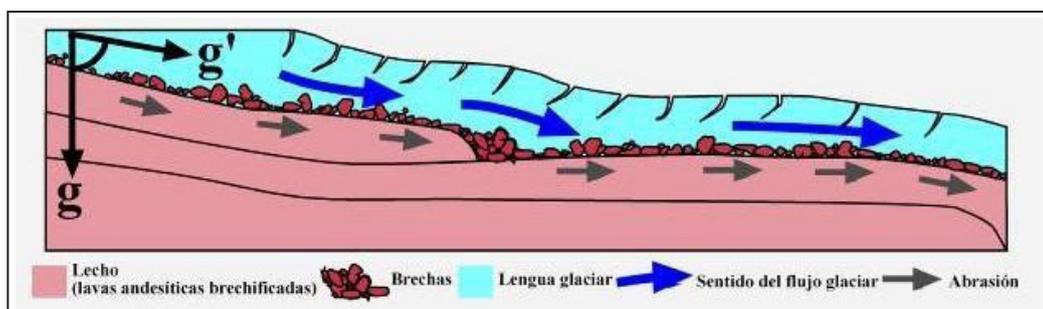


Figura 2.16 Esquema del perfil longitudinal de un glaciar mostrando la descomposición de la fuerza de la gravedad en el plano de la vertiente y la carga de fondo transportada por el flujo de hielo (Úbeda, 2011)

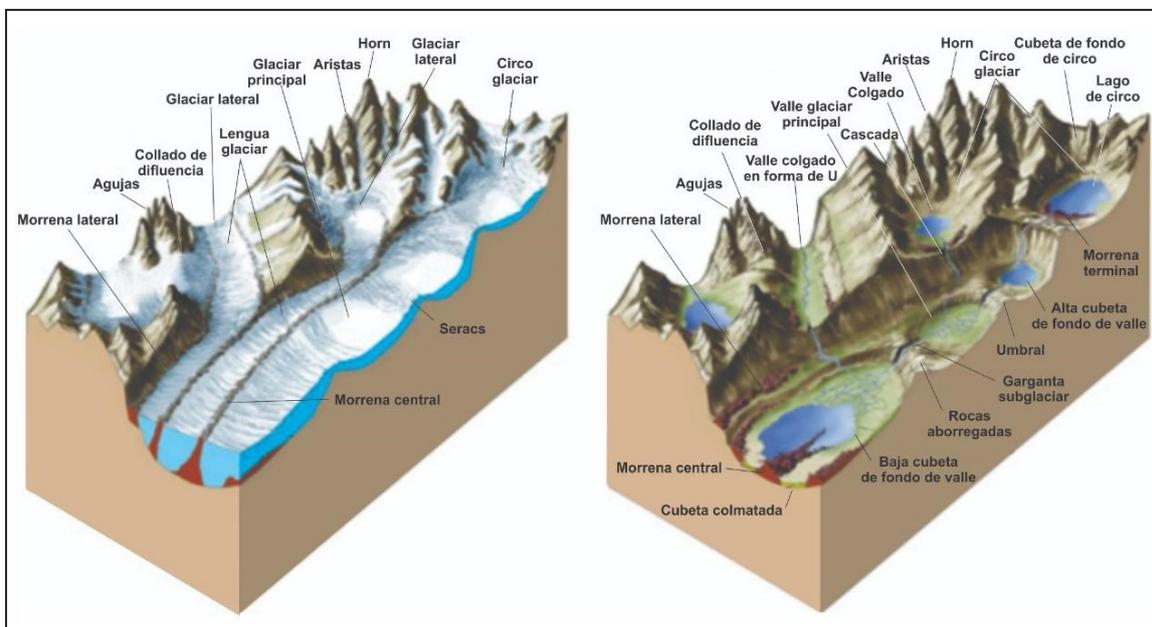


**Fotografía 2.5** Morrenas de fondo y ablación alrededor de la laguna Toclla (valle Ishinca, Cordillera Blanca)

A lo largo de los sucesivos ciclos glaciares, las fluctuaciones altitudinales de los pisos morfoclimáticos provocan fases que alternan avances y retrocesos glaciares, generando morrenas que se conservan en las vertientes hasta que son alcanzadas por un nuevo y más extenso avance glaciar, en cuyo caso serán incorporadas a la nueva carga transportada.

Desde hace ~19 ka, el clima andino ha mostrado una tendencia general hacia un mayor calentamiento y una humedad más

moderada, interrumpida por fases más frías y húmedas cuya duración e intensidad se ha ido reduciendo con el tiempo. Por ese motivo, el típico paisaje de alta montaña andina tiene una topografía escalonada, alternando umbrales rocosos y cubetas de sobreexcavación en vertientes parcialmente cubiertas por morrenas que están en altitudes sucesivamente más elevadas a medida que su edad se reduce (figura 2.17). De esta manera, el paisaje geomorfológico glaciar actual es un registro de la evolución del clima.



**Figura 2.17** A la izquierda, se muestra la representación de valles colmatados de hielo, donde interactúan procesos glaciares y periglaciares, a la derecha, un relieve escalonado post glaciar, con evidencias geomorfológicas de la erosión y transporte glaciar del pasado (tomado de <https://www.igme.es/LibrosE/GuiasGeo/libros.htm>)

# CAPÍTULO III

## CARTOGRAFÍA GEOMORFOLÓGICA GLACIAR

En este apartado, describiremos las características y el origen de las formas del relieve en los valles de Parón y Chucchún. Específicamente las geoformas originadas por procesos glaciares y su interacción con la dinámica de laderas y la actividad fluvio-lacustre. El resultado de este análisis, es la construcción de 2 mapas geomorfológicos a escala ~1:10000 que pueden verse en los anexos.

### 3.1 IDENTIFICACIÓN DE GEOFORMAS ORIGINADAS POR PROCESOS GLACIARES

El rasgo erosivo más común derivado de la actividad glaciaria en las zonas de estudio son las superficies rocosas con abrasión glaciaria, que pueden encontrarse en las laderas montañosas, los lechos y paredes de los valles glaciares. Estos relieves son fácilmente reconocibles, por conservar estrías y pulimento originado por el antiguo avance de masas de hielo, las cuales fueron relativamente poco potentes e incapaces de profundizar significativamente el lecho rocoso (fotografía 3.1).

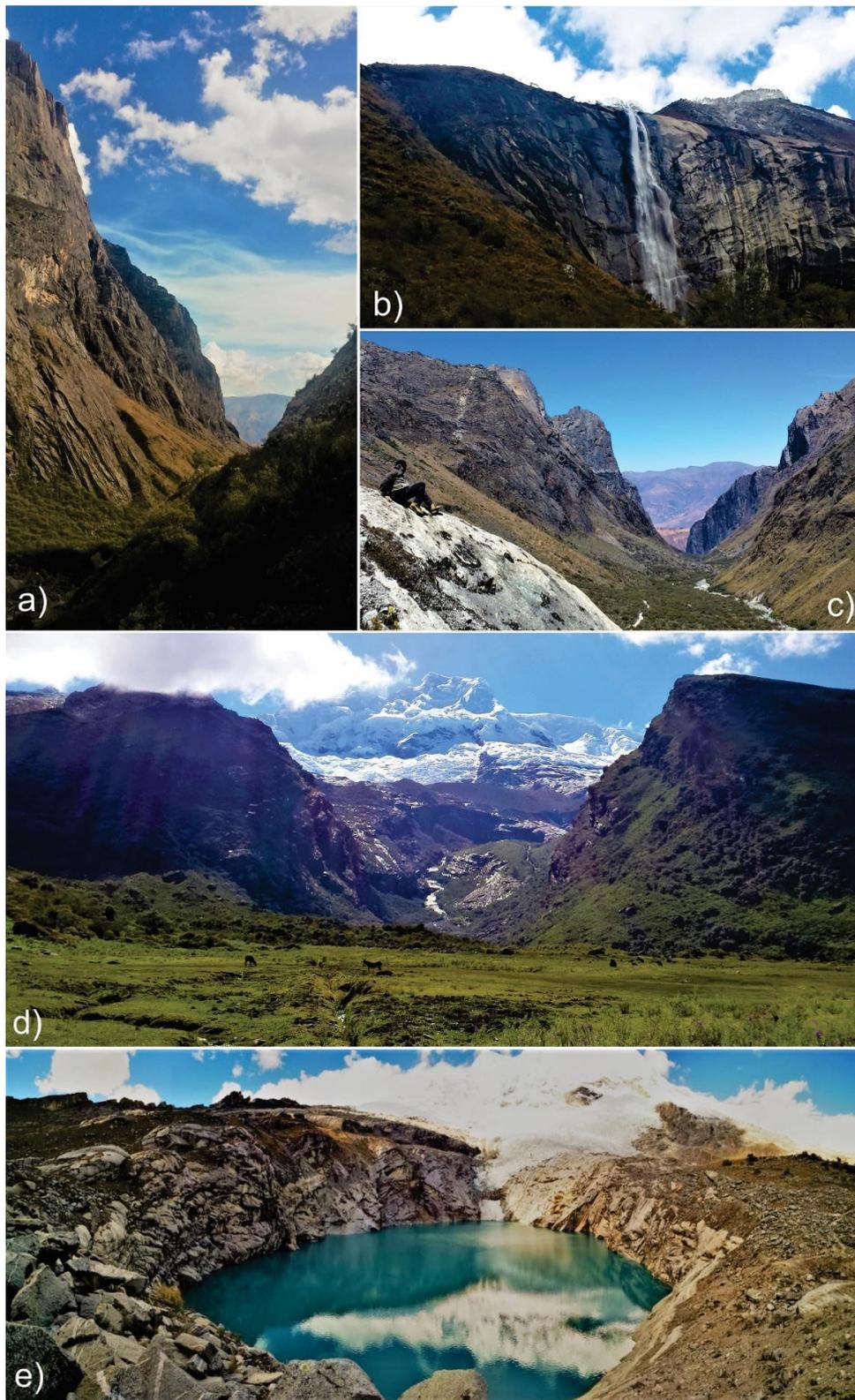
Sin embargo, los rasgos erosivos geomorfológicamente más importantes son las superficies de sobreexcavación glaciaria. Ambos valles presentan relieves muy abruptos, con paredes casi verticales de hasta 700 m de altura en el valle Parón

y 500 m en Chucchún en las secciones más encañonadas. Estas formas erosivas fueron originadas por la incisión y el desalojo de fragmentos rocosos durante el avance de lenguas glaciares muy potentes por los valles glaciares. Cuando la sobreexcavación producida en el valle principal afecta antiguos afluentes glaciares se forman desniveles topográficos laterales o “valles colgados”, dando origen a impresionantes caídas de agua (fotografía 3.2).

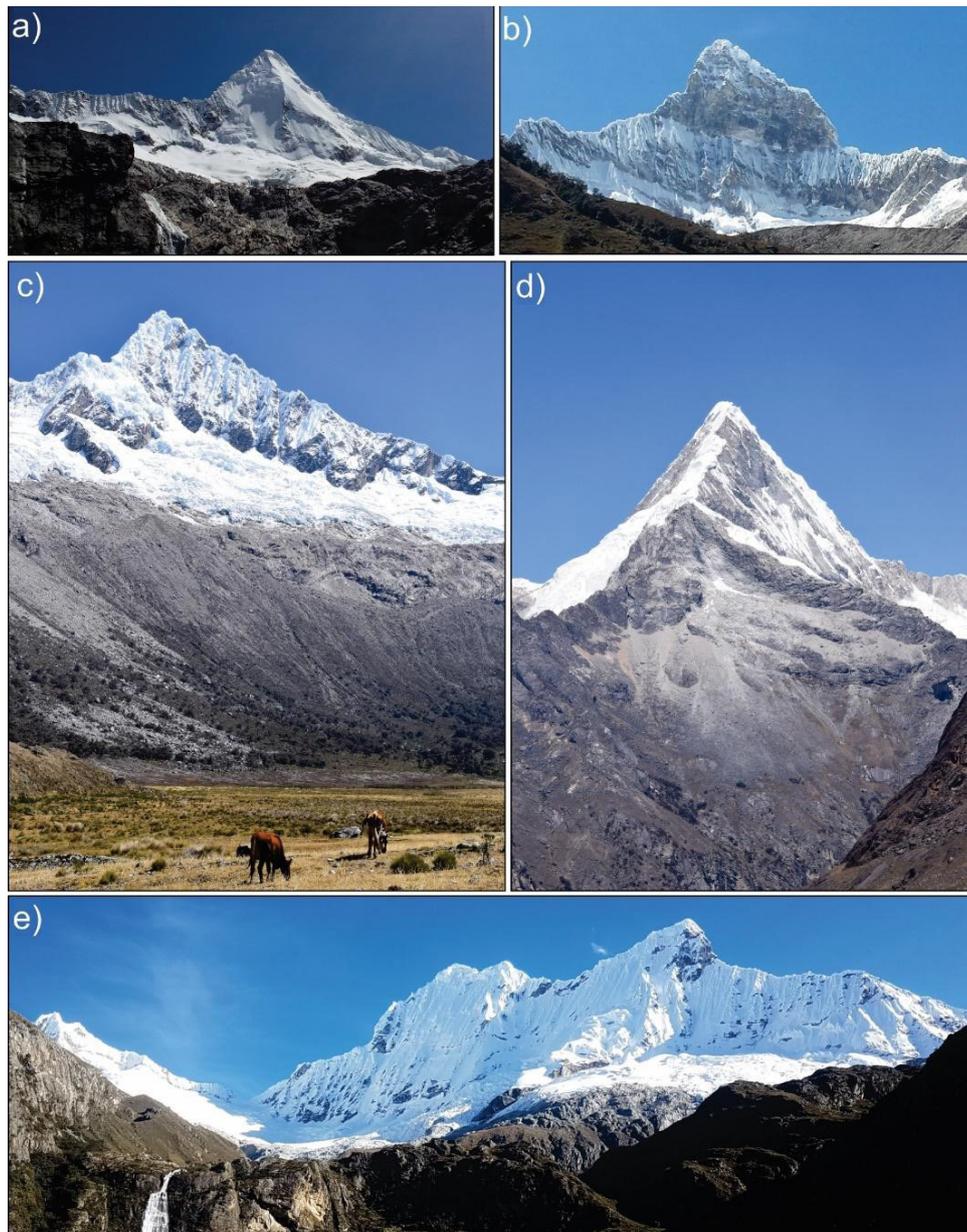
Otras formas erosivas importantes son las originadas por la acción combinada de procesos glaciares y periglaciares. Destacan las crestas y paredes supraglaciares que forman los “cuernos” (horns), claramente distinguibles en las montañas que rodean la laguna Parón (fotografía 3.3). Estas superficies se originan por los efectos erosivos que se desarrollan sobre los circos glaciares que rodean las caras montañosas y que, posteriormente, son moldeados por procesos periglaciares (congelamiento y deshielo); en ellas se desarrollan canales de aludes o avalanchas. Debido a la naturaleza de los macizos rocosos, pueden ser menor o mayormente susceptibles a su erosión y su fragmentación dejando picos y crestas montañosas a manera de pináculos dentados.



**Fotografía 3.1** Superficies rocosas con pulimento glaciario en los valles Parón y Chucchún



**Fotografía 3.2** Superficies de sobreexcavación glaciar en las zonas de estudio: a) margen izquierda del valle Parón a su salida; b) catarata proveniente de un valle glaciar colgado afluente al valle Parón; c) valle glaciar de Parón, tapizado en su fondo por rellenos sedimentarios; d) superficies de sobreexcavación formando un típico valle glaciar en forma de “U” en el valle Chucchún; e) cubeta de sobreexcavación glaciar que formó la laguna 513 en la cabecera del valle Chucchún



**Fotografía 3.3** Crestas, picos y paredes supraglaciares en la Cordillera Blanca: a) cara sur del nevado Artesonraju; b) cara occidental del nevado Chacaraju (a y b tomadas desde el valle Parón); c) cara sur del nevado Alpamayo; d) cara norte del nevado Artesonraju (c y d tomadas desde el valle glaciar de Santa Cruz); e) cara sur del nevado Chacaraju, tomada desde el valle de Ranrahirca

Las geformas originadas por el transporte sedimentario por procesos glaciares son diversas, debido a que la carga sedimentaria (arenas, detritos y bloques rocosos) puede ser trasladada por los flujos de hielo, desde sus márgenes, por debajo de ellos, en suspensión o asimilados dentro del cuerpo congelado.

En las zonas de estudio, las formas y relieves sedimentarios más importantes se caracterizan principalmente por el emplazamiento

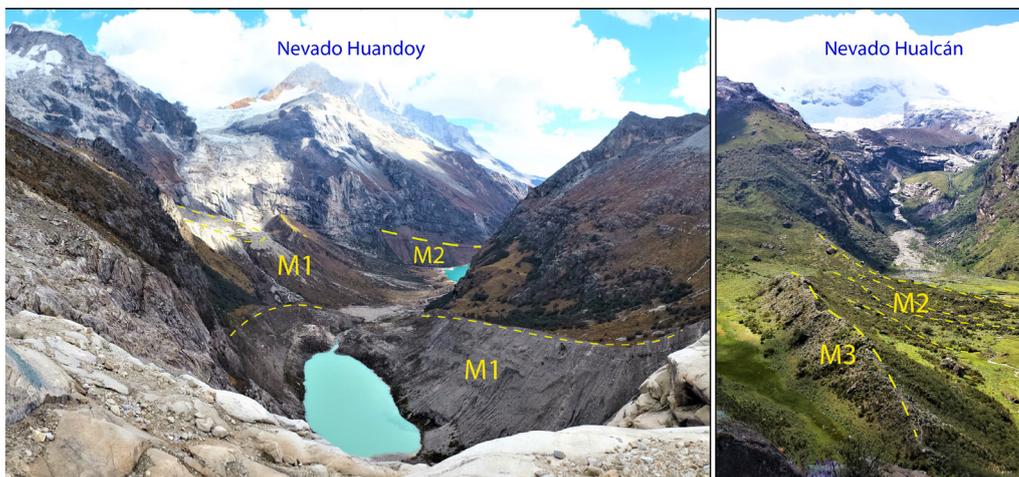
de morrenas externas en el fondo y las paredes de los valles (figura 3.1). Estas tienen formas, extensiones y volúmenes muy variados, que van desde acumulaciones incipientes de poco alcance y muy jóvenes hasta grandes depósitos de cientos de metros de espesor, varios kilómetros de recorrido y muy antiguas, que forman varias fases de avances glaciares según su cronología, de la más reciente a la más antigua (M1, M2, M3, M4 y M5).

En el valle Parón no existen evidencias geomorfológicas de las morrenas M5, ya que los procesos geodinámicos posteriores a su emplazamiento erosionaron por completo toda evidencia, por lo que las morrenas más antiguas (M4) se emplazan a la salida del valle, muy cercanas al desnivel topográfico originado por la falla geológica activa de la Cordillera Blanca. El alcance de los glaciares durante su emplazamiento sería de al menos 15 - 18 km de recorrido, alcanzando en su punto más bajo altitudes de entre 2900-3000 m. Las morrenas M3 son las más difusas y se emplazan como sedimentos de piedemonte adosados a las paredes de los valles; su recorrido pudo haber alcanzado los 8-11 km.

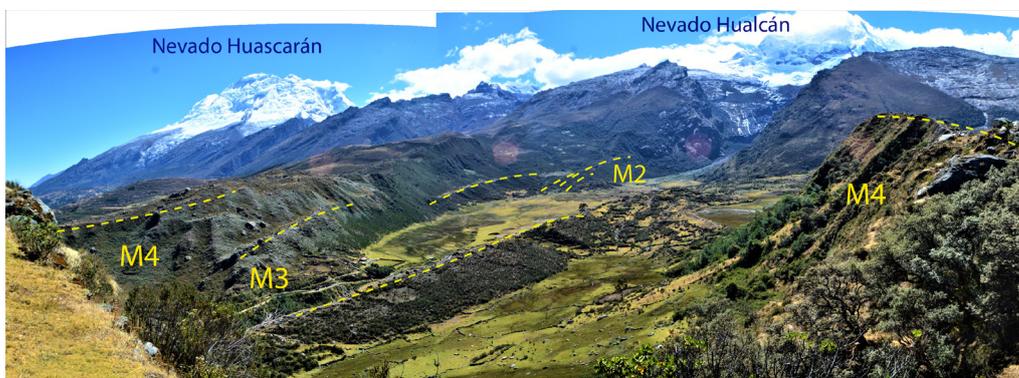
Las morrenas M2 se encuentran parcialmente conservadas en el fondo del valle, a orillas de la margen izquierda de la

laguna Parón y en todas las vertientes montañosas, por debajo del conjunto de morrenas M1, las cuales son las evidencias morrénicas más próximas al frente de los glaciares actuales.

En el valle Chucchún, el emplazamiento de todo el conjunto de morrenas (M1, ...M5) es claramente secuencial y solamente las morrenas M5, por ser las más antiguas, fueron parcialmente destruidas. La figura 3.2 muestra una vista panorámica del valle Chucchún en la vertiente suroccidental del nevado Hualcán. En ella no se señala las morrenas M1 por estar muy próximas al frente actual de los glaciares, ni tampoco las morrenas M5 por estar parcialmente erosionadas en la parte alta de la margen derecha del valle.



**Figura 3.1** izquierda: en primer plano, la laguna Artesoncocha represada por una morrena M1, al fondo se observa una pequeña parte de la laguna Parón flanqueada por una morrena M2; derecha: morrenas laterales M2 y M3 emplazadas sobre la pampa de Sonquill (valle Chucchún)



**Figura 3.2** Vista panorámica de las morrenas emplazadas en el valle Chucchún, el cual muestra una gran llanura lacustre (Pampa de Sonquill) represada por morrenas M3

Los glaciares degradados son extensos en el valle Parón, se han desarrollado en las márgenes de los glaciares emplazados en las vertientes de los nevados Huandoy, Pisco, Chacaraju y Artesonraju. En el valle Chucchún, estos depósitos son apenas reconocibles vertiente arriba de la laguna Rajupaquina. Formas sedimentarias de origen periglacial como las vertientes de gelifracción son muy escasas en ambos valles.

### 3.2 GEOFORMAS ORIGINADAS POR LA DINÁMICA DE LADERAS Y FLUVIO-LACUSTRE

Durante el retroceso de los glaciares, las masas de hielo se derriten y como consecuencia inundan las depresiones previamente generadas por la sobreexcavación glaciar basal y forman lagunas embalsadas por morrenas, como es el caso de las lagunas 513, Parón, Artesoncocha, etc. Debido a la naturaleza no consolidada de las morrenas, estas pueden ser débiles y propensas a romperse por distintas causas y mecanismos.

Una vez que se produce la incisión del dique morrénico y aumenta el flujo de salida de la laguna, la erosión aumenta y la brecha se agranda y se inicia un proceso de amplificación del fenómeno por sí mismo, originando aluviones o flujos de detritos. Estos fenómenos son muy recurrentes en la Cordillera Blanca y, específicamente, en los valles Parón y Chucchún existen evidencias geomorfológicas y también huellas recientes de antiguos aluviones (fotografía 3.4), como la del evento ocurrido el año 2010 en el valle de Chucchún, cuando un bloque de hielo de la vertiente occidental del nevado Hualcán colapsó sobre la laguna 513, la cual se desbordó y ocasionó un aluvión que llegó hasta la ciudad de Carhuaz.

Los fenómenos geodinámicos ocasionados por la dinámica de laderas son ampliamente comunes en los valles Parón y Chucchún, así como en toda la Cordillera Blanca. Su tipología es sumamente variada. Predominan las caídas de rocas y detritos desarrollados en las paredes rocosas de los valles emplazados a manera de conos de deyección y los deslizamientos y derrumbes formados en las laderas internas de morrenas.



Fotografía 3.4 Huellas de aluviones recientes en las zonas de estudio

Finalmente, otras formas del relieve muy comunes en las zonas de estudio, sobre todo en el valle Chucchún, son las llanuras de obturación, que son planicies originadas por la colmatación de sedimentos en antiguos lechos lacustres, expuestos tras el desagüe de las lagunas que contenían. En el valle Chucchún se encuentran dispuestas de manera escalonadas. La llanura

más importante, la pampa Sonquil, se extiende ~0.4 km<sup>2</sup> y sus límites contornean los bordes de una antigua laguna proglaciar. En sus flancos se han desarrollado otras llanuras de obturación más elevadas, formadas entre morrenas laterales y frontales que sirvieron como barreras (figura 3.3).



Figura 3.3 Llanuras de obturación dispuestas de manera escalonada en el valle Chucchún

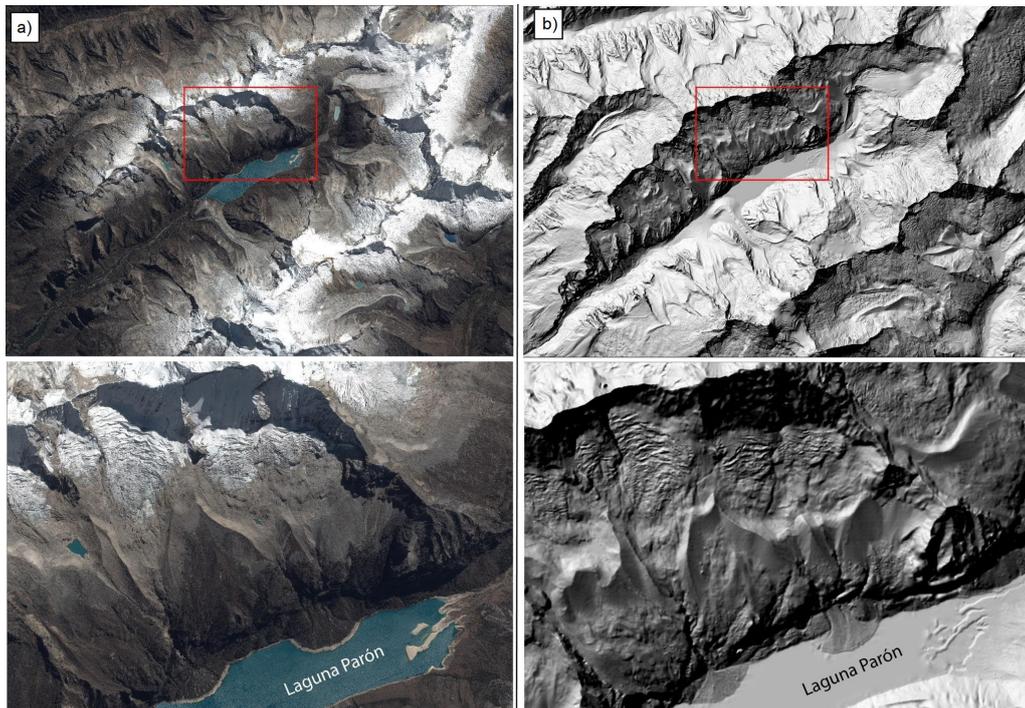
### 3.3 ELABORACIÓN DE MAPAS GEOMORFOLÓGICOS Y DELIMITACIÓN DE PALEOGLACIARES

Los mapas geomorfológicos se realizaron mediante técnicas convencionales de fotointerpretación y mapeo geomorfológico de campo. En el valle glaciar Parón se utilizó una imagen satelital PLEIADES registrada el día 14/07/2016, con resolución de 0.5 m, y un modelo de elevación digital (DEM) generado a partir de esa misma imagen (figura 3.4). En el valle glaciar Chucchún se utilizó dos imágenes: una obtenida de la aplicación Google Earth (20/11/2016), con 5 m de resolución, y otra tomada mediante el vuelo de un dron (01/11/2018), con 56 cm de resolución. Se utilizó también un modelo de elevación digital SPOT7 de 3 m (figura 3.5).

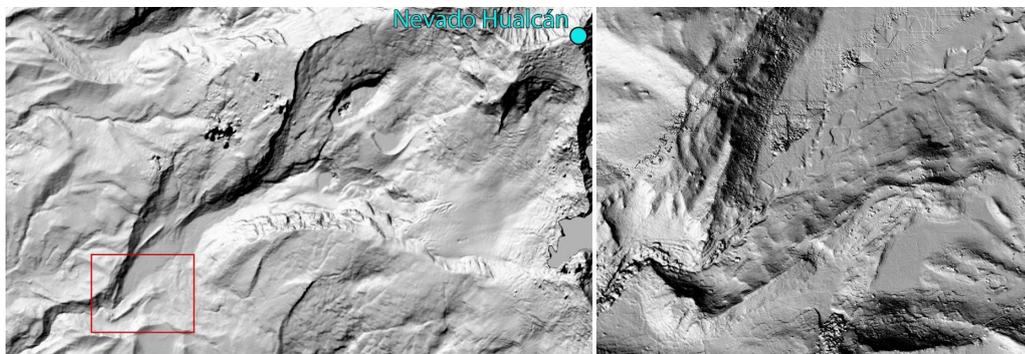
Sobre esta información base se superpusieron otras capas representando las curvas de nivel, con 50 m de equidistancia, las redes de drenaje y las lagunas, que fueron cartografiadas a mano alzada. Por tanto, los mapas representan la superficie de los glaciares en ambas zonas de estudio en el año 2016, así como las geformas erosivas y sedimentarias que derivan de los

procesos glaciares y periglaciares. Además, se cartografiaron otras formas del relieve como abanicos fluvio-glaciares, vertientes cubiertas por detritos y llanuras de obturación. Finalmente, se cartografiaron trazos que denotan otros detalles geomorfológicos como grietas glaciares, aristas, hombreras, crestas morrénicas, coronas de deslizamientos y lineamientos tectónicos.

Para la delimitación de paleoglaciares se utilizó todas las imágenes, fotografías y DEMs disponibles. En ellos se realizó un análisis geomorfológico sobre las superficies de abrasión y sobreexcavación glaciar, pero fundamentalmente sobre el emplazamiento de morrenas y la identificación y delimitación de sus crestas o lo que quedan de ellas como el límite exterior de un paleoglaciar. Las crestas morrénicas son muy susceptibles a la erosión y la formación de derrumbes y deslizamientos debido a la dinámica de laderas; los frentes morrénicos o morrenas frontales son por lo general afectados por rupturas y desembalses fluvio-glaciares que provocan la desaparición parcial o total de la estructura morrénica (figura 3.6). La delimitación se realiza sobre las crestas morrénicas, proyectando las líneas vertiente arriba sobre evidencias de bordes de sobreexcavación y superficies de abrasión glaciar (figura 3.7).



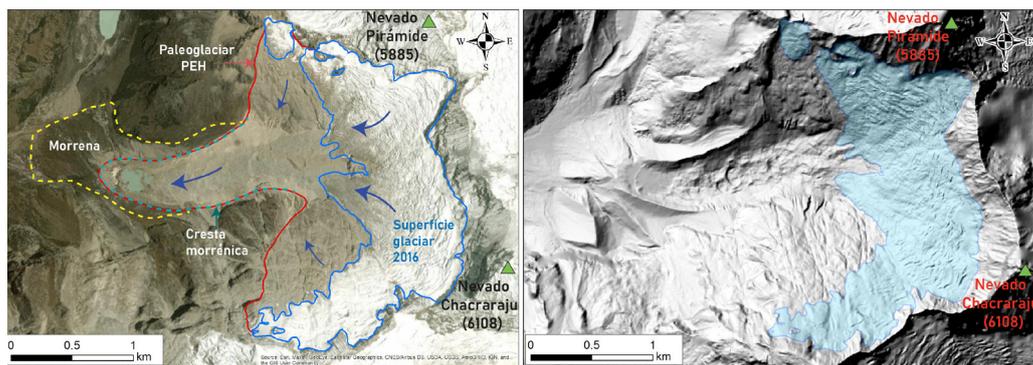
**Figura 3.4** a) imágenes del satélite PLEIADES; b) DEM de 0.5 m de resolución del valle Parón; en la parte inferior se muestra una ampliación de las áreas señaladas con un cuadro rojo



**Figura 3.5** izquierda: DEM del valle Chucchún de 3 m de resolución generado a partir de imágenes del satélite SPOT7; derecha: ampliación del área señalada, que muestra un DEM de 56 cm de resolución obtenido a partir del vuelo de un dron



**Figura 3.6** izquierda: deslizamientos activos en laderas internas de morrenas recientes (PEH) que represan la laguna Artesoncocha en el valle de Parón; derecha: se observa cicatrices de deslizamientos en laderas internas de morrenas antiguas (LGM) en la margen derecha del río Chucchún



**Figura 3.7** Representación de la reconstrucción paleoglaciador sobre una imagen satelital y un DEM en base a evidencias geomorfológicas como morrenas, bordes de sobreexcavación y abrasión glaciador en la vertiente occidental de los nevados Pirámide y Chacaraju en el valle Parón

# CAPÍTULO IV

## CRONOLOGÍAS GLACIARES

Para decodificar el registro glaciar de los cambios climáticos es necesario conocer cuándo sucedieron las fases de avance glaciar y deglaciación, y así poder reconstruir en cada fase el volumen y el estado de equilibrio o desequilibrio de los glaciares con el clima. En este capítulo describiremos los métodos empleados para obtener cronologías glaciares y mostraremos sus resultados e interpretaciones.

### 4.1 MÉTODOS PARA OBTENER CRONOLOGÍAS GLACIARES RELATIVAS

#### • Deducidas de la interpretación de mapas geomorfológicos

Los resultados que se presentarán más adelante muestran que la elaboración de mapas geomorfológicos consiste en delimitar y clasificar las formas del relieve en función de su origen y su interpretación permite atribuir edades relativas al emplazamiento de morrenas, deduciendo cuales son más antiguas y cuales son más jóvenes en función de su alcance, altitud, relaciones de corte, huellas erosivas, etc. Normalmente las morrenas que están en las partes más bajas de los valles son más viejas y su edad disminuye a medida que aumenta la altitud ladera arriba, teniendo las morrenas más próximas a los glaciares actuales como las más jóvenes. Esta disposición es a veces alterada por condicionantes geológicas, geomorfológicas y topográficas locales, como veremos más adelante.

#### • Deducidas de la alteración de las superficies (Martillo Schmidt - SHED)

El método Schmidt Hammer Exposure Dating (SHED) es una técnica que estima el tiempo de exposición de superficies rocosas calculando su grado de meteorización. Por tanto, el método asume que cuanto mayor es el tiempo de exposición

mayor es también la meteorización de la superficie de las rocas. De ese modo, con una interpretación adecuada, es posible estimar qué morrenas son más antiguas y cuáles son más recientes.

El martillo Schmidt mide la distancia de rebote de un impacto controlado en la superficie de una roca (valor "R"). Este valor proporciona una medida relativa de la dureza de la superficie de la roca teniendo en cuenta que el valor de la dureza disminuye a medida que aumenta el tiempo de exposición de la superficie rocosa (mayor tiempo de meteorización). Por ello, muchos autores sostienen que los valores "R" más altos son indicadores de una edad más reciente y los valores "R" más bajos son indicadores de edades más antiguas (Matthews & Shakesby, 1984; Mccarroll, 1989; Evans et al., 1999; Mentlik, 2006; Shakesby et al., 2006; Sjöberg, 1990; Sjöberg y Broadbent, 1991; Winkler et al, 2003).

No existe aún un consenso general en cuanto al número de impactos por bloque morrénico para determinar la dureza real o más próxima de la superficie muestreada (Goktan & Gunes, 2005). Debido a la alta sensibilidad del Martillo Schmidt a las discontinuidades de la superficie, tipo de roca, irregularidades, contenido de humedad, textura y recubrimiento de líquenes o musgos, los resultados pueden variar de manera significativa. Por ello, es necesario tomar un conjunto de datos mayor a 25 valores "R" (Selby, 1980).

En el valle Chucchún se realizaron 67 ensayos (entre 6 y 10 bloques por cresta morrénica). En cada una de estas unidades geomorfológicas se tomaron 30 mediciones. Previamente, las superficies muestreadas se limpiaron con un cepillo metálico (fotografía 4.1).



Fotografía 4.1 Mediciones realizadas con el Martillo Schmidt en el valle Chucchún

## 4.2 MÉTODO PARA OBTENER CRONOLOGÍAS GLACIARES ABSOLUTAS

Los avances glaciares se han datado estimando cuándo las masas de hielo depositaron morrenas frontales y laterales mientras que, la deglaciación se ha datado evaluando cuándo los afloramientos rocosos con pulimento glaciar quedaron expuestos como consecuencia del derretimiento de las masas de hielo. El método de datación se ha basado en cuantificar la abundancia de isótopos radioactivos (nucleidos cosmogénicos) generados por la radiación cósmica sobre la superficie de las rocas.

Los isótopos son átomos de un mismo elemento químico que tienen diferente masa atómica, es decir, diferente número de neutrones. Mientras el número de protones determina que un átomo sea de uno u otro elemento químico, el número de neutrones puede variar dando lugar a los diferentes isótopos de un mismo elemento.

La radiación cósmica provoca la aparición de isótopos cosmogénicos, en función de tasas de producción que varían dependiendo de la latitud y altitud de cada lugar. Por tanto,

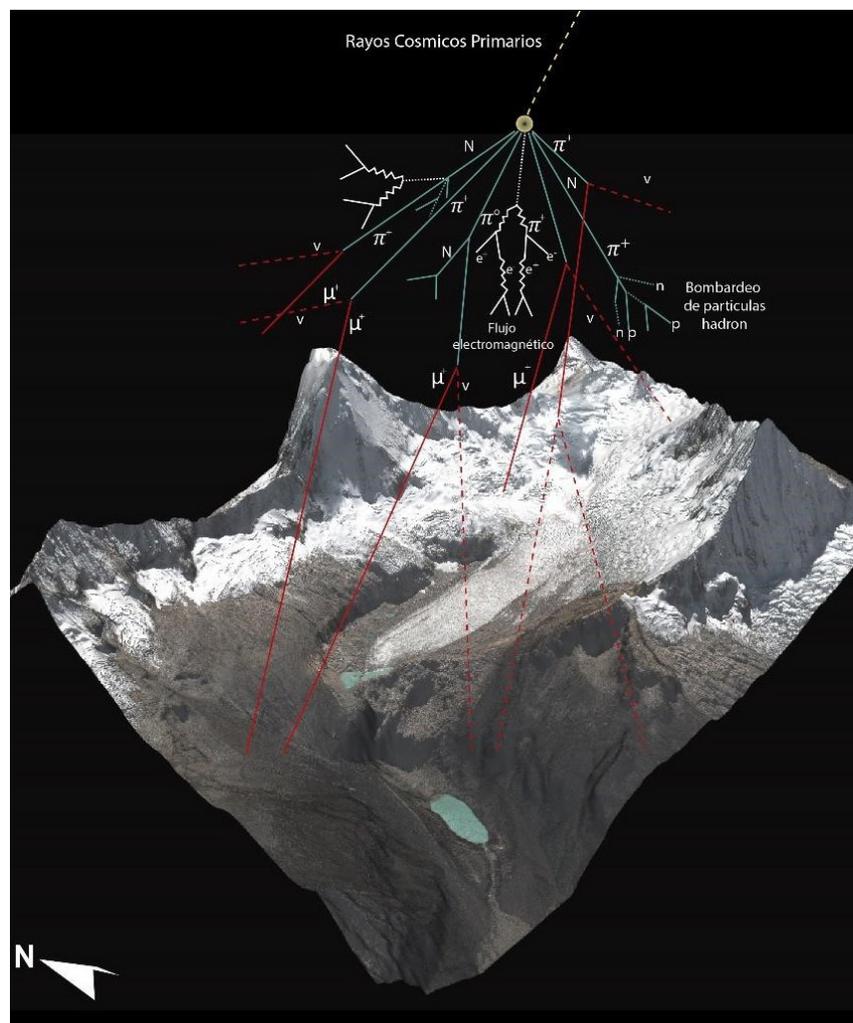
conocida la tasa de producción de isótopos (átomos/año) es posible deducir cuánto tiempo lleva una superficie expuesta a la radiación cósmica. De ese modo puede evaluarse cuándo los glaciares depositaron un bloque en la cresta de una morrena, o cuándo la deglaciación dejó al descubierto un lecho rocoso pulido, porque en ambos casos la radiación cósmica comenzó a incidir en la superficie generando isótopos cosmogénicos (Dunai, 2010).

Los rayos cósmicos son partículas subatómicas que viajan por el universo próximas a la velocidad de la luz. Existen tres tipos de rayos cósmicos dependiendo de su energía y origen. Los rayos cósmicos más comunes y menos energéticos proceden del sol y se denominan viento solar. Otra fuente de la radiación cósmica son las explosiones de estrellas supernova, que emiten rayos cósmicos de alta energía. Sin embargo, debido a la distancia entre el sistema solar y otras estrellas, ese tipo de radiación cósmica es menos frecuente que el viento solar. Finalmente, también hay rayos cósmicos ultraenergéticos cuyo origen es todavía desconocido y su frecuencia en la superficie terrestre es enormemente baja (Dunai, 2010).

La energía de los rayos cósmicos activa los cambios atómicos que generan isótopos cosmogénicos. Para calcular las dataciones absolutas obtenidas por este método es preciso tener en cuenta que el campo magnético y la atmósfera terrestres atenúan la radiación cósmica que llega al planeta, de manera que esa radiación cósmica primaria se descompone en radiación cósmica secundaria (figura 4.1). Por ese motivo, los métodos para transformar la abundancia de isótopos cosmogénicos en edades absolutas tienen en cuenta las variaciones espaciotemporales en el campo magnético terrestre y la presión atmosférica. Además, cuando la radiación cósmica secundaria incide en la superficie se atenúa con la profundidad. Por esa razón los cálculos de las cronologías absolutas consideran el espesor de las muestras (cm) y la densidad de las rocas ( $\text{g}/\text{cm}^3$ ).

La radiación cósmica es mayor en bajas latitudes y altitudes elevadas, así que los Andes tropicales son un lugar idóneo para emplear métodos cosmogénicos. La selección de los isótopos cosmogénicos que se utilizan para obtener dataciones cosmogénicas depende del tipo de roca muestreada. En este trabajo se ha utilizado el isótopo berilio-10 ( $^{10}\text{Be}$ ), debido a que las rocas de la Cordillera Blanca son granitos y granodioritas con abundante cuarzo, mineral de donde es posible extraer ese isótopo cosmogénico.

Este boletín presenta 39 dataciones absolutas. A continuación, explicaremos brevemente el proceso de obtención de esas edades, desde los trabajos de campo hasta la fase de laboratorio.



**Figura 4.1** Representación idealizada de la descomposición de la radiación cósmica primaria en radiación cósmica secundaria, sobre la parte alta del valle Parón. Imagen inspirada de Licciardi et al., 2009

### • Trabajo de campo

Antes de trabajar sobre el terreno se elaboraron mapas geomorfológicos preliminares para planificar las tareas de muestreo, permitiendo identificar unidades geomorfológicas susceptibles a ser muestreadas. Para el caso de las morrenas se debe asumir que los bloques situados en las crestas no deben haber variado su emplazamiento original desde que quedaron expuestas a la radiación cósmica. De lo contrario, en lugar de datar el avance glaciar se dataría el proceso causante del desplazamiento.

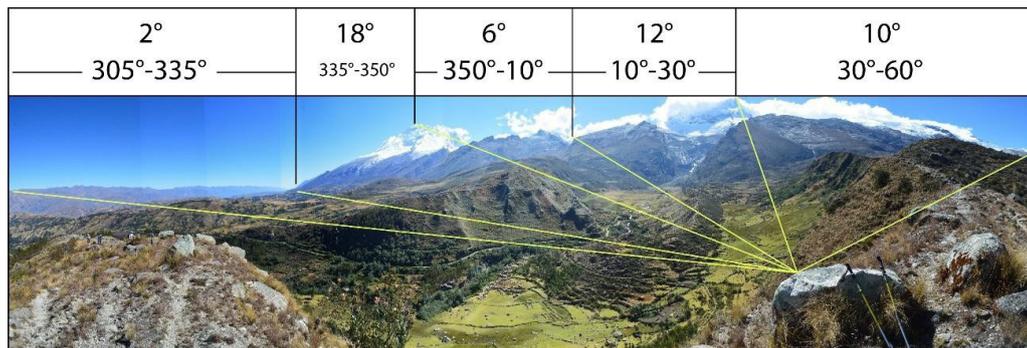
Otra condición es que las superficies de muestreo no deben estar cubiertas por sedimentos, ya que la cubierta detrítica podría atenuar o incluso anular la radiación cósmica incidente.

Además, la superficie muestreada no debe haber sido afectada por procesos erosivos que impliquen la sustracción de una parte o la totalidad de acumulación de cosmonucleidos, provocando un rejuvenecimiento de la edad de exposición.

Una vez seleccionadas las superficies se utiliza una amoladora radial a batería, una comba y cinceles para extraer entre 0.5 y 1 kg de roca con menos de 5 cm de espesor (fotografía 4.2). A continuación, se toman coordenadas, se mide las dimensiones del bloque, la inclinación y orientación de la superficie muestreada y los intervalos de declinación del horizonte (figura 4.2). Estas mediciones sirvieron para tener en cuenta los factores que influyen en el flujo de radiación cósmica incidente y deben tenerse en cuenta en el cálculo de las edades.



**Fotografía 4.2** a) y b) muestreo de la superficie de un bloque morrénico utilizando una amoladora a baterías, una comba y cinceles; c) malla de muestreo hecha con la amoladora antes de extraer la muestra con comba y cinceles; d) mediciones de la orientación y declinación del horizonte; e) libreta de apuntes; f) empaquetamiento de una las muestras (0.5-1 kg)



**Figura 4.2** Representación idealizada de los intervalos de declinación y orientación del horizonte en el valle Chucchún (SO del Nevado Hualcán)

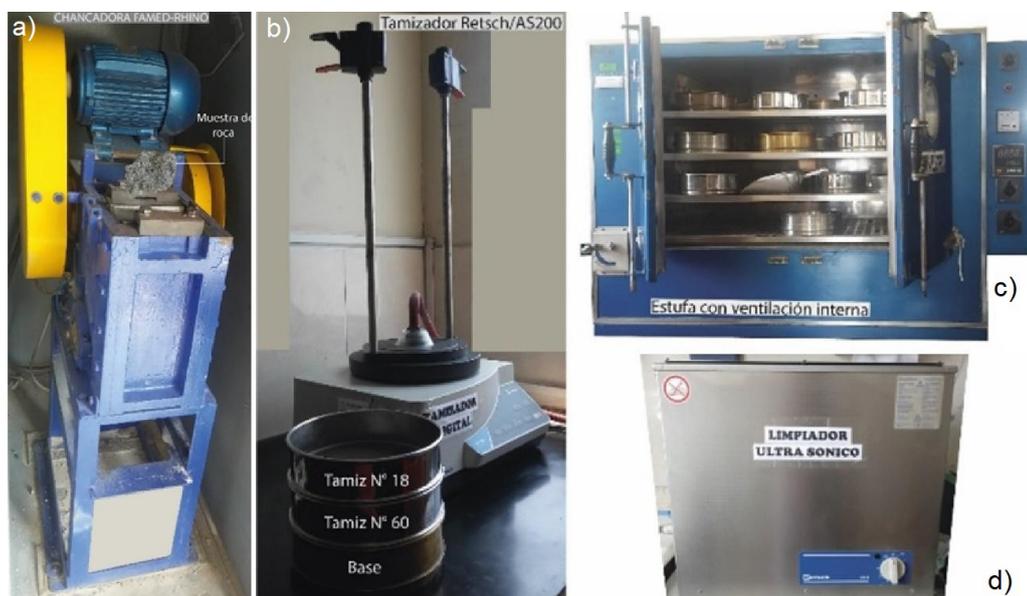
**• Trabajo de laboratorio**

Esta etapa contempla varias actividades. En primer lugar, se separó un fragmento de cada muestra para obtener una lámina delgada con la que se obtuvo un análisis petromineralógico. El resto de las muestras pasaron por cuatro fases: preparación mecánica, física, química y recuento de átomos cosmogénicos.

La preparación mecánica se realizó en los laboratorios del INGEMMET y consistió en moler, triturar y tamizar las muestras para seleccionar 200 g de partículas dentro del intervalo de tamaño (1-0.25 mm), la cual es una granulometría

lo suficientemente pequeña para poder separar el mineral de cuarzo, de donde se extrae el isótopo de berilio cosmogénico y lo suficientemente grande para evitar la eliminación total del mineral.

Con la finalidad de evitar la contaminación cruzada entre muestra y muestra, la chancadora fue desmontada para limpiar todas las piezas con aire comprimido y alcohol. De igual manera los tamices, que se limpiaron con aire comprimido y ultrasonidos (figura 4.3). Además, de cada muestra se separaron 5 g para realizar un análisis de rayos X y determinar su composición mineral.



**Figura 4.3** a) chancadora de mandíbulas; b) tamizadora y tamices; c) horno para el secado; d) limpiador ultrasónico de tamices; Dirección de Laboratorios del INGEMMET

La preparación física de las muestras resultantes de la etapa anterior consistió en pasar cada muestra por el electroimán de un separador magnético Frantz, que clasificó la roca molida en una parte no magnética (constituida por cuarzos y feldespatos)

y otra parte con propiedades magnéticas (el resto de minerales). Cada muestra se revisó en una lupa óptica para realizar un control de calidad de cuarzos y feldespatos (figura 4.4). Esta etapa también se realizó en los laboratorios del INGEMMET.



**Figura 4.4** izquierda: separador magnético Frantz utilizado para separar cuarzos y feldespatos del resto de las muestras; derecha: control de calidad de una de las muestras, antes (a) y después (b) de la separación magnética

Finalmente, las muestras de cuarzos y feldespatos separadas magnéticamente se enviaron al Centre de Recherche et d'Enseignement de Géosciences de l'Environnement (CEREGE, Aix-en-Provence, Francia), donde se aplicó el resto del procedimiento.

La preparación química consistió en lavar las muestras de cuarzos y feldespatos con agua pura, para eliminar polvo y materia orgánica. Luego, añadiendo ácido clorhídrico (HCl) se eliminó el contenido de carbonatos de cada muestra. El cuarzo fue separado disolviendo la fracción no magnética de las muestras en una mezcla de HCl (ácido clorhídrico) y  $\text{H}_2\text{SiF}_6$  (ácido hexafluorosilícico) mediante 3 ataques sucesivos de 24 h de duración. Las impurezas restantes se disolvieron durante la descontaminación del  $^{10}\text{Be}$  meteórico, que consiste en 3 ataques sucesivos de 48 h, con HF (ácido fluorhídrico). De esta manera se obtuvieron muestras de 10-30 g de cuarzo puro.

Luego, para extraer BeO (óxido de berilio), con una micropipeta se añadió a cada muestra una solución de  $100\mu\text{L}$  de  $^9\text{Be}$ , fabricada a partir de un cristal de fenaquita. Cada muestra enriquecida con  $^9\text{Be}$  fue disuelta en HF. Después, cada disolución fue evaporada y se recuperó en una solución de HCl, luego se precipitó con  $\text{NH}_3$  (amoníaco). Siguiendo con el protocolo de Merchel & Herpens (1999) para separar el Be de otros elementos, cada muestra fue eluida a través de una columna de intercambio

aniónico Dowex 1x8, para eliminar el Fe (hierro) y luego en una columna de intercambio catiónico Dowex 50Wx8, para descartar el boro (B). A continuación, el Be fue precipitado con  $\text{NH}_3$  a  $\text{Be}(\text{OH})_2$ , y después oxidado a BeO en un horno a  $700\text{ }^\circ\text{C}$ .

Finalmente, la abundancia de  $^{10}\text{Be}$  en cada muestra se midió en el Accélérateur pour les Sciences de la Terre, Environnement, Risques (ASTER) del CEREGE (figura 4.5 y fotografía 4.3) (Arnold et al., 2010), para poder estimar la relación  $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ . Dichas mediciones fueron calibradas con el estándar interno STD-11, utilizando un ratio asignado  $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$  de  $1.191 (\pm 0.013) \times 10^{-11}$  (Braucher et al., 2015). Las incertidumbres analíticas 1 sigma incluyeron la indeterminación en las estadísticas de conteo AMS, en la relación estándar  $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ , y un error AMS externo de 0.5 %.

En la medición química se usó un blanco de  $^{10}\text{Be}$ , con una vida media de  $1.387 (\pm 0.01) \times 10^6$  años (Chmeleff et al., 2010; Korschinek et al., 2010). Las edades de  $^{10}\text{Be}$  (cronologías glaciares) se estimaron en la calculadora online CRONUS, versión 2.0 (Balco et al., 2008), basada en modelo de escala Lm (Lal, 1991), dependiente del tiempo. Se empleó la tasa de producción de Huanané-Quelccaya ( $6.74 \pm 0.34$  at/g/año) (Phillips et al., 2016), una densidad de roca  $2.65\text{ g/cm}^3$  y presión atmosférica estándar para todas las muestras.

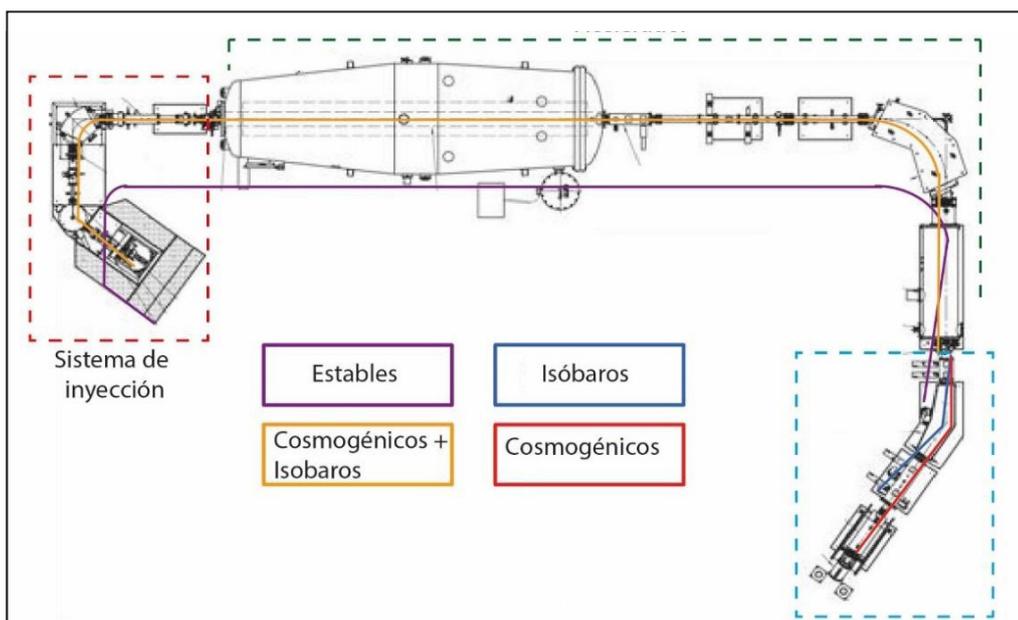


Figura 4.5 Esquema del acelerador de partículas ASTER (CEREGE)



Fotografía 4.3 Especialista del INGEMMET y el CEREGE realizando trabajos en el laboratorio (izquierda) y en el acelerador de partículas (derecha)

### 4.3 RESULTADOS E INTERPRETACIONES DE LAS EDADES ABSOLUTAS

Se procesaron en total 39 muestras de roca provenientes del suroeste del nevado Hualcán (valle Chucchún). En esa área de estudio 37 muestras de bloques morrénicos registran 5 fases de avances glaciares (M1, M2, M3, M4 y M5), mencionadas de la

más reciente a la más antigua. Además, 2 muestras de lechos rocosos con pulimento glaciar sugieren una fase de deglaciación posterior a M2 y anterior a M1. El cuadro 4.1 muestra las coordenadas, códigos y otras características de las muestras datadas. La figura 4.6 reúne diversas fotografías de algunos bloques de morrenas muestreados.

Cuadro 4.1

Relación de muestras datadas y sus características

Muestra	Código	XX	YY	Edad (Ka)	Error (Ka)	Material	Método	Unidad Geomorfológica	Altitud	Fase Glaciar
1	HUALSO14-1	-77.555	-9.223	0.88	0.19	Cuarzo	<sup>10</sup> Be	Morrena	4099	M1
2	HUALSO14-2	-77.555	-9.222	0.46	0.11	Cuarzo	<sup>10</sup> Be	Morrena	4116	M1
3	HUALSO14-3	-77.555	-9.222	0.5	0.13	Cuarzo	<sup>10</sup> Be	Morrena	4113	M1

Continuación...

Muestra	Código	XX	YY	Edad (Ka)	Error (Ka)	Material	Método	Unidad Geomorfológica	Altitud	Fase Glaciar
4	HUALSO14-4	-77.555	-9.222	1.51	0.36	Cuarzo	<sup>10</sup> Be	Morrena	4116	M1
5	HUALSO14-5	-77.553	-9.214	0.7	0.19	Cuarzo	<sup>10</sup> Be	Morrena	4461	M1
6	HUALSO14-6	-77.553	-9.215	0.94	0.13	Cuarzo	<sup>10</sup> Be	Morrena	4464	M1
7	HUALSO14-7	-77.553	-9.215	0.32	0.06	Cuarzo	<sup>10</sup> Be	Morrena	4461	M1
8	HUALSO 18-6	-77.553	-9.215	1.64	0.22	Cuarzo	<sup>10</sup> Be	Morrena	4461	M1
9	HUALSO 18-7	-77.553	-9.215	0.28	0.03	Cuarzo	<sup>10</sup> Be	Morrena	4464	M1
10	HUALSO 18-8	-77.594	-9.244	1.35	0.36	Cuarzo	<sup>10</sup> Be	Morrena	4462	M1
11	HUALSO2016-1	-77.553	-9.214	2.01	0.24	Cuarzo	<sup>10</sup> Be	Lecho rocoso pulido	4478	
12	HUALSO2016-2	-77.551	-9.222	1	0.21	Cuarzo	<sup>10</sup> Be	Lecho rocoso pulido	4260	
13	HUALSO15-1	-77.577	-9.230	10.68	0.98	Cuarzo	<sup>10</sup> Be	Morrena	3635	M2
14	HUALSO15-2	-77.572	-9.226	11.69	1.14	Cuarzo	<sup>10</sup> Be	Morrena	3742	M2
15	HUALSO15-3	-77.572	-9.226	10.57	1.05	Cuarzo	<sup>10</sup> Be	Morrena	3751	M2
16	HUALSO15-4	-77.572	-9.226	10.03	2.12	Cuarzo	<sup>10</sup> Be	Morrena	3751	M2
17	HUALSO15-5	-77.573	-9.226	15.24	2.27	Cuarzo	<sup>10</sup> Be	Morrena	3730	M2
18	HUALSO15-6	-77.573	-9.226	12.79	1.4	Cuarzo	<sup>10</sup> Be	Morrena	3727	M2
19	HUALSO15-7	-77.575	-9.228	34.46	2.95	Cuarzo	<sup>10</sup> Be	Morrena	3684	M2
20	HUALSO15-10	-77.585	-9.240	14.48	1.78	Cuarzo	<sup>10</sup> Be	Morrena	3592	M3
21	HUALSO15-14	-77.579	-9.230	14.34	1.53	Cuarzo	<sup>10</sup> Be	Morrena	3671	M3
22	HUALSO15-15	-77.578	-9.229	16.95	2.3	Cuarzo	<sup>10</sup> Be	Morrena	3669	M3
23	HUALSO15-16	-77.577	-9.228	16.23	1.69	Cuarzo	<sup>10</sup> Be	Morrena	3692	M3
24	HUALSO15-11	-77.588	-9.242	30.91	3.18	Cuarzo	<sup>10</sup> Be	Morrena	3632	M4
25	HUALSO15-12	-77.588	-9.242	27.96	2.48	Cuarzo	<sup>10</sup> Be	Morrena	3630	M4
26	HUALSO15-13	-77.589	-9.242	34.11	3.32	Cuarzo	<sup>10</sup> Be	Morrena	3617	M4
27	HUALSO 18-9	-77.594	-9.244	48.44	9.9	Cuarzo	<sup>10</sup> Be	Morrena	3391	M4
28	HUALSO 18-10	-77.594	-9.244	24.65	2.09	Cuarzo	<sup>10</sup> Be	Morrena	3396	M4
29	HUALSO 18-11	-77.597	-9.245	54.56	4.65	Cuarzo	<sup>10</sup> Be	Morrena	3343	M4
30	HUALSO 18-12	-77.597	-9.246	99.34	8.29	Cuarzo	<sup>10</sup> Be	Morrena	3311	M4
31	HUALSO 18-1	-77.584	-9.243	229.54	20.33	Cuarzo	<sup>10</sup> Be	Morrena	3702	M4
32	HUALSO 18-2	-77.588	-9.243	53.79	4.56	Cuarzo	<sup>10</sup> Be	Morrena	3644	M4
33	HUALSO 18-3	-77.589	-9.243	72.42	6.18	Cuarzo	<sup>10</sup> Be	Morrena	3603	M4
34	HUALSO15-17	-77.579	-9.221	100.4	9.09	Cuarzo	<sup>10</sup> Be	Morrena	3906	M5
35	HUALSO2016-3	-77.578	-9.217	163.5	15.28	Cuarzo	<sup>10</sup> Be	Morrena	3889	M5
36	HUALSO2016-4	-77.577	-9.217	101.09	8.99	Cuarzo	<sup>10</sup> Be	Morrena	3900	M5
37	HUALSO2016-5	-77.577	-9.218	157.82	13.55	Cuarzo	<sup>10</sup> Be	Morrena	3904	M5
38	HUALSO 18-4	-77.579	-9.217	49.31	6.15	Cuarzo	<sup>10</sup> Be	Morrena	3859	M5
39	HUALSO 18-5	-77.579	-9.217	124.4	10.54	Cuarzo	<sup>10</sup> Be	Morrena	3872	M5



Figura 4.6 Edades y ubicación de algunas muestras recogidas al suroeste del nevado Hualcán (valle Chucchún)

En el cuadro 4.2 se presenta un resumen de las edades cosmogénicas y los márgenes de error de las estimaciones, en ambos casos en miles de años (ka) antes del presente y las edades promedio de cada fase de avance (celdas celestes) o retroceso glaciar (celdas cremas). Este cuadro también muestra edades descartadas. Por un lado, edades envejecidas por herencia cosmogénica (texto rojo), lo que sucede cuando los bloques morrénicos conservaron isótopos cosmogénicos anteriores a la formación de las morrenas, por lo que su erosión previa no fue lo suficientemente intensa. Por otro lado, edades rejuvenecidas por erosión (texto morado), cuando la erosión parece haber restado cosmonucleidos a las superficies, rejuveneciendo las edades. Los promedios se han obtenido solamente de las edades no descartadas.

También se han incluido interpretaciones paleoclimáticas, donde las edades no descartadas están relacionadas con fases frías globales: Pequeña Edad de Hielo (PEH), Younger Dryas (YD), eventos Heinrich, Oldest Dryas (OD), el último máximo glaciar (Last Glacial Maximum-LGM) y el penúltimo ciclo glaciar. Además, las edades se relacionan con transgresiones de paleolagos en el altiplano boliviano (Placzek et al., 2013; Blard et al., 2011) sugiriendo, al menos en parte, la ocurrencia de avances glaciares regionales sincrónicos y la existencia de una teleconexión entre el enfriamiento boreal y avances de los glaciares peruanos, probablemente a través de un mayor desplazamiento hacia el sur y/o una intensificación de la ZCIT. La ubicación cartográfica de las muestras y sus grupos cronológicos se muestran en las figuras 4.7 y 4.8.

Cuadro 4.2

**Edades cosmogénicas y su relación con fases frías del hemisferio norte y transgresiones de paleolagos en el altiplano boliviano**

Interpretación	n = 39			Promedios		
	Muestra	ka	±	ka	±	N
M1 Pequeña Edad del Hielo Siglos XIV-XIX <sup>1</sup>	1	0.88	0.19	0.5	0.1	5
	2	0.46	0.11			
	3	0.5	0.13			
	4	1.51	0.36			
	5	0.7	0.19			
	6	0.94	0.13			
	7	0.32	0.06			
	8	1.64	0.22			
	9	0.28	0.03			
	10	1.35	0.36			
Óptimo Cálido Medieval Siglos X-XIII <sup>2</sup>	11	2.01	0.24	1.5	0.2	2
	12	1	0.21			
M2 Younger Dryas (YD) Lago Coipasa <sup>3</sup>	13	10.68	0.98	11.2	1.3	7
	14	11.69	1.14			
	15	10.57	1.05			
	16	10.03	2.12			
	17	15.24	2.27			
	18	12.79	1.4			
M3 Heinrich 1 (H1) Lago Tauca (17-15 ka) <sup>4</sup>	19	34.46	2.95	15.5	1.8	4
	20	14.48	1.78			
	21	14.34	1.53			
	22	16.95	2.3			
M4 alta LGM temprano <sup>5</sup>	23	16.23	1.69	31	3	3
	24	30.91	3.18			
	25	27.96	2.48			
M4 baja Lago Sajsi (25-19 ka) <sup>4</sup> Fases pre-LGM <sup>5</sup> Lago Inca Huasi <sup>4</sup>	26	34.11	3.32	42.5	5.5	3
	27	48.44	9.9			
	28	24.65	2.09			
	29	54.56	4.65			
M4 externa LGM + pre-LGM Sajsi-Inca Huasi <sup>4</sup>	30	99.34	8.29	63.1	5.4	2
	31	229.54	20.33			
	32	53.79	4.56			
M5 Penúltimo ciclo glacial Termination II <sup>6</sup>	33	72.42	6.18	148.6	13.1	3
	34	100.4	9.09			
	35	163.51	15.28			
	36	101.09	8.99			
	37	157.82	13.55			
	38	49.31	6.15			
	39	124.43	10.54			

Fuentes de las cronologías: 1) PEH en los Andes tropicales (Thompson et al., 1986); 2) Óptimo Cálido Medieval (Mann et al., 2009); 3 y 4) Transgresiones de paleolagos del altiplano boliviano (Placzek et al., 2013 y Blard et al., 2011); 5) Last Glacial Maximum-LGM (Clark et al., 2009 y Smith et al., 2009); 6) Penúltimo ciclo glacial (Colleoni et al., 2016).

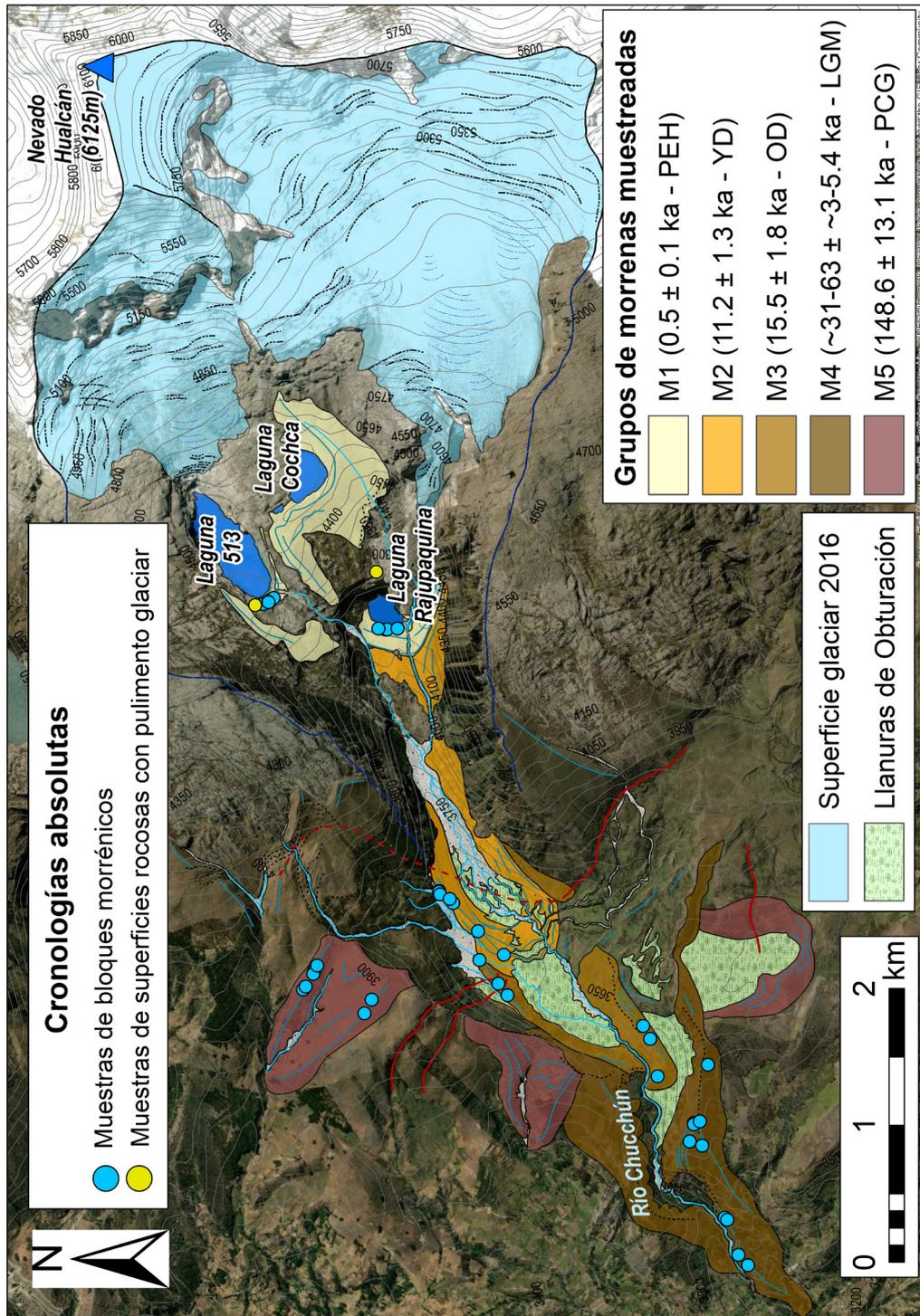
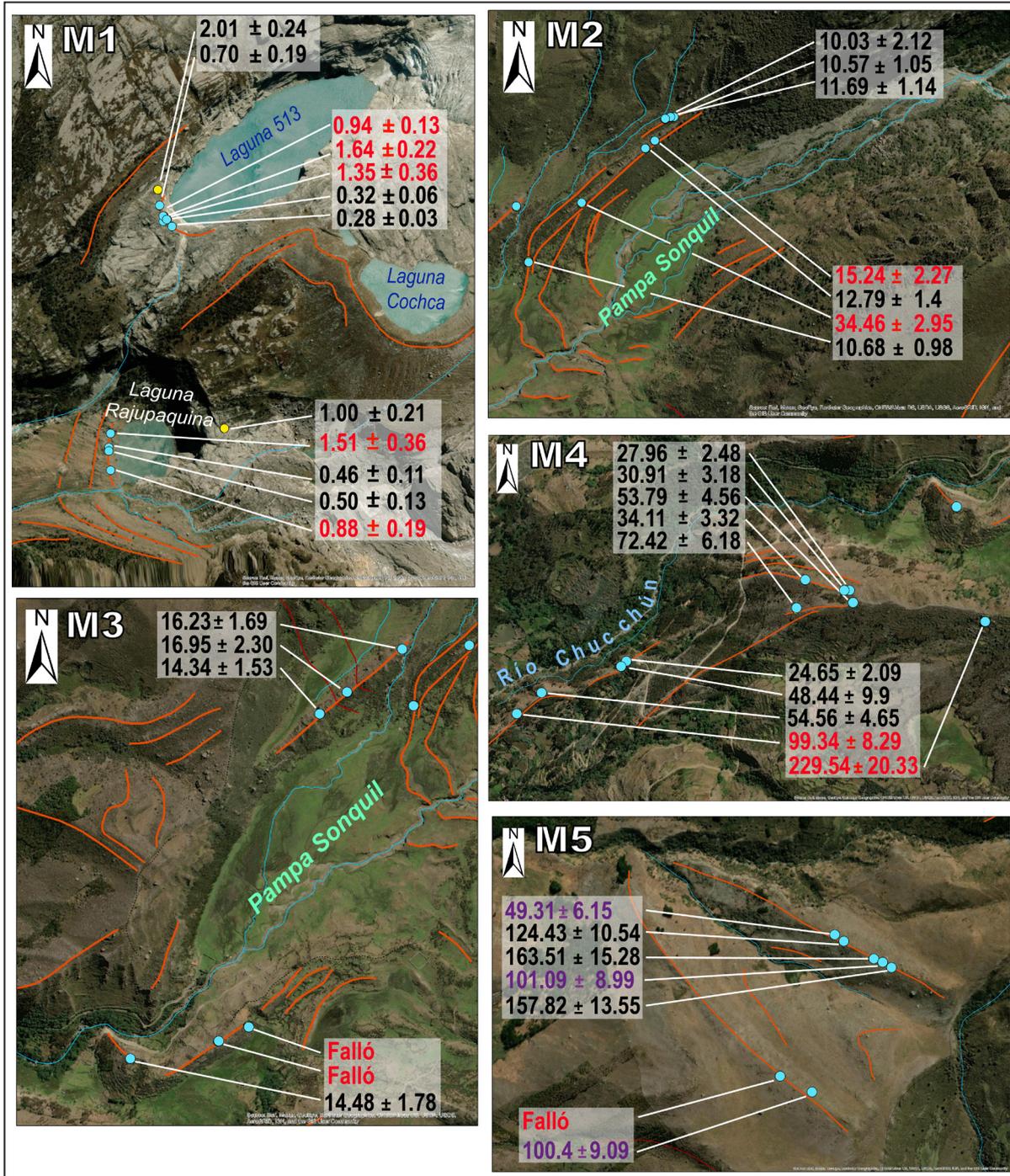


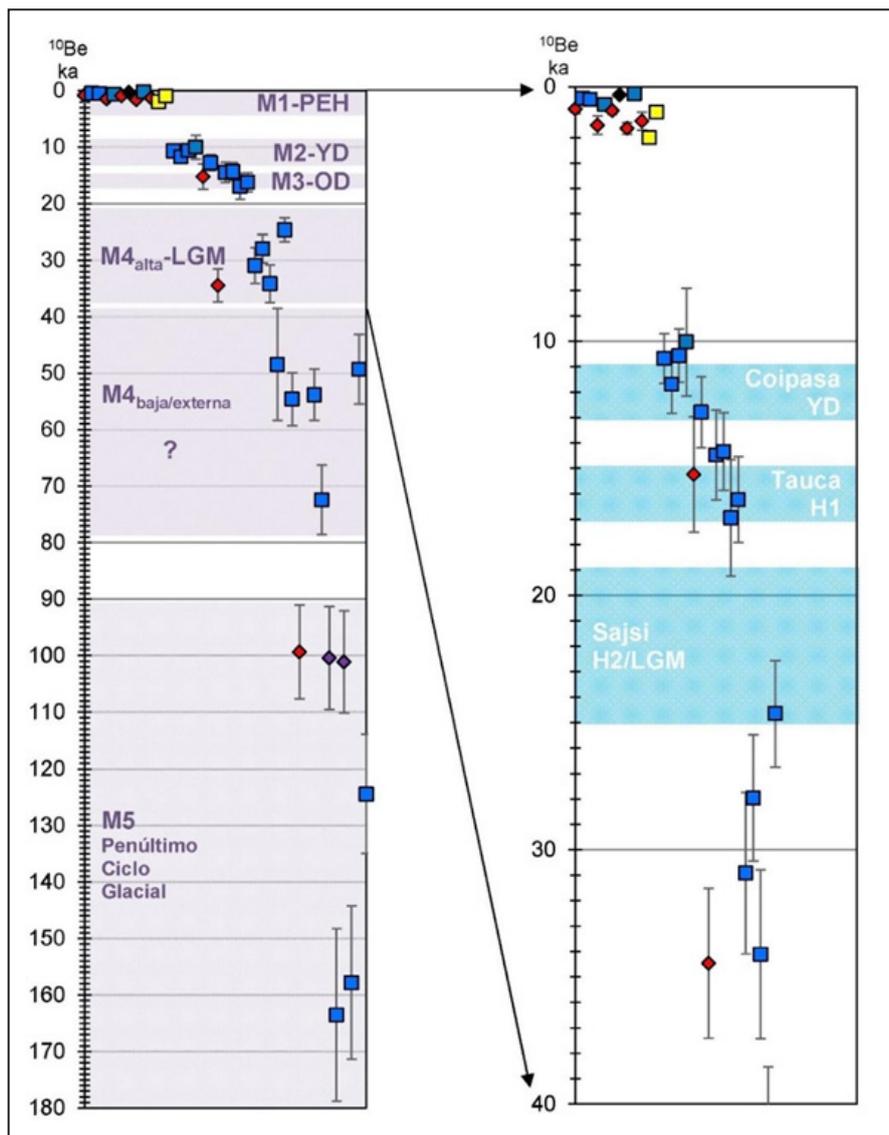
Figura 4.7 Cartografía geomorfológica representando la localización de las muestras que fueron datadas, las morrenas de los grupos M1-M5 y el promedio de edades de cada fase glaciar



**Figura 4.8** Ampliación de las zonas enmarcadas en la figura anterior, que muestra el detalle de la ubicación de las edades obtenidas: M1 cerca de las lagunas en la cabecera del valle, M2 a la salida del barranco que separa la parte alta de la pampa Sonquil, M3 en las márgenes externas de la Pampa Sonquil, M4 a la salida de la Pampa Sonquil sobre el río Chucchún, M5 en la parte alta de la margen derecha del valle (por encima de la Pampa Sonquil). Las edades de color rojo son datos atípicos y corresponden a edades envejecidas por herencia cosmogénica, mientras que las edades en color morado son edades rejuvenecidas por erosión

La figura 4.9 muestra las edades cosmogénicas con sus respectivas barras de error sobre dos cronogramas. En cuadrados azules se representan las edades de bloques morrénicos (fases de avance), en cuadrados amarillos las edades de lechos rocosos con pulimento glaciar (fases de retroceso), y en rombos rojos y morados las edades descartadas por envejecimiento y rejuvenecimiento, respectivamente.

El cronograma de la izquierda abarca los últimos 180 ka e incluye todas las edades excepto la deducida de la muestra 31 ( $229.5 \pm 20.3$  ka), que debe haber sido afectada por problemas relacionados con herencia u otros fuera de control. El cronograma de la derecha es una ampliación de los últimos 40 ka, en el que se ha señalado la cronología de las transgresiones de paleolagos en el altiplano boliviano (Blard et al., 2011), un excelente indicador de humedad.



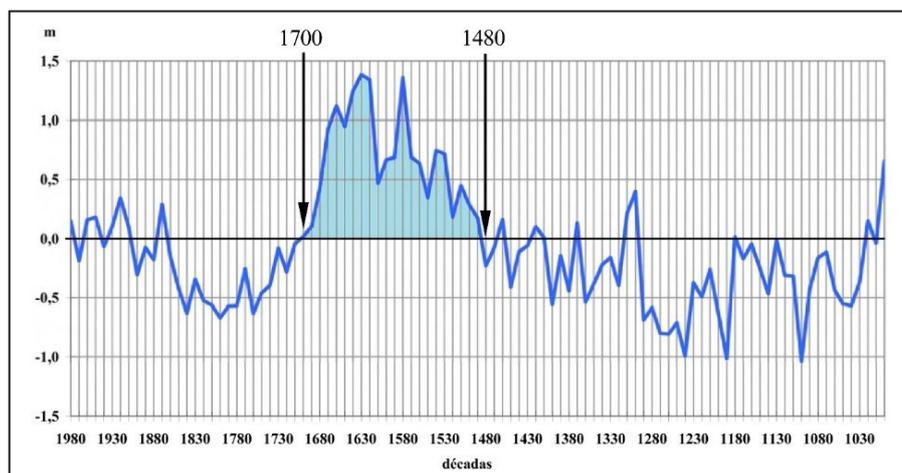
**Figura 4.9** Cronogramas representando, según se explica en el texto, las edades glaciares cosmogénicas, sus rangos de error, el grupo de morrenas al que pertenecen y su interpretación paleoclimática

A continuación, se describe las muestras tomadas para cada conjunto de edades cosmogénicas:

**Morrenas M1 (~0.5 ka):** Es el grupo de morrenas más recientes, que represan a las lagunas 513, Cochca y Rajupaquina en la cabecera del valle Chucchún. En esas morrenas se recogieron 10 muestras (cuadro 4.2), de las cuales 5 edades fueron descartadas (1, 4, 6, 8 y 10) por indicar herencia cosmogénica. Según el promedio de las 5 edades restantes (2, 3, 5, 7 y 9) es posible que, al suroeste del Nevado Hualcán los glaciares hubiesen avanzado por última vez hace ~0.5 ka. Es una posibilidad coherente con el aumento de las precipitaciones por innivación (figura 4.10) observadas en esa época en la estratigrafía de testigos de hielo del casquete glaciar Quelccaya (Thompson et al., 1992), así como con las cronologías de la

máxima extensión glaciar durante la Pequeña Edad del Hielo, basadas en tasas de crecimiento de líquenes (Jomelli et al., 2008) o en edades cosmogénicas  $^{10}\text{Be}$  ( $186\pm 30$ - $657\pm 40$  años antes del presente), obtenidas de la cordillera Vilcabamba en el Cusco (Licciardi et al., 2009). En conjunto, todas esas evidencias sugieren que ese último avance glaciar comenzó durante los siglos XV-XVI.

**Óptimo Cálido Medieval (~1.5 ka):** en la margen derecha de la laguna 513 y vertiente arriba de la laguna Rajupaquina se recogieron dos muestras de superficies de lechos rocosos pulidos (cuadro 4.2: 11 y 12). Sus edades de exposición indican que los frentes glaciares retrocedieron hasta posiciones próximas a las actuales hace ~1.5 ka, antes de volver a avanzar durante la Pequeña Edad del Hielo.



**Figura 4.10** Acumulación neta (m) en la superficie del glaciar Quelccaya. La línea azul representa las desviaciones con respecto al promedio del periodo comprendido entre los años 1000 y 1984 de nuestra era. El área de color celeste muestra el último periodo donde la desviación típica superó el promedio de la serie, es decir, el periodo donde la acumulación neta de hielo que está asociada a las precipitaciones fue mayor. Elaborado utilizando la serie de datos original, disponible en [www.ncdc.noaa.gov](http://www.ncdc.noaa.gov) (Thompson et al., 1992)

**Morrenas M2 (~11-13 ka):** Es un grupo de morrenas que se emplazan a manera de sucesivos cordones morrénicos sobre la Pampa Sonquil, una llanura de origen lacustre que se encuentra vertiente abajo de la laguna Rajupaquina. En esas morrenas se recogieron 7 muestras (13-19). Las edades 17 ( $15.2\pm 2.3$  ka) y 19 ( $34.5\pm 2.9$  ka), podrían haber sido envejecidas por herencia cosmogénica. Mientras que el promedio del resto de las edades del grupo (13-16 y 18) sugiere que los glaciares

avanzaron hasta la posición señalada por las morrenas hace ~11-13 ka, coincidiendo con el episodio frío del hemisferio norte denominado Younger Dryas, la presencia del paleolago Coipasa en el altiplano boliviano y la mayor abundancia de los últimos 30 ka de plancton de agua dulce en el lago Titicaca (Fritz et al., 2007). Esa coincidencia sustenta la existencia de una teleconexión entre el enfriamiento boreal y los avances de glaciares peruanos.

**Morrenas M3 (~15-17 ka):** Es un grupo de morrenas que rodean la Pampa Sonquil y llegan a extenderse hasta su salida. De este grupo se obtuvieron 4 edades que sugieren que los glaciares avanzaron hasta los márgenes exteriores de Pampa Sonquil hace ~15-17 ka. En escalas de miles de años, esos avances glaciares fueron contemporáneos al enfriamiento boreal durante el evento boreal Heinrich 1 (Heinrich, 1988) y la transgresión del paleolago Tauca en el altiplano boliviano. Se trataba de un lago gigantesco, que se extendía entre los actuales Lago Titicaca y Salar de Uyuni, y alcanzó hasta 120 m de profundidad en el centro de la cuenca (Blard et al., 2011). En las morrenas M3 también hay indicadores que sugieren una conexión a larga distancia entre el enfriamiento del hemisferio norte y la humedad de los Andes tropicales, en escalas de miles de años.

La desglaciación posterior a M3 pudo deberse como consecuencia del calentamiento boreal Bølling-Allerød bien marcado en la temperatura del Atlántico Norte. En ese tiempo los glaciares debieron retroceder vertiente arriba de la quebrada Chucchún, porque su avance o estabilización posterior (M2), solo alcanzó la desembocadura de dicha quebrada en la Pampa Sonquil.

**Morrenas M4 (> 26 ka):** Comprenden tres subgrupos de morrenas (Cuadro 4.2), que describiendo su posición con respecto al grupo se han denominado M4 alta, M4 baja y M4 exterior. Sus edades de exposición indican tres realidades diferentes, aunque compatibles entre sí:

- Por una parte, las edades M4 alta, sugieren máximos avances glaciares que rellenaron por completo el valle Chucchún hace ~26-31 ka, al mismo tiempo que avanzaron otras lenguas de hielo en los Andes tropicales (Shakun et al., 2015; Smith et al., 2005, Farber et al., 2005, Glasser et al., 2009), durante una manifestación temprana del LGM que pudo coincidir con la máxima expansión de los glaciares continentales y el mínimo nivel global de los océanos durante el mismo periodo (Clark et al., 2009).
- Por otra parte, las edades M4 baja, revelan máximos avances glaciares hace ~35-50 ka, algo anteriores al LGM global, como se ha descrito para otras montañas

alrededor del mundo (Clark et al., 2009; Hughes, 2013). Como los avances previos habrían alcanzado dimensiones parecidas, las morrenas pre-LGM estarían más abajo o entremezcladas con depósitos del LGM. Aunque los márgenes de error son demasiado elevados ( $\pm 10$  ka) y no permiten establecer conclusiones concluyentes, son compatibles con transgresiones de paleolagos en el altiplano boliviano durante el mismo periodo.

- Por último, las edades M4 externa (~63 ka) han sugerido avances glaciares muy anteriores al LGM global, pero dentro del último ciclo glacial. Esos avances pudieron coincidir con fases con paleolagos en el altiplano boliviano (Placzek et al., 2013).

**Morrenas M5 (>120 ka):** Geomorfológicamente, corresponde a la fase glaciar más antigua. Son formas ubicadas en las laderas exteriores del valle, por encima de la Pampa Sonquil y están cortadas por el valle glaciar actual, es decir, que son avances anteriores a la excavación del valle y podrían reflejar avances muy antiguos, incluso durante una fase anterior al ciclo glacial actual, que viene sucediendo desde hace 120 ka (Hughes, 2013).

En este grupo de morrenas se recogieron 6 muestras, 3 de las cuales (34, 36 y 38) pudieron haber sido rejuvenecidas debido a la erosión. Mientras que el promedio de las 3 edades restantes (35, 37 y 39) sugieren avances glaciares de hace ~148 ka. Estas edades podrían ser contemporáneas a las transgresiones de paleolagos más antiguas propuestas por Placzek et al., 2013, Ouki (> 130-100 ka) y Salinas (> 100-80 ka).

Con la finalidad de poder visualizar la distribución global de las edades, dentro de un conjunto de datos distribuidos espacialmente, se realizaron gráficas de densidad de kernel – KDE, que muestra esos datos a través de una línea negra oscura (figuras 4.11 y 4.12). Adicionalmente, se obtuvieron valores de la moda, media ponderada y la desviación estándar ponderada (SD) por grupo morrénico. Aquellas muestras que se ubican fuera de la distribución acumulada son consideradas como muestras outlier o atípicas, envejecidas por herencia cosmogénica o rejuvenecidas por erosión.

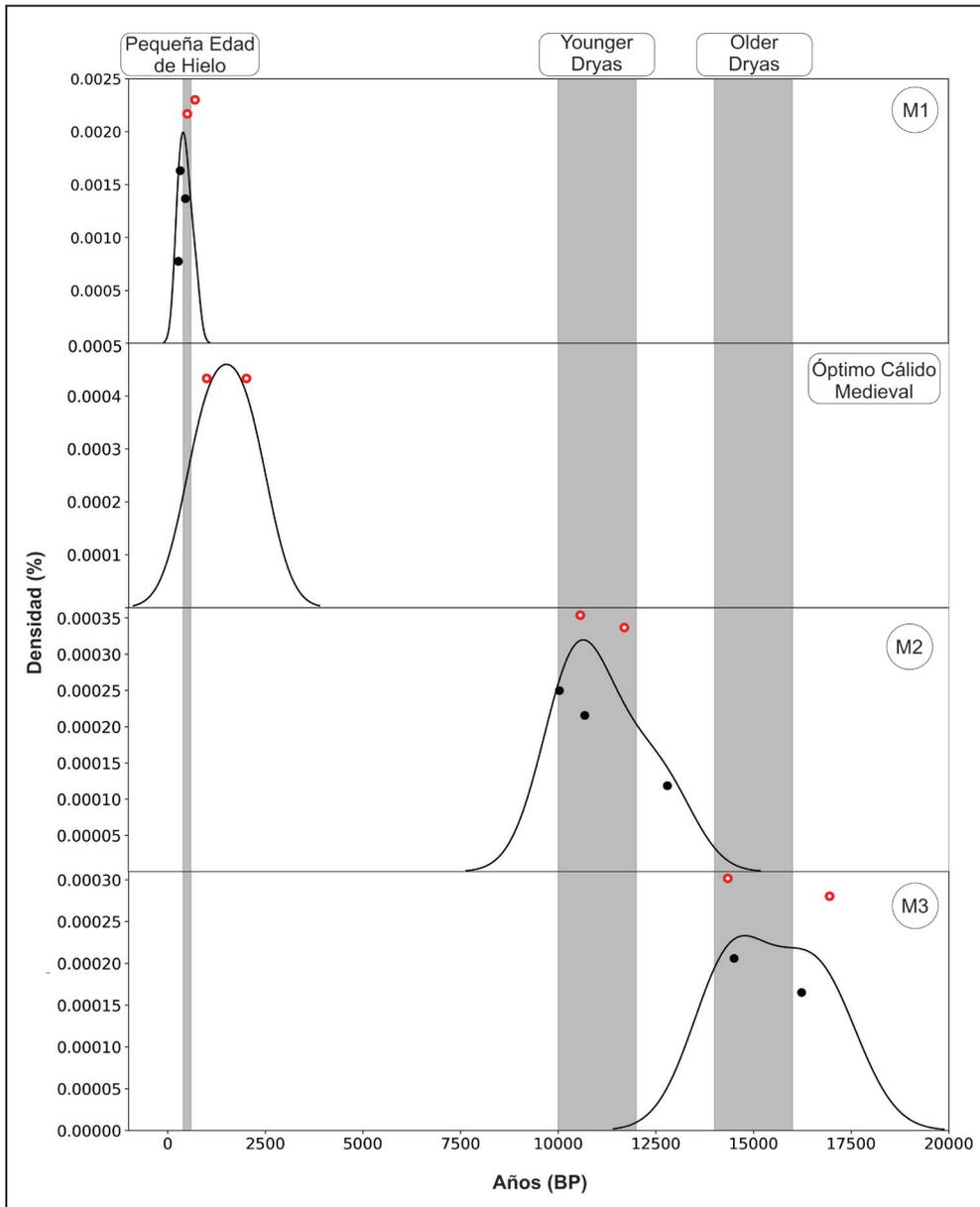


Figura 4.11 Distribución de las edades obtenidas durante los periodos PEH, Óptimo Cálido Medieval, YD y OD

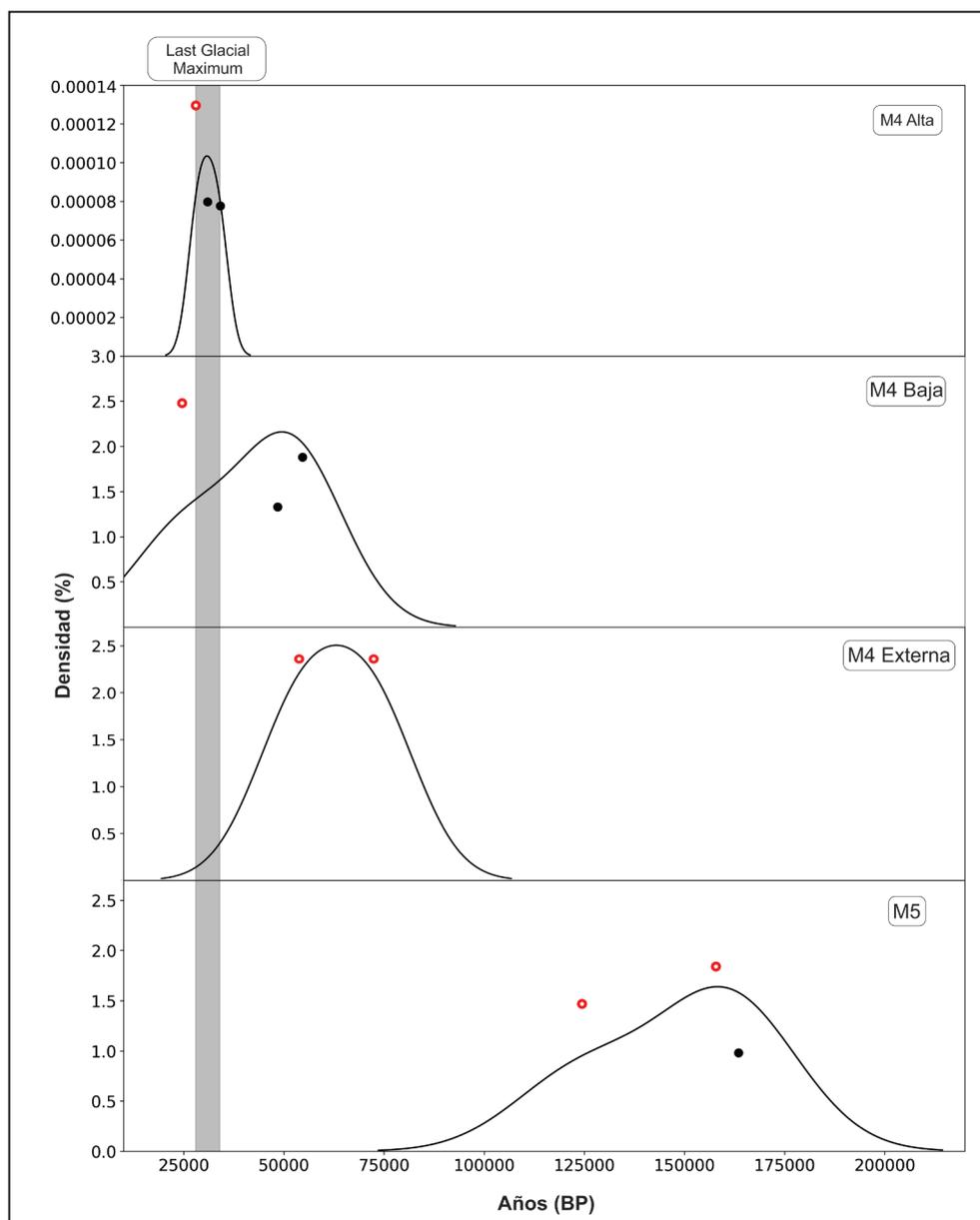


Figura 4.12 Distribución de las edades obtenidas durante los periodos LGM alta, baja, externa y el penúltimo ciclo glaciar

#### 4.4 RESULTADOS E INTERPRETACIONES DE LAS EDADES RELATIVAS CON MARTILLO SCHMIDT

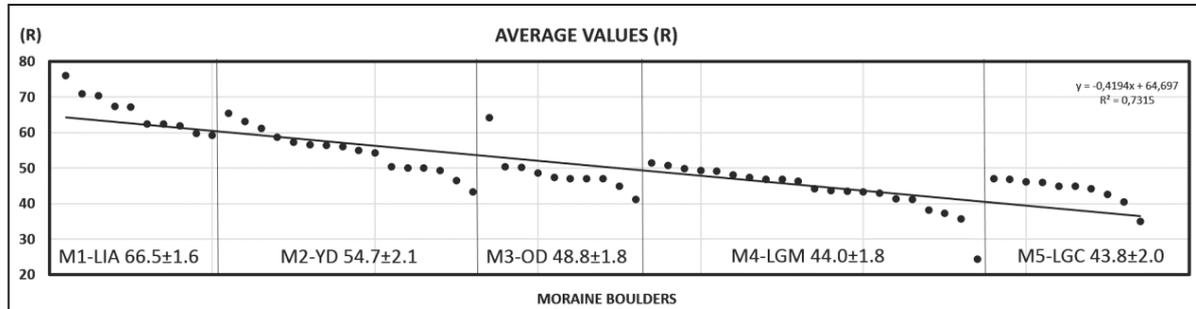
Estos estudios presentan los primeros resultados de la deglaciación en los Andes peruanos utilizando el Martillo Schmidt. Tomando como referencia la cartografía geomorfológica y las edades absolutas se tomaron datos de 67 muestras. Recordemos que esta técnica mide la distancia de rebote de un impacto sobre una superficie rocosa (valor "R"). Este

valor proporciona una medida relativa de la dureza de la roca, considerando que la dureza disminuye a medida que aumenta el tiempo de exposición de la superficie rocosa. Consideramos como válidos los valores promedios y la desviación estándar de 30 impactos para cada una de las 67 muestras.

Las morrenas más recientes M1-PEH tienen valores promedio de  $R = 62.7 \pm 1.7$  (laguna 513) y  $R = 70.3 \pm 1.5$  (laguna Rajupaquina); M2-YD tiene múltiples crestas, la más exterior  $R = 54.3 \pm 2.2$ , la más extensa  $R = 54.3 \pm 2.2$  y la cresta frontal sobre

la pampa Sonquil  $R = 58.2 \pm 2.5$ ; M3-OD muestra claramente una morrena lateral derecha que delimita la pampa Sonquil  $R = 48.8 \pm 1.8$ ; M4-LGM que delimita el valle Chucchún con morrenas de

grandes dimensiones, la más externa  $R = 41.0 \pm 1.9$  y la más interna  $R = 47.1 \pm 1.7$ , finalmente, M5-PCG:  $R = 43.8 \pm 2.0$  y  $R = 44.6 \pm 2.2$ . Los resultados se resumen en la figura 4.13.



**Figura 4.13** Valores promedio (R) de cada bloque morrénico en 5 distintas fases glaciares (De Marcos et al., 2019)

Los resultados obtenidos muestran una clara relación entre las distintas fases glaciares y los valores de rebote. Hay una clara gradación de los valores más elevados (fases más recientes),

hacia los valores más bajos (fases más antiguas). El grupo de morrenas M1 brinda en promedio valores de rebote  $R > 60$ , M2  $60 > R > 50$ , M3  $50 > R > 45$  y M4-M5  $R < 45$ .

# CAPÍTULO V

## RECONSTRUCCIONES Y EVOLUCIÓN GLACIAR

Luego de conocer las cronologías glaciares y su máxima extensión definida por el alcance de las morrenas, se delimitaron paleoglaciares para distintos escenarios, siguiendo las pautas propuestas en el apartado 3.3. **Elaboración de mapas geomorfológicos y delimitación de paleoglaciares.** En este capítulo, utilizaremos esas delimitaciones glaciares para reconstruir espesores y volúmenes de hielo mediante dos métodos. Mostraremos, la interpretación de los resultados y las comparaciones con otros estudios.

Cabe resaltar que la estimación de volúmenes glaciares tiene gran importancia para cuantificar las reservas de agua en estado sólido almacenadas en las montañas y analizar los peligros asociados a la deglaciación. Además, permite ampliar el registro temporal de la evolución de las masas de hielo y conocer sus implicaciones paleoclimáticas.

### 5.1 MÉTODOS PARA ESTIMAR VOLÚMENES GLACIARES

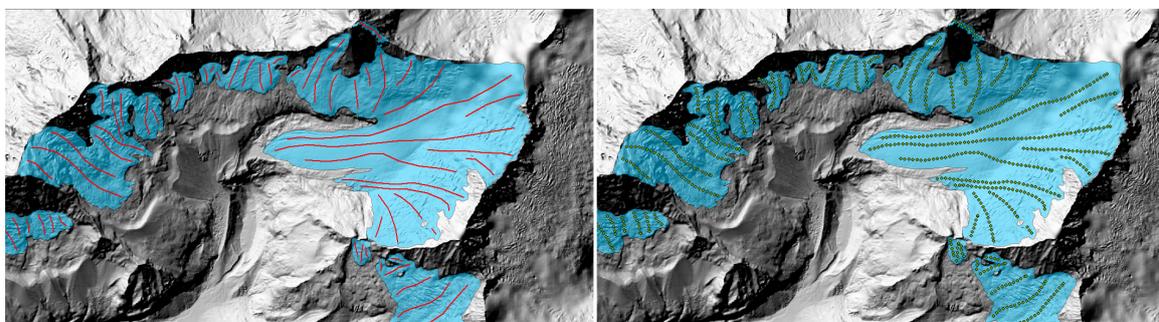
En los Andes peruanos se ha utilizado Ground Penetrating Radar (GPR) para realizar mediciones de espesor del hielo en la lengua glaciaria suroccidental del nevado Artesonraju, trabajo hecho por Oberreuter et al. (2022) en el que participaron el Centro de Estudios Científicos (CECs, Chile), el Instituto Nacional de Investigación en Glaciares y Ecosistemas de Montaña (INAIGEM, Perú), la Autoridad Nacional del Agua (ANA, Perú) y la Universidad Nacional del Callao, Perú. Sin embargo, la mayor

parte de glaciares andinos tienen muy difícil acceso, por lo que es necesario complementar los trabajos de GPR con mediciones indirectas, utilizando modelos numéricos que reconstruyan la topografía basal y los paleorrelieves previos a la presencia de los glaciares. Actualmente, solo existen reconstrucciones volumétricas preliminares que publicó el INGEMMET en 2018 de algunos valles en las Cordilleras Blanca y Pariacaca y el Volcán nevado Coropuna.

En los siguientes apartados, se describen dos metodologías aplicadas para la reconstrucción de volúmenes de glaciares: GlaBTop para el escenario glaciario 2016 y GlaRe para los demás paleoglaciares. Ambos métodos son complementarios, porque a través de GlaBTop se obtiene la topografía basal, requerida como input por GlaRe.

#### 5.1.1 Reconstrucción de glaciares usando el método GlaBTop (Glacier bed topography)

Propuesta por (Linsbauer et al., 2009), esta metodología utiliza modelos numéricos de ecuaciones glaciológicas para obtener espesores de hielo en una serie de puntos que definen líneas de flujo glaciario (Branch Lines) (figura 5.1). Esos puntos se interpolan para obtener un ráster de espesores que se sustrae del modelo de elevación digital de la montaña (DEM montaña-DEM espesores) para obtener la topografía basal del glaciario (Linsbauer et al., 2009, 2012; Paul & Linsbauer, 2012).



**Figura 5.1** En ambos lados: representación cartográfica de los glaciares, como polígonos azules sobre un DEM. Izquierda: líneas de flujo (en color rojo). Derecha: centros de flujo o espesores centrales a lo largo de cada línea de flujo (puntos verdes)

Como principio fundamental, la metodología asume que la superficie glaciar es reflejo de la topografía basal y considera una plasticidad ideal del hielo que, para liberar la presión aplicada, en lugar de deformarse se amolda a la topografía. De esta manera, se relaciona el espesor del hielo con la pendiente, en base a un forzamiento paralelo que deforma el hielo (Shear Stress – Esfuerzo de Cizalla). Por tanto, cuanto más empinada sea una superficie, menor será el espesor de hielo y tenderá a ser mayor cuando la superficie se allane.

En este trabajo se ha utilizado un DEM de 4 m de resolución, derivado de un par estereoscópico de imágenes del satélite Pleiades (16/07/2016) y las curvas de nivel del mapa topográfico nacional de Perú, con 50 m de equidistancia. El procedimiento para reconstruir los glaciares actuales se realizó en un entorno de trabajo ArcGIS, utilizando la herramienta raster calculator. El volumen glaciar ( $m^3$ ) se obtuvo multiplicando el sumatorio de los espesores (m) por el tamaño de las celdas del Raster ( $m^2$ ), usando la herramienta classification statistics.

GlaBTop requirió tres elementos de entrada: las branch lines, un DEM y la cartografía de los glaciares. Siguiendo los criterios de Paul & Linsbauer (2012), las branch lines se crearon manualmente línea a línea, de modo perpendicular a las curvas de nivel, cumpliendo dos condiciones: en primer lugar, las líneas no deben llegar al límite del contorno glaciar, para evitar modelar valores inconsistentes en los frentes glaciares y, en segundo lugar, las líneas no deben ser digitalizadas sobre áreas de intensa deformación topográfica (grietas glaciares).

A continuación, cada línea de flujo fue dividida en segmentos de 20 m de longitud, generando para cada tramo un centroide denominado espesor central, donde el espesor de hielo fue calculado en función de la pendiente media de cada segmento (considerando sólo las pendientes  $> 3^\circ$ ). Para ello, se resolvió la siguiente ecuación:

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

Donde:  $d$  = espesor del hielo,  $t$  = fricción basal del hielo ( $kg/m^2s^2$ ),  $p$  = densidad del hielo ( $km/m^3$ ),  $g$  = aceleración de la gravedad ( $9.81 m/s^2$ ),  $f$  = factor de forma del hielo (adimensional) y  $\sin \alpha$  = seno de la pendiente del lecho rocoso subglaciar.

El factor de forma ( $f$ ) es un valor constante determinado por la geometría del canal del valle. Para cada fase glaciar se aplicó un valor  $f$ : para glaciares actuales  $f_{2016} = 0.8$ ; para paleoglaciares de 1962  $f_{1962} = 0.6-0.7$ ; y para los demás paleoglaciares (más antiguos)  $f = 0.45$  como valor mínimo.

Luego se calculó el esfuerzo de cizalla, que es la fuerza paralela a la superficie y el principal factor que condiciona el flujo del hielo. Se realizó mediante la relación empírica no-lineal que

caracteriza el rango de elevación, a lo largo de una línea de flujo (Haeberli & Hoelzle, 1995), resolviendo la ecuación propuesta por Nye (1952).

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

$$\text{Si } \Delta H > 1.6 \text{ Km } \tau = 150 \text{ kPa}$$

Donde:  $\tau$  = esfuerzo de cizalla (Shear stress),  $H$  = rango de altitud sobre el nivel del mar (m).

El cálculo para los glaciares de la Cordillera Blanca indicó esfuerzos de cizalla dentro del intervalo  $\tau = 145 - 30 \text{ kPa}$ .

Una vez determinado el espesor del hielo en cada centroide, los valores de espesor central ( $ee_1, ee_2, \dots ee_n$ ) se interpolaron con la herramienta IDW-ArcGIS, generando puntos continuos con 4 m de equidistancia entre los centroides, denominados espesores continuos ( $ec_1, ec_2, \dots ec_n$ ).

Para realizar la interpolación se aplicaron tres modificaciones en los requisitos que ofrece por defecto la herramienta ArcGIS-IDW: 1) el radio máximo (o buffer de interpolación) debía ser exactamente 5 veces el tamaño de celda; 2) ese buffer debía comprender como mínimo dos puntos; y 3) la interpolación IDW trabaja en función de la distancia de los puntos, elevados a una potencia por establecer. En este caso se usó la potencia 2, por tratarse del valor que produjo mejores resultados en los trabajos de Linsbauer et al. (2009) y Paul & Linsbauer, 2012).

Finalmente, los resultados de la interpolación IDW fueron depurados, eliminando los valores negativos. Luego se realizó una interpolación en la herramienta Topo to Raster (ArcGIS), entre tres capas ráster: 1) espesores centrales, 2) espesores continuos y 3) delimitación del glaciar. Como resultado se obtuvo una capa ráster mostrando la distribución de los espesores de hielo a lo largo y ancho de todo el glaciar.

### 5.1.2 Reconstrucción de paleoglaciares usando el método GlaRe (Glacier reconstruction)

GlaRe es una herramienta ArcGIS que reconstruye semiautomáticamente la geometría tridimensional de paleoglaciares. La herramienta, propuesta por Pellitero et al. (2016), se basa en líneas de flujo (flowlines) que el operador digitaliza manualmente en la topografía actual (sin glaciares), cuya base de interpretación geomorfológica es la topografía basal generada previamente por GlaBTop.

Esta herramienta transforma cada una de las líneas de flujo en nodos de 4 m de separación entre sí, valor que fue asignado automáticamente por el programa por ser la resolución del DEM de la topografía basal. Además, GlaRe extrajo automáticamente del DEM las coordenadas (X, Y y Z) para cada nodo. Luego,

los espesores del hielo en cada nodo fueron estimados en función de la altitud  $Z$ , resolviendo la siguiente ecuación (Van Der Veen, 1999):

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

Donde:  $h$  = elevación de la superficie del glaciar (m),  $b$  = altura de la topografía basal (m),  $\tau_{av}$  = esfuerzo de cizalla basal (kg/ms<sup>2</sup>),  $F$  = factor de forma (adimensional),  $\Delta x$  = longitud entre los nodos (m) y  $H$  = espesor del hielo (m).

Todos los parámetros se pueden obtener del DEM excepto el esfuerzo de cizalla (shear stress,  $\tau$ ), que parametriza la resistencia del sustrato subglaciar al discurrir del hielo a lo largo de las líneas de flujo y el factor de forma ( $f$ ), que parametriza la resistencia al flujo de hielo generada en las paredes laterales del valle (figura 5.2). Para los paleoglaciares se calcularon factores de forma con la ecuación propuesta por Nye (1952).

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

Donde:  $f$  = factor de forma (adimensional),  $A$  = área de la sección transversal (m<sup>2</sup>),  $h$  = altura del hielo deducido de morrenas laterales y/o frontales (m),  $P$  = perímetro de la sección transversal (m).

Para obtener los datos necesarios para resolver esta ecuación, se realizaron secciones transversales al valle que permitieron reconstruir el canal que encauzó el flujo paleoglaciar. Estas secciones se generaron en zonas donde actualmente no hay hielo, así como en otras donde las morrenas laterales o cualquier otra evidencia sedimentaria o erosiva permitieron delimitar la geometría de una sección del canal. De ese modo, se generaron  $n$  secciones, obteniendo el perímetro, el área y la altura del canal. La inserción de factores de forma, permitieron reducir el error de la herramienta GLARE de un 26 % (con factor de 0.8 predefinido) a un 12 % (Pellitero et al., 2016).

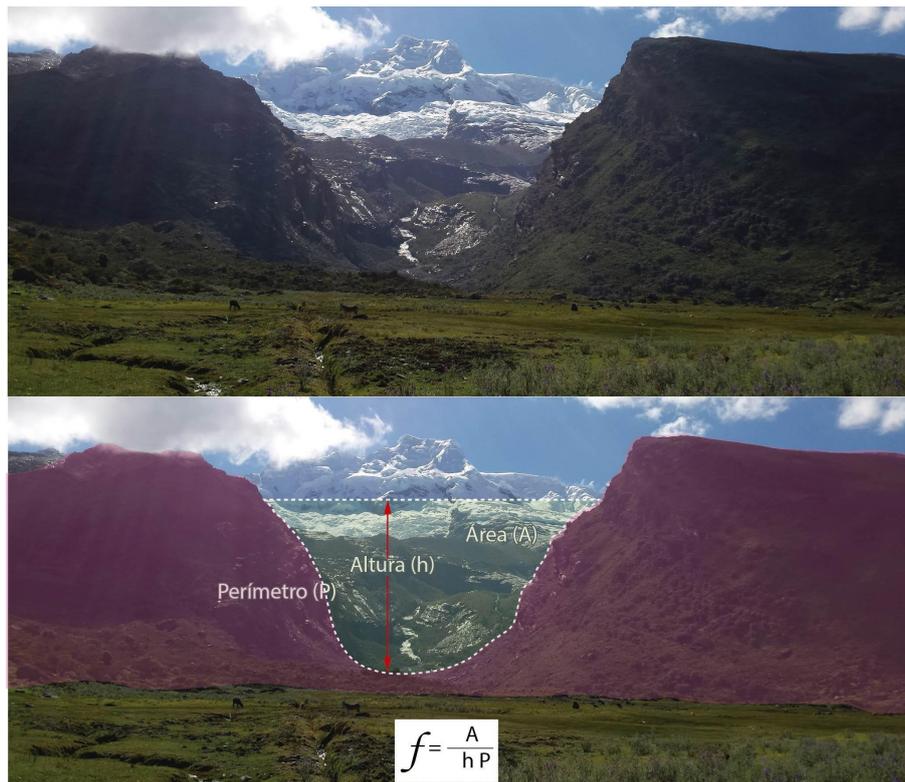


Figura 5.2 Ejemplo de sección transversal utilizada para el cálculo del factor de forma en el valle Chucchún

Para ejecutar la herramienta se incluyeron dos capas input de entrada: 1) una capa representando las líneas de flujo (figura 5.3), previamente digitalizadas mediante la herramienta ArcGIS Snapping, de manera que el inicio y final de cada línea

interceptarán la delimitación del contorno del paleoglaciario; y 2) el DEM de la topografía basal del glaciar, obtenido con la metodología GlaBTop y del DEM Pleiades de 2016.

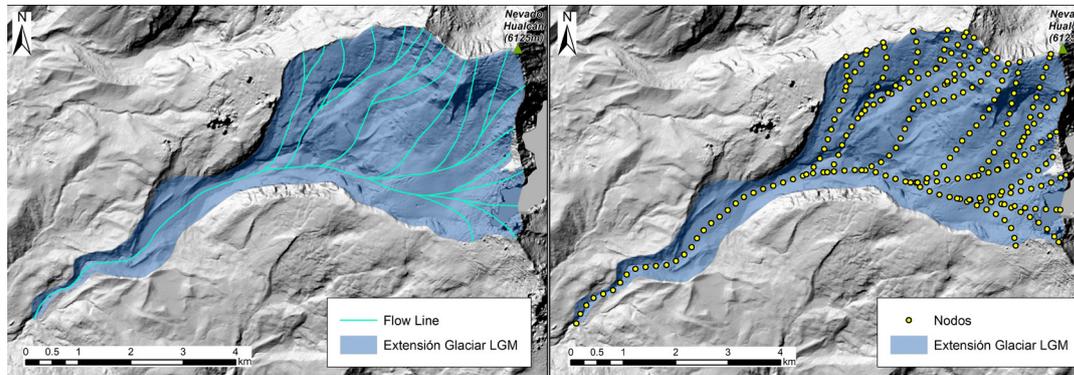


Figura 5.3 Representación de las líneas de flujo durante el Último Máximo Glaciar en el valle Chucchún

Una vez obtenidos los espesores de hielo a lo largo de las líneas de flujo usando la herramienta Topo to Raster, GlaRe interpoló al ráster de cada paleoglaciario los espesores estimados para cada nodo. El resultado final fue una capa ráster mostrando la distribución de los espesores de hielo a lo largo y ancho de cada paleoglaciario, así como su extensión. Los resultados obtenidos pudieron compararse con los deducidos de la situación de las morrenas laterales, que indican la altura y extensión que alcanzó el paleoglaciario en los sectores donde se han conservado dichas unidades geomorfológicas. De esta manera, se comprobó la calidad de la reconstrucción glaciario y donde fue necesario, los valores de esfuerzo de cizalla fueron ajustados para obtener un mejor resultado.

## 5.2 RESULTADOS SOBRE EXTENSIONES Y VOLÚMENES GLACIARIOS

Luego, al aplicar las metodologías propuestas se obtuvieron celdas con espesores de hielo a lo largo de los flujos glaciarios,

que al ser multiplicados por sus áreas dio como resultado volúmenes glaciarios.

Cabe considerar que el valle Parón no cuenta con edades absolutas, por este motivo se realizó una correlación geomorfológica de acuerdo con los procesos erosivos y sedimentarios reconocidos. El escenario climático OD no fue cartografiado en el valle Parón, ya que su identificación geomorfológica es parcial y resulta complejo extender a toda la zona de estudio, tampoco se reconstruyó el evento climático M5 (más antiguo y menos extenso que el LGM), cuyas evidencias geomorfológicas fueron completamente borradas. En el valle Chucchún tampoco se reconstruyó el evento M5, ya que estos avances sucedieron antes de la profundización del valle, por lo que el paleorrelieve era radicalmente distinto a la actualidad y la reconstrucción sería parcial.

El cuadro 5.1 y las figuras 5.4, 5.5, 5.6 y 5.7 muestran los resultados de las extensiones y volúmenes glaciarios en 5 y 6 escenarios para los valles Parón y Chucchún, respectivamente.

Cuadro 5.1

### Escenarios glaciarios, su extensión y volúmenes para cada zona de estudio

Escenario glaciario	Edad promedio (miles de años antes del presente - ka)	Extensión glaciario (km <sup>2</sup> )		Volumen glaciario (hm <sup>3</sup> )	
		Parón	Chucchún	Parón	Chucchún
2016	-	19.4	8.8	713.9	316.5
1962	-	25.2	10.7	1552	580.4
PEH	0.5 ± 0.1	36.5	13.4	3245.4	1061.6
YD	11.2 ± 1.3	58.7	16.1	6283.8	1458.5
OD	15.5 ± 1.8	-	16.7	-	1744.9
LGM	31 ± 3	82.6	18.4	11821.5	2219.6

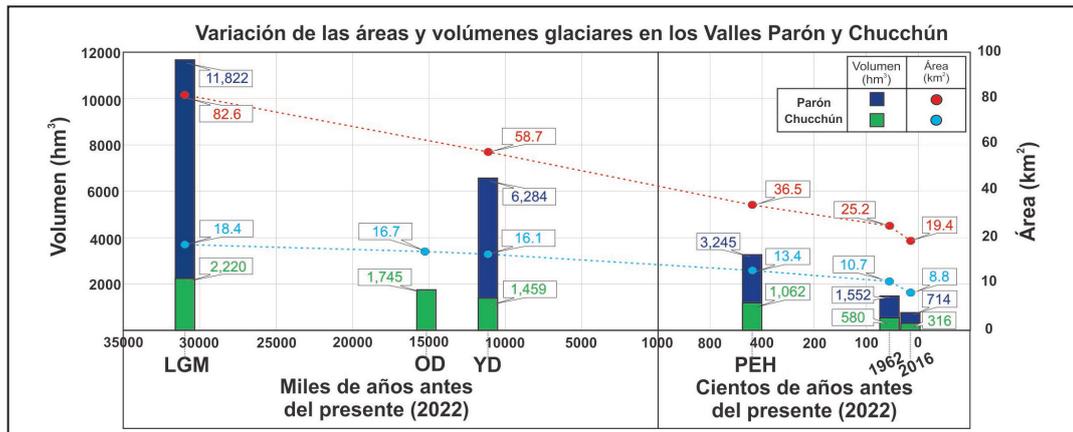


Figura 5.4 Variación de áreas y volúmenes glaciares en los valles de Parón y Chucchún

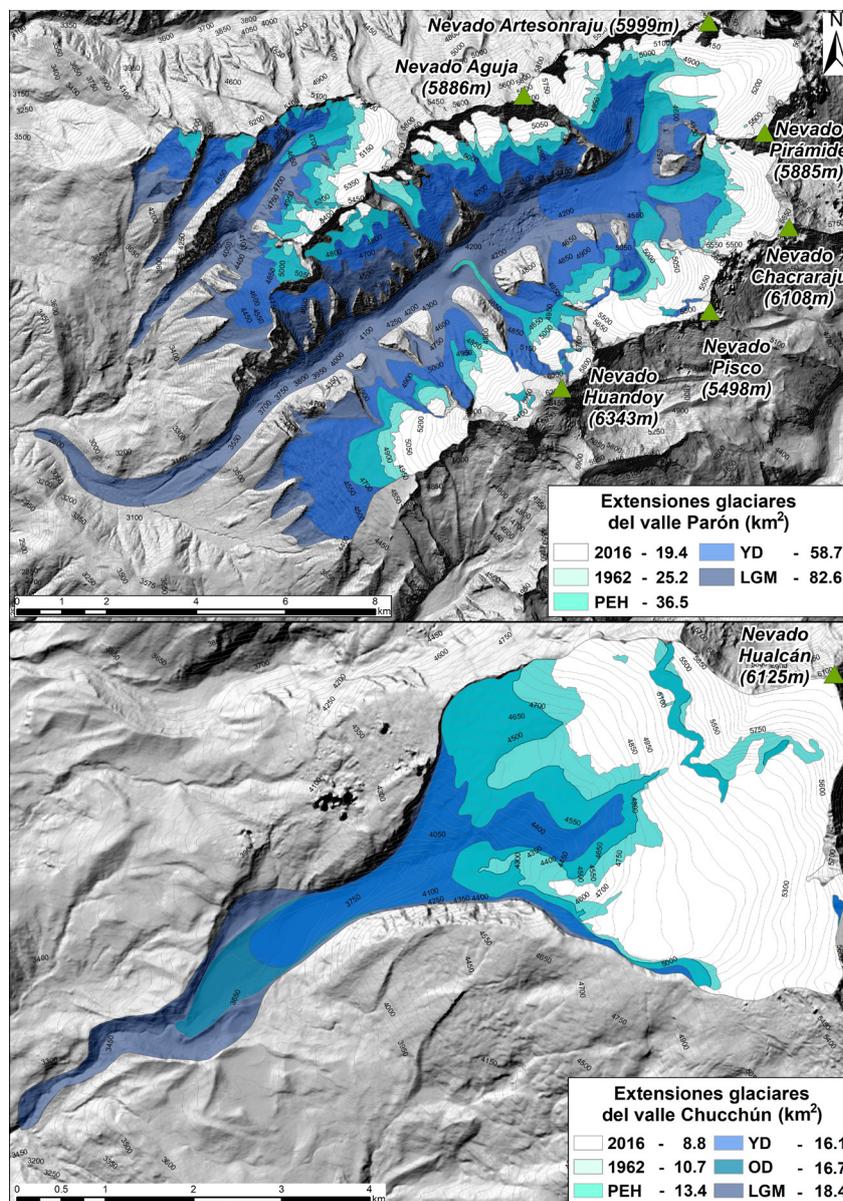


Figura 5.5 Extensiones glaciares para distintos escenarios en los valles Parón y Chucchún

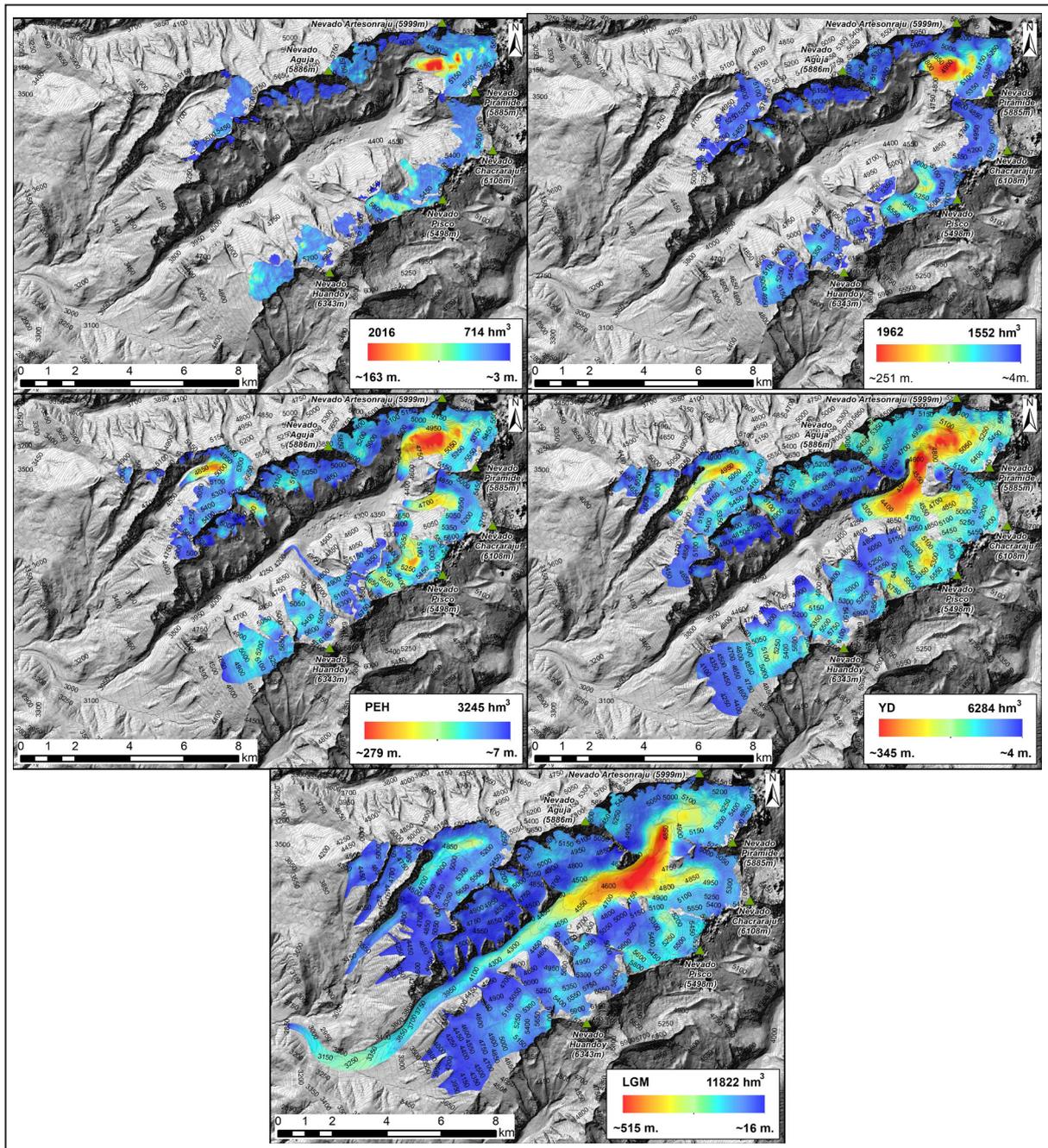


Figura 5.6 Mapas de espesores glaciares en el valle Parón

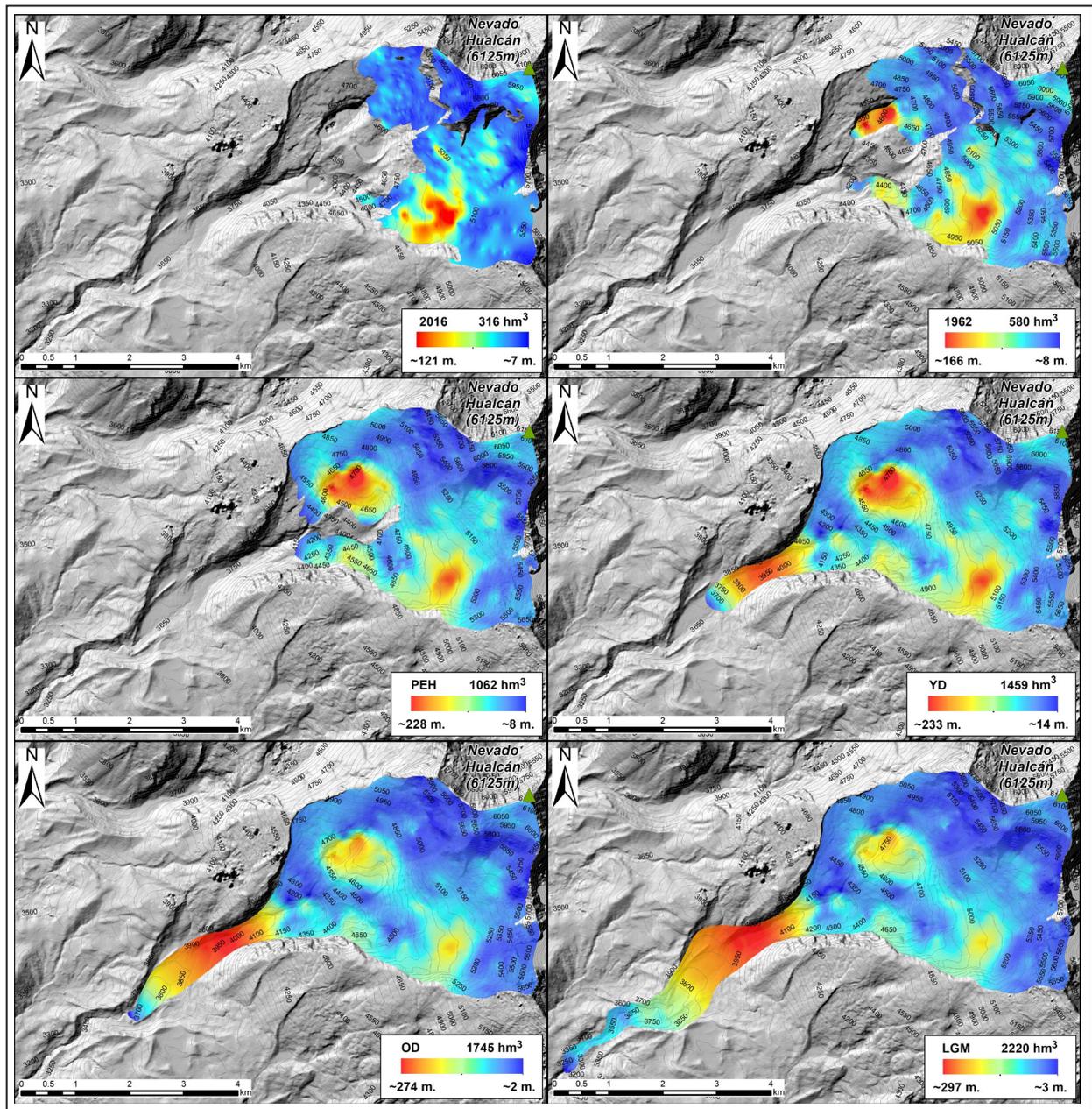


Figura 5.7 Mapas de espesores glaciares en el valle Chuchún

Se ha realizado una estimación de las tasas de desglaciación en área y volumen en dos intervalos: PEH-1962 y 1962-2016 (cuadro 5.2). Se evaluaron estos periodos porque representan un pasado climático reciente, importante para comprender los cambios y tendencias que pueden ocurrir en las próximas décadas. Se consideró el periodo de 1850-1890 como el final de

la PEH y el inicio de la desglaciación (Thompson et al., 1986), coincidente con el inicio de la era industrial. Estas variaciones glaciares las expresamos en pérdidas de  $\text{km}^2/\text{año}$  ( $\text{km}^2 \cdot \text{a}^{-1}$ ),  $\text{hm}^3/\text{año}$  ( $\text{hm}^3 \cdot \text{a}^{-1}$ ) y porcentajes de área y volumen perdido por año ( $\% \cdot \text{a}^{-1}$ ).

Cuadro 5.2

Tasas de desglaciación en área ( $\text{km}^2.\text{a}^{-1}$ ), volumen ( $\text{hm}^3.\text{a}^{-1}$ ) y porcentaje ( $\%\text{a}^{-1}$ ) perdido por año

Intervalos	Parón			Chucchún		
	$\Delta \text{km}^2$	$\text{km}^2.\text{a}^{-1}$	$\%\text{a}^{-1}$	$\Delta \text{km}^2$	$\text{km}^2.\text{a}^{-1}$	$\%\text{a}^{-1}$
<b>1962 - 2016</b>	5.8	0.11	<b>0.4</b>	1.9	0.04	<b>0.3</b>
<b>PEH - 1962</b>	11.3	0.11	<b>0.3</b>	2.7	0.03	<b>0.2</b>
Volumen:	$\Delta \text{hm}^3$	$\text{hm}^3.\text{a}^{-1}$	$\%\text{a}^{-1}$	$\Delta \text{hm}^3$	$\text{hm}^3.\text{a}^{-1}$	$\%\text{a}^{-1}$
<b>1962 - 2016</b>	838.2	15.5	<b>1</b>	263.9	4.9	<b>0.8</b>
<b>PEH - 1962</b>	1693.3	16.9	<b>0.5</b>	481.2	4.8	<b>0.5</b>

### 5.3 ANÁLISIS E INTERPRETACIONES DE LAS EXTENSIONES GLACIARES

Nuestros resultados se compararon con otros trabajos sobre desglaciación a escala de toda la Cordillera Blanca (CB). El análisis es el siguiente:

- Georges et al. (2004) mediante estudios automáticos de delimitación glaciaria usando imágenes satelitales delimitaron toda la CB, estimando una tasa de desglaciación de  $0.72 \%\text{a}^{-1}$ .
- Silverio y Jaquet (2005) calcularon una tasa de desglaciación para la CB de  $0.69 \%\text{a}^{-1}$  usando imágenes Landsat en el periodo 1986-2005 y de  $0.67 \%\text{a}^{-1}$  con imágenes satelitales en el periodo 1997-2005.
- Silverio y Jaquet (2017) evaluaron nuevamente las fluctuaciones glaciares de la CB en el periodo 1987-2016, determinando un retroceso de  $169 \pm 60 \text{ km}^2$  de área glaciaria, un retroceso de  $5.82 \text{ km}^2$  por año y una tasa de variación porcentual de  $0.94 \%\text{a}^{-1}$ .
- Racoviteanu et al. (2008) determinaron una tasa de desglaciación de  $0.68 \%\text{a}^{-1}$  en el periodo 1970-2003 para toda la CB.
- La Unidad de Glaciología y Recursos Hídricos de la Autoridad Nacional del Agua (UGRH-ANA, 2014) estima para toda la CB una pérdida del 27 % de área glaciaria en el intervalo 1970-2003, y una tasa de desglaciación  $0.82 \%\text{a}^{-1}$ .
- El Instituto Nacional de Investigación de Glaciares y Ecosistemas de Montaña (INAIGEM, 2018) estima una reducción del 38.2 % de reducción glaciaria en toda la Cordillera Blanca en el intervalo de 1962-2016, considerando una tasa de desglaciación de  $0.71 \%\text{a}^{-1}$ .

Además, realizamos un análisis de trabajos locales que emplearon una combinación entre el cartografiado automático y una corrección manual, por ejemplo:

- Giráldez (2011) determinó una tasa de desglaciación de  $0.07 \text{ km}^2/\text{a}$  y  $0.09 \text{ km}^2/\text{a}$  para los intervalos PEH-1962 y 1962-2003 y unas tasas de pérdida porcentual de 0.39 y  $0.23 \%\text{a}^{-1}$ , respectivamente, en la vertiente SO del nevado Hualcán.
- Tordocillo y Rojas (2011), empleando la teledetección, determinaron una reducción glaciaria en el nevado Champará de  $1.03 \text{ km}^2.\text{a}^{-1}$ , siendo su tasa de desglaciación  $5.14 \%\text{a}^{-1}$ .
- Huh et al. (2012) estimaron una pérdida glaciaria de  $0.67 \%\text{a}^{-1}$  para seis glaciares de la CB: en los nevados Uruashraju, Yanamarey, Queshque y Mururaju para los años de 1962–2008.
- Medina y Mejía (2014) determinaron un retroceso de  $0.37 \text{ km}^2.\text{a}^{-1}$  en la cuenca Parón y una tasa de desglaciación porcentual de  $0.53 \%\text{a}^{-1}$ .
- Durand-Alarcón et al. (2015) estudiaron el extremo sur de la Cordillera Blanca determinando un retroceso del 58 % de su área entre 1975 al 2010 y una tasa de  $0.98 \%\text{a}^{-1}$ .

Los datos más importantes dentro del análisis de desglaciación son las tasas de pérdida glaciaria expresada en porcentajes. Este boletín ha obtenido tasas de desglaciación en promedio de  $0.25 \%\text{a}^{-1}$  en el intervalo PEH-1962 y de  $0.35 \%\text{a}^{-1}$  para el periodo 1962-2016. Nuestros resultados son menores a los trabajos mencionados y puede deberse a 3 aspectos: 1) la escala de trabajo de este boletín es de mayor detalle ( $\sim 1:10\,000$ ), mientras que los trabajos mencionados son en algunos casos a escala de toda la cordillera Blanca; 2) nuestra cartografía fue realizada a mano alzada, y no con métodos de delimitación glaciaria automática; 3) Las tasas de desglaciación no son

uniformes a lo largo de la Cordillera Blanca. El segmento sur de la Cordillera Blanca posee montañas relativamente más bajas con glaciares más susceptibles a la desglaciación, respecto al segmento centro y norte que alberga glaciares de mayor altitud.

Sin embargo, en todos los casos se percibe una aceleración de la tasa de desglaciación durante el periodo más reciente, respecto al periodo PEH-1962. Todos los estudios mencionados se resumen en el cuadro 5.3.

Cuadro 5.3

## Otros estudios sobre la desglaciación en la Cordillera Blanca

Autor	Lugar	Periodo	% a <sup>-1</sup>
Georges et al., 2004	Cordillera Blanca	1930 - 1990	0.72
Silverio & Jaquet, 2005	Cordillera Blanca	1986-2005	0.69
		1997-2005	0.67
Racoviteanu et al., 2008	Cordillera Blanca	1970 - 2003	0.68
Silverio & Jaquet, 2017	Cordillera Blanca	1987-2016	0.94
UGRH-ANA, 2014	Cordillera Blanca	1970-2003	0.82
INAIGEM, 2018	Cordillera Blanca	1962-2016	0.71
Giraldez, 2011	Nevado Hualcán	PEH-1962	0.23
		1962-2003	0.39
Tordocillo y Rojas, 2011	Champará	2000 - 2010	5.14
Huh et al., 2012	Nevados Uruashraju, Yanamarey, Queshque y Mururaju	1962-2008	0.67
Medina y Mejia, 2014	Parón	1987 - 2011	0.53
Duran-Alarcón et al., 2015	Extremo sur Cordillera Blanca	1975-2010	0.98

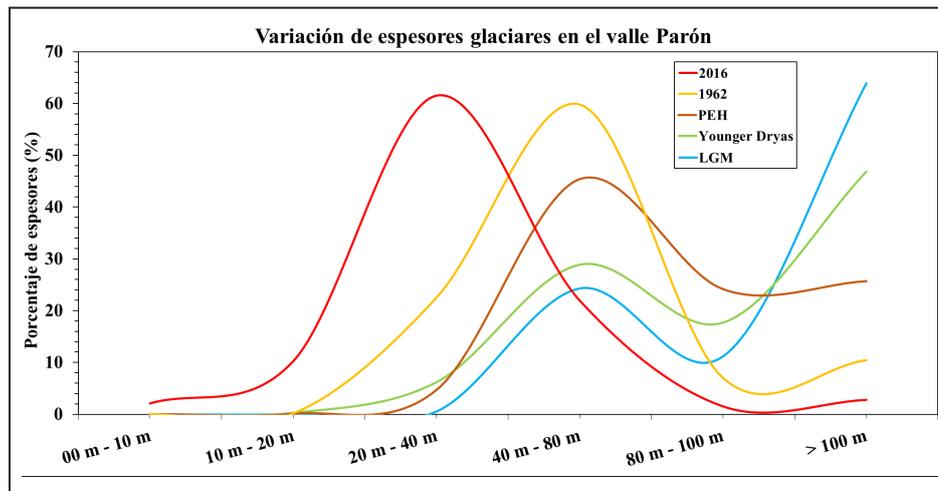
#### 5.4 ANÁLISIS E INTERPRETACIONES DE LOS VOLÚMENES GLACIARES

El valle Parón presenta relieves montañosos muy accidentados, pero también grandes áreas relativamente llanas que permiten una gran acumulación de hielo. Como se puede observar en la figura 5.8, en el 2016 el mayor porcentaje del área cubierta por glaciares (62 %) tiene espesores entre 20-40 m, en su mayoría distribuidos en los glaciares Artesonraju y Pisco, mientras que espesores de hielo por encima de 100 m (lengua glaciar del Artesonraju) ocupan solamente el 5 % del área glaciar.

En el año 1962, los espesores predominantes eran entre 40 - 80 m y ocupaban un área del 60 % y la lengua glaciar del Artesonraju seguía siendo el área con mayor espesor del valle. Durante la PEH, las lenguas glaciares de los nevados

Artesonraju, Chacaraju, Pisco y Huandoy se encontraban muy desarrolladas y es en estas zonas donde existían los máximos espesores de hielo (hasta 279 m), pero el mayor rango de espesores glaciares se ubicó entre los 40-100, que representaba el ~48 % del área glaciar.

Durante el YD es común encontrar una mayor concentración de glaciares por encima de los 80 m (un 65 % del porcentaje del área) mientras que actualmente no superan del 5 %. Los mayores espesores fueron de hasta ~354 m y se encontraban en los alrededores de la actual laguna Artesoncocha. Durante la LGM, las lenguas glaciares de todas las montañas que rodean la laguna Parón confluyeron hacia el centro del valle y fluyeron por más de 10 km. En su recorrido llegaron a alcanzar espesores de hasta 515 m y la mayor concentración de espesores fue por encima de los 100 m, que representó ~75 % del área glaciar.

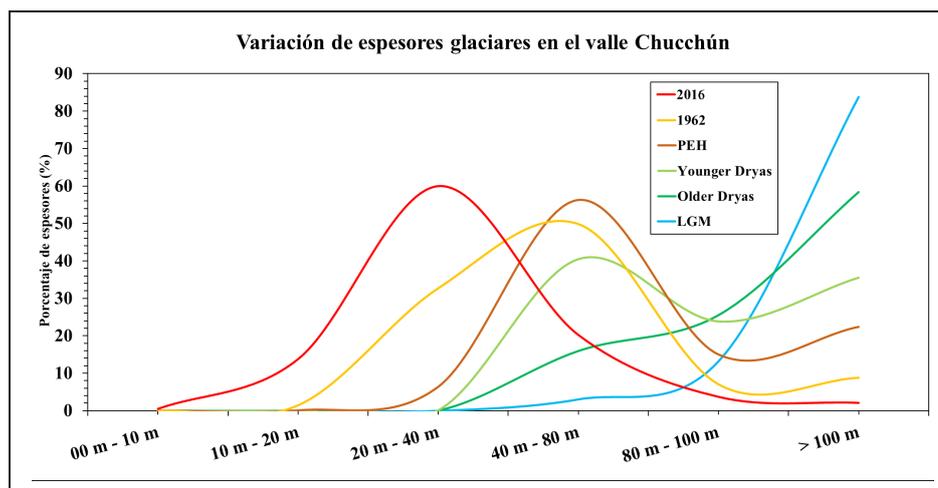


**Figura 5.8** Distribución porcentual de espesores glaciares en diferentes escenarios estudiados en la cuenca Parón

Durante el 2016, los espesores glaciares predominantes en el valle Chucchún fueron de entre 20 - 80 m (figura 5.9), lo que representó un ~60 % del área glaciaria y apenas un 2 % de espesores sobrepasan los 100 m. Para el año 1962, los espesores máximos de hielo fueron de ~166 m y se ubicaron en la actual laguna 513, predominaron los espesores de entre 40 y 100 m. Durante la PEH, hubo una concentración de espesores de entre 80 - 100 m que representaba el ~55 % del área glaciaria. Los mayores espesores de hielo (~200 m) se concentraron en los alrededores de la actual laguna 513. Por otro lado, espesores de

70-80 m se aprecian en las depresiones de las lagunas Coccha y Rajupaquina, lo cual se contrasta con datos batimétricos.

En cuanto a los escenarios glaciares más antiguos (YD, OD, y LGM), el porcentaje de espesores > 100 m no se encuentra en las zonas altas, sino más bien en la zona de transición entre la laguna Rajupaquina y la Pampa Sonquil (el sector más encañonado); el porcentaje de estos espesores de hielo, según el periodo, ha sido del 32 %, 39 % y 51 %, respectivamente. Esto se correlaciona con condiciones climáticas muy favorables (70 % - 80 % mayor precipitación y humedad en comparación con la actualidad).



**Figura 5.9** Distribución porcentual de espesores glaciares en diferentes escenarios estudiados en la cuenca Chucchún

Se realizaron gráficas de hipsometría del área glaciar desde la cota más baja hasta la cima, en rangos de cada 100 m. El objetivo de estas gráficas es mostrar la distribución de masas de hielo respecto a la altitud en diferentes escenarios fríos. Por ejemplo, durante la máxima expansión (LGM) en el valle Parón, la cota mínima cubierta por glaciares fue ~3000

m, mientras que actualmente, sobrepasan los 4000 m. Por otro lado, también se puede inferir qué rango altitudinal ha disminuido su área; esto sirve para entender que el glaciar no sólo retrocede longitudinalmente; sino que también lo hace de manera transversal (figura 5.10 y figura 5.11).

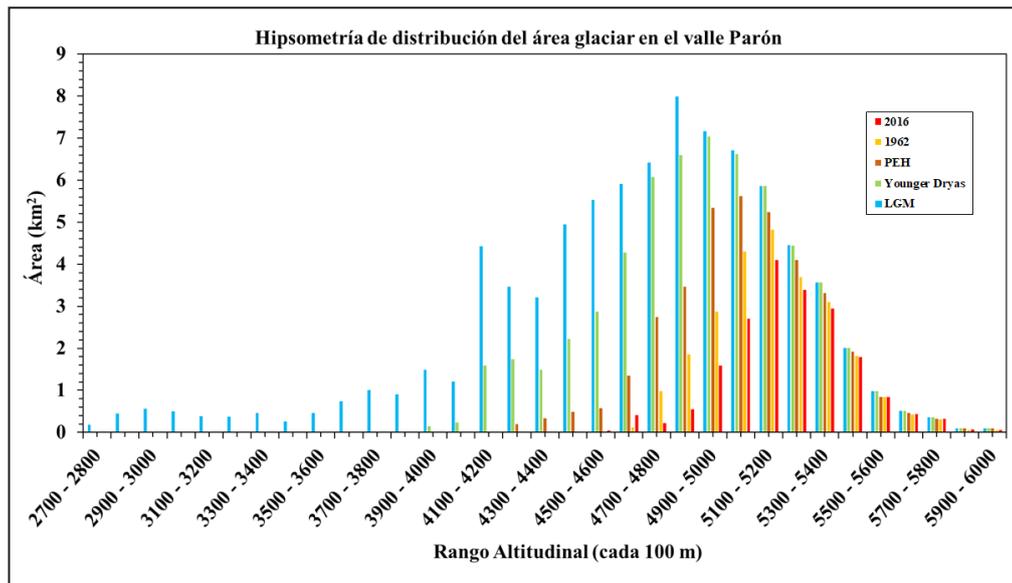


Figura 5.10 Hipsometría de distribución del área glaciar en el valle Parón

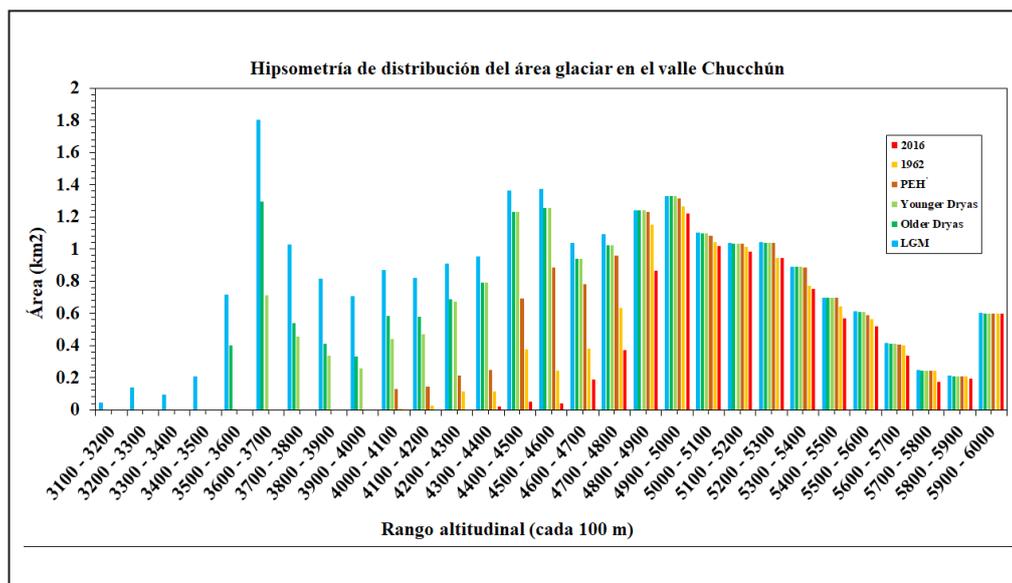


Figura 5.11 Hipsometría de distribución del área glaciar en el valle Chucchún

A continuación, mencionamos algunos trabajos que estiman volúmenes y espesores glaciares en el país.

- **Colonia et al. (2017)** estimaron las posibles formaciones de lagunas a lo largo de todo los Andes peruanos. Este trabajo es un excelente indicador de las zonas con mayor espesor glaciar a nivel regional, pero a nivel local pierde precisión.
- **Torres et al. (2014)** calcularon el volumen glaciar total de los Andes peruanos en base a dos enfoques: área–volumen y pendiente–espesor siendo de 35 km<sup>3</sup> y 34.39 km<sup>3</sup>, respectivamente. Estos resultados también se generaron con un DEM de baja resolución (30 m), útil para estimaciones a gran escala.
- **Thompson et al. (1995)** realizaron la extracción de dos testigos de hielo de 192 y 160 m en el nevado Huascarán, que nos brindan una idea aproximada del espesor de hielo en las zonas de extracción.
- **Tordocillo y Rojas (2011)** estimaron el volumen de hielo perdido en el nevado Champará durante el periodo 2000-2010, usando imágenes satelitales y la ecuación de Barth & Meier, 1997. Estimaron una pérdida de área de 14.94 km<sup>2</sup> y 2.1 km<sup>3</sup> de volumen.

Así como las extensiones glaciares, estos resultados también suponen una relativa aceleración en la pérdida de volúmenes glaciares en el periodo 1962-2016 respecto al intervalo PEH-1962. Este hecho hace suponer que en las próximas décadas los recursos hídricos almacenados en las montañas de los valles glaciares de Parón y Chucchún serían muy afectados, ya que existen muchos glaciares con espesores bajos y con extensiones menores a los 0.1 km<sup>2</sup>, los cuales tienen una mayor susceptibilidad a la desglaciación.

Los estudios de Colonia, et al. (2017) y Torres et al. (2014), al ser trabajos regionales, presentan limitaciones de resolución ya que utilizan un DEM de entrada de 90 m y 30 m de resolución, respectivamente, mientras que los DEMs usados en este boletín son de 4 m de resolución.

Trabajos preliminares hechos por el INGEMMET en el nevado Huascarán estiman espesores glaciares de entre 165 m y 216 m en la zona en la que Thompson et al. (1995) extrajeron testigos de hielo. Nuestros resultados (indirectos) son coherentes con las mediciones (directas) tomadas por Thompson et al. (1995), por los que nos permiten validar provisionalmente las metodologías empleadas en este trabajo.

# CAPÍTULO VI

## GEOINDICADORES DE LOS CAMBIOS CLIMÁTICOS

### 6.1 ALTITUDES DE LA LÍNEA DE EQUILIBRIO GLACIAR (ELAs)

El parámetro que mejor expresa la relación de los glaciares con el clima es la ELA (Equilibrium Line Altitude). Es la altitud en m s. n. m., de la línea que separa la zona de acumulación de un glaciar -donde predominan los procesos que favorecen la ganancia de masa- de la zona de ablación -donde son preponderantes los fenómenos que provocan pérdida de masa. La ELA es muy sensible a las variaciones de temperatura y precipitación. Por ese motivo es un *geoindicador* del impacto del cambio climático en los glaciares tropicales (Kaser & Osmaston, 2002).

La elevación de la ELA por encima del límite superior de un glaciar extiende la zona de ablación a toda la masa de hielo, haciendo desaparecer la zona de acumulación y condenando al glaciar a desaparecer en el plazo de tiempo que las condiciones climáticas requieran para fundir la masa de hielo restante. La ELA es un concepto estadístico que puede referirse a diferentes escalas en el espacio y el tiempo (Kaser & Osmaston, 2002). Diversos trabajos han establecido relaciones matemáticas de la ELA con la precipitación y la temperatura (Ahmann, 1924, 1948, Loewe, 1971, Kotlyakov y Krenke, 1982, Braithwaite, 1985, 2008, Ohmura et al., 1982), que permiten inferir uno de los tres parámetros (ELA, temperatura o precipitación) siempre que se conozcan los otros (Pellitero et al., 2015). Por lo tanto, a través del cálculo de la ELA y paleo-ELA se puede estimar los cambios climáticos.

La ELA puede reconstruirse por el método glaciológico directo mediante mediciones de acumulación con pozos de nieve y derretimiento del hielo utilizando estacas o balizas introducidas en la zona de ablación. De ese modo se calcula el balance de masa glaciar, que se mide en milímetros (mm) de altura de la lámina de agua equivalente a la fusión del hielo. La ELA de monitoreo (ELAm) sería la línea teórica que uniría todos los puntos con balance de masa  $b = 0$  mm. La ELA también puede ser estimada aplicando métodos indirectos, como la ELA geomorfológica (ELAg), deducida de la altitud y la forma del glaciar, y la ELA climática (ELAc), deducida de variables meteorológicas implicadas en el balance de masa glaciar.

La evolución conjunta de ambos tipos de ELAs (ELAg y ELAc) es un modelo de la respuesta de los glaciares a los cambios climáticos, expresando la permanente tendencia de los glaciares a equilibrarse con el clima ( $ELAg = ELAc$ ). Según esa hipótesis (Úbeda, 2011), se pueden plantear diferentes escenarios de relaciones entre glaciares y cambios climáticos (figura 6.1).

Por ejemplo:

- **Cambio climático 1: Glaciares en desequilibrio con el clima - avances glaciares**

**Fase 1:** Este escenario supone el inicio de un enfriamiento climático, donde los glaciares descienden lentamente vertiente abajo, pero la ELAc desciende rápidamente por las vertientes hasta una posición determinada por la temperatura y la precipitación.

**Fase 2:** A medida que los glaciares descienden, la ELAg también lo hace, aunque muy lentamente, porque el clima necesita tiempo para que la acumulación de nieve se transforme en hielo y el glaciar fluya por las vertientes llegando lenta y progresivamente a equilibrarse con el nivel previamente alcanzado por la ELAc.

- **Equilibrio climático**

**Fase 3:** Cuando la ELAg se nivela con la ELAc los glaciares detienen su avance y se estabilizan. En el pasado, cuando los paleoglaciares alcanzaron esa fase, depositaron las morrenas laterales y frontales que hoy en día permiten delimitar esas masas de hielo del pasado.

- **Cambio climático 2: Glaciares en desequilibrio con el clima - retrocesos glaciares**

**Fase 4:** Inicia un periodo de calentamiento climático donde la respuesta de los glaciares es la desglaciación. La ELA climática asciende inmediatamente por las vertientes de las montañas, estabilizándose en una cota determinada por la temperatura y la precipitación.

**Fase 5:** A medida que se desarrolla la deglaciación los frentes de los glaciares ascienden por las vertientes. La ELAg también se eleva, pero más lentamente que la ELAc, porque se requiere tiempo para que las nuevas condiciones ambientales fundan la

masa de hielo. La ELAc determinará en un futuro la posición que tendrá la ELAg, que buscará equilibrarse con esta.

Este boletín presenta solamente los resultados de las investigaciones realizadas en la determinación de la ELAg en las zonas de estudio propuestas.

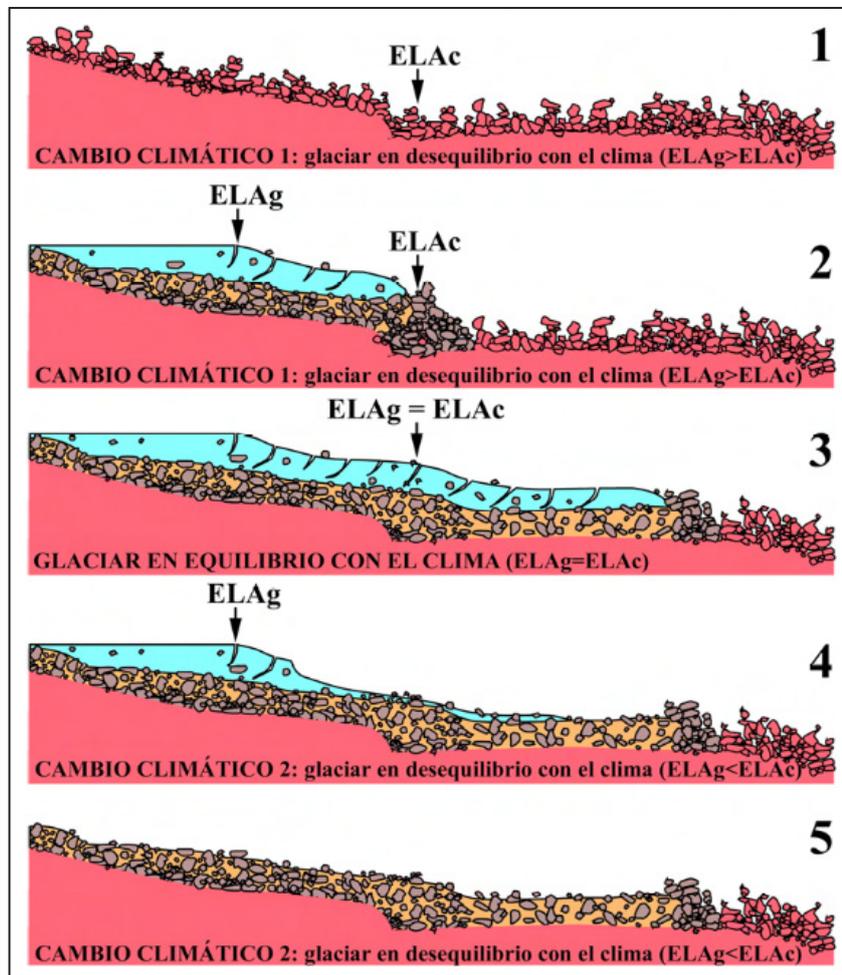


Figura 6.1 Modelo del impacto de los cambios climáticos en los glaciares, interpretado como la evolución conjunta de ELAg y ELAc (Úbeda, 2011)

## 6.2 MÉTODO PARA ESTIMAR LA ELA GEOMORFOLÓGICA

Las ELAs y paleo-ELAs se reconstruyeron utilizando el método Área x Altitud x Balance Ratio – AABR (figura 6.2), (Osmaston, 2005). Esta metodología proporciona los resultados más confiables en glaciares tropicales (Benn et al., 2005). Se basa en dos supuestos: a) los gradientes de acumulación y ablación son lineales, y b) la relación neta entre la ablación y la acumulación es conocida y permanece fija a través del tiempo (Benn y Lehmkuhl, 2000; Rea, 2009).

Este método reconoce que cualquier área de la superficie del glaciar que está más alta y más lejos de la ELA (ya sea positiva o negativa) tiene una mayor contribución al balance de masa glaciar que aquellas superficies que se encuentran más cerca

de la ELA. AABR es el método más adecuado para glaciares donde la alimentación por avalanchas de nieve, la cubierta de la masa de hielo por derrubios o la abrupta topografía no ejerzan una fuerte influencia sobre los gradientes de acumulación y ablación (Benn y Lehmkuhl, 2000, Osmaston, 2005).

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

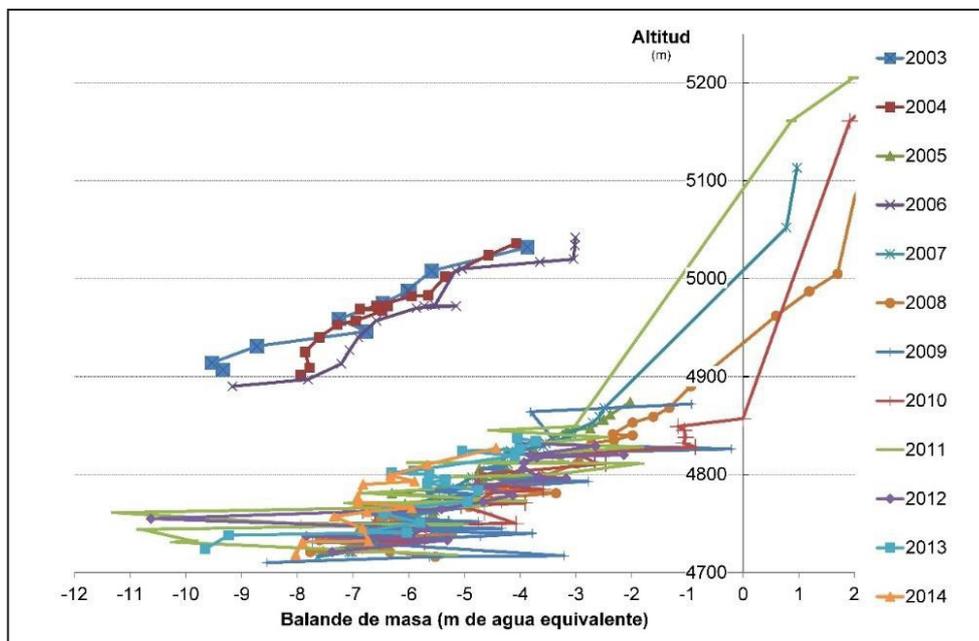


**Figura 6.2** Representación idealizada de la ELA en el valle Parón. AABR es el método utilizado para el cálculo de la ELA. El gráfico muestra también el vínculo de la precipitación (P) y la temperatura (T) con la ELA y la ecuación de Porter (2001), que relaciona la variación de la temperatura y la ELA con el gradiente térmico vertical (GTV)

### 6.2.1 Modelamiento del Balance de Masa y obtención del Balance Ratio (BR)

Para obtener un Balance Ratio (BR) representativo, se realizó el modelamiento del balance de masa del glaciar Artesonraju (8° 56' S - 77° 38' O), con datos del periodo 2003 – 2014

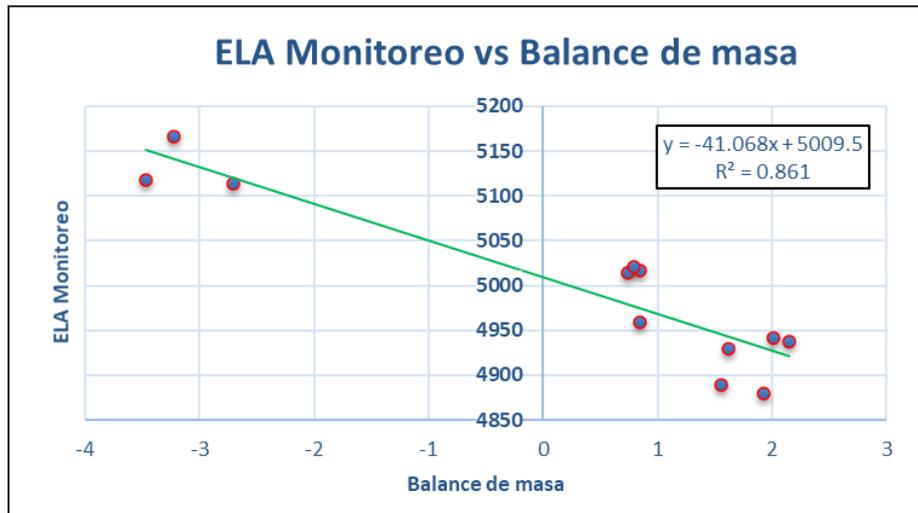
(ANA, 2014). Se programó una hoja Excel donde se extrapoló el balance de masa desde el frente a la parte más alta del glaciar, reconstruyendo curvas del balance de masa para cada año (figura 6.3). De ese modo, cada ELAm anual se identificó donde la curva correspondiente de balance de masa cruzó el eje vertical, coincidente con el valor  $b = 0$  mm en el eje horizontal.



**Figura 6.3** Representación idealizada de la ELA en el valle Parón. AABR es el método utilizado para el cálculo de la ELA. El gráfico muestra también el vínculo de la precipitación (P) y la temperatura (T) con la ELA y la ecuación de Porter (2001), que relaciona la variación de la temperatura y la ELA con el gradiente térmico vertical (GTV)

La disponibilidad de los balances de masa anuales 2003-2014 permitió reconstruir una ELAm modelo para todo el periodo. Con esa finalidad se programó un gráfico Excel representando los valores anuales de ELAm (figura 6.4). Para calcular la ELA representativa de la serie de 12 años ( $ELAm_{2003-2014}$ ), las ELAm mensuales se representaron en un gráfico. A continuación se construyó la recta de regresión lineal de la serie (línea de

tendencia), que generó la ecuación matemática que explica la distribución de los 12 puntos. La  $ELAm_{2003-2014}$  (ELAm modelo) se identificó donde la línea de tendencia interceptó el eje vertical, como la altitud (m), correspondiente al balance de masa  $b = 0$  mm. De ese modo se estimó una  $ELAm_{2003-2014} = 5009$  m, con un valor de ajuste  $R^2 = 0.861$ , entre la recta y el conjunto de datos.



**Figura 6.4** Línea de tendencia de la distribución de ELAs de monitoreo anual (ELAm) interceptando el balance de masa equivalente a 0 mm a una altitud de 5009 m s. n. m., valor que indica la  $ELAm_{2003-2014}$  representativa de la serie de 12 años

El Balance Ratio (BR) se calculó resolviendo la ecuación:

$$BR = \frac{\sum(Zc \cdot Sc)}{\sum(Za \cdot Sa)}$$

Donde:  $\sum(Zc \cdot Sc)$  = Sumatoria del producto de la altura media por la superficie de cada banda altitudinal, en la zona de acumulación y  $\sum(Za \cdot Sa)$  = Sumatoria del producto de la altura media por la superficie de cada banda altitudinal en la zona de ablación.

Para resolver la anterior ecuación, para cada año (2003, 2004, ..., 2014) primero se calculó la superficie de las bandas altitudinales del glaciar, con 50 m de equidistancia entre curvas

de nivel, desde el frente al límite superior del glaciar: (4700-4750, 4750-4800, ..., 5700-5719). La superficie glaciar se calculó en ArcGIS, utilizando el DEM generado a partir de un par estereoscópico de imágenes Pléiades del año 2016. Como el valor de la ELA es 5009 m, el área del glaciar por debajo de esa altitud se consideró zona de ablación y el área por encima se consideró zona de acumulación (figura 6.5).

Por tanto, a través de la aplicación de la ecuación a cada año de la serie 2003 – 2014, se obtuvieron 14 resultados de BR, siendo el máximo valor  $BR = 2.2$  y el mínimo valor  $BR = 2.0$ . El valor promedio de la serie ( $BR = 2.1$ ) sería el valor de BR representativo para la serie 2003 – 2014.

Altitud/área en m²	2003	2004	2005	2006	2007	2008	2009	2010	2011	2012	2013	2014
4700-4750	214'560	214'560	194'963	198'090	185'675	201'549	178'049	179'408	176'829	181'377	196'126	167'914
4750-4800	305'955	305'955	301'204	301'088	301'119	301'061	298'649	298'649	298'649	299'370	298'929	298'649
4800-4850	314'441	314'441	311'186	311'186	311'186	313'624	311'186	311'186	313'288	313'288	315'486	311'186
4850-4900	213'378	213'378	213'378	213'378	213'378	213'378	213'378	213'378	213'378	213'378	213'378	213'378
4900-4950	210'137	210'137	210'137	210'137	210'137	210'137	210'137	210'137	210'137	210'137	210'137	210'137
4950-5000	175'169	175'169	175'169	175'169	175'169	175'169	175'169	175'169	175'169	175'169	175'169	175'169
5000-5038	40937	40937	172'845	172'845	172'845	172'845	172'845	172'845	172'845	172'845	172'845	172'845
5038-5050	186'490	186'490	54'582	54'582	54'582	54'582	54'582	54'582	54'582	54'582	54'582	54'582
5050-5100	269'942	269'942	269'942	269'942	269'942	269'942	269'942	269'942	269'942	269'942	269'942	269'942
5100-5150	260'439	260'439	260'439	260'439	260'439	260'439	260'439	260'439	260'439	260'439	260'439	260'439
5150-5200	336'320	336'320	336'320	336'320	336'320	336'320	336'320	336'320	336'320	336'320	336'320	336'320
5200-5250	381'297	381'297	381'297	381'297	381'297	381'297	381'297	381'297	381'297	381'297	381'297	381'297
5250-5300	352'790	352'790	352'790	352'790	352'790	352'790	352'790	352'790	352'790	352'790	352'790	352'790
5300-5350	301'472	301'472	301'472	301'472	301'472	301'472	301'472	301'472	301'472	301'472	301'472	301'472
5350-5400	271'457	271'457	271'457	271'457	271'457	271'457	271'457	271'457	271'457	271'457	271'457	271'457
5400-5450	201'719	201'719	201'719	201'719	201'719	201'719	201'719	201'719	201'719	201'719	201'719	201'719
5450-5500	120'415	120'415	120'415	120'415	120'415	120'415	120'415	120'415	120'415	120'415	120'415	120'415
5500-5550	74'747	74'747	74'747	74'747	74'747	74'747	74'747	74'747	74'747	74'747	74'747	74'747
5550-5600	44'929	44'929	44'929	44'929	44'929	44'929	44'929	44'929	44'929	44'929	44'929	44'929
5600-5650	18'681	18'681	18'681	18'681	18'681	18'681	18'681	18'681	18'681	18'681	18'681	18'681
5650-5700	4'911	4'911	4'911	4'911	4'911	4'911	4'911	4'911	4'911	4'911	4'911	4'911
5700-5719	1'258	1'258	1'258	1'258	1'258	1'258	1'258	1'258	1'258	1'258	1'258	1'258
<b>TOTALES</b>	4'301'444	4'301'444	4'273'841	4'276'852	4'264'468	4'282'722	4'254'372	4'255'731	4'253'152	4'260'523	4'277'029	4'244'237

Figura 6.5 Superficies de las bandas altitudinales para cada año analizado del glaciar Artesonraju (2003-2014). Los resultados en color rojo marcan la altitud de la ELAm

### 6.2.2 Estimación de paleotemperaturas

La variación de la temperatura del aire ( $\Delta T$ , °C) entre las fases glaciares se evaluó relacionando el desnivel de la paleoELA con respecto a la ELA actual ( $\Delta ELA$ ) con el gradiente térmico vertical de la temperatura del aire (GTV, °C/m), resolviendo el producto propuesto por Porter (2001) y Sutherland (1984):

$$\Delta T = GTV \cdot \Delta ELA$$

Para realizar el cálculo se utilizó el gradiente medio de la Tierra  $GTV = 0.0065^\circ\text{C}/\text{m}$ , que se considera apropiado para los trópicos (Kaser & Osmaston, 2002).

### 6.3 RESULTADOS SOBRE LAS ELAs GLACIARES Y PALEOTEMPERATURAS

El Cuadro 6.1 muestra los resultados obtenidos para las dos zonas de estudio. En la parte inferior del cuadro se muestra el

desnivel en metros (m) de las ELAs y sus tasas de elevación anual en los intervalos PEH-1962 y 1962-2016.

Debemos tener en cuenta que en el valle Chucchún se ha evaluado solamente la evolución glaciar de la vertiente suroccidental del nevado Hualcán, mientras que en el valle Parón se han considerado varias vertientes montañosas que albergan numerosos circos y lenguas glaciares con características particulares en cuanto a su topografía, altitud, orientación, morfología, etc. (figura 6.6). Este hecho, genera que los resultados no sean representativos para toda la cuenca, ya que desnaturaliza la evolución glaciar en casos particulares en cuanto a sus ELAs, tasas de elevación a lo largo del tiempo y variaciones de temperatura.

Cuadro 6.1

Variaciones de ELAs (m), temperaturas  $\Delta T$  (°C) y tasas de elevación anual en los valles Parón y Chucchún

Escenario Glaciar	Edad promedio (miles de años antes del presente - ka)	Parón		Chucchún	
		ELA (m)	$\Delta T$ (°C)	ELA (m)	$\Delta T$ (°C)
			respecto al 2016		respecto al 2016
2016	-	5168	-	5146	-
1962	-	5146	0.1	5078	0.4
PEH	$0.5 \pm 0.1$	5078	0.6	4997	1
YD	$11.2 \pm 1.3$	4933	1.5	4824	2.1
OD	$15.5 \pm 1.8$	-	-	4775	2.4
LGM	$31 \pm 3$	4681	3.2	4653	3.2
Intervalos		Tasa de elevación de las ELAs			
		Parón		Chucchún	
		$\Delta m$	$m.a^{-1}$	$\Delta m$	$m.a^{-1}$
1962-2016		22	0.41	68	1.26
PEH-1962		68	0.68	81	0.81

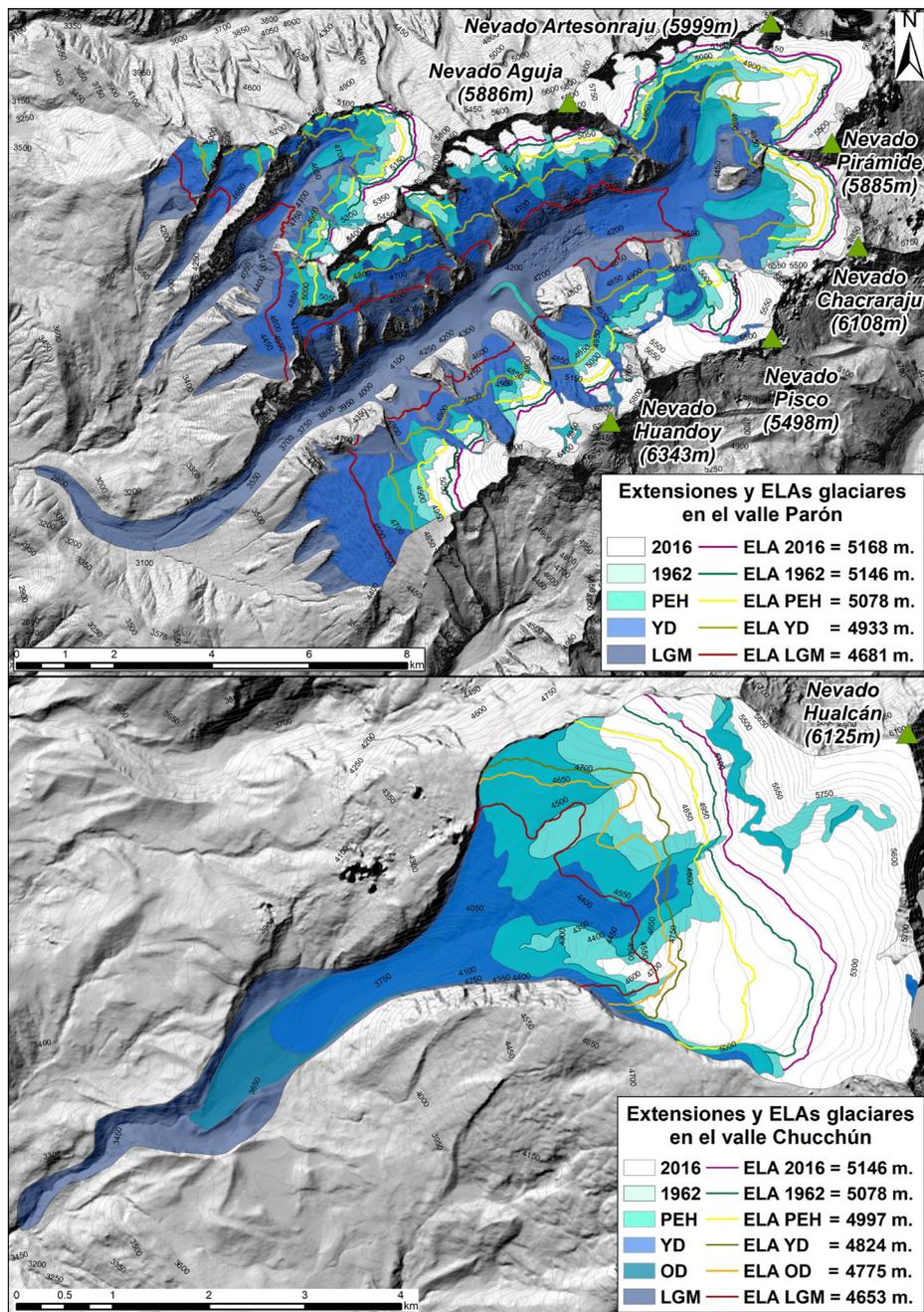


Figura 6.6 Evolución de las ELAs glaciares en los valles Parón (arriba) y Chucchún (abajo)

En el valle Parón se obtuvo una  $ELA_{PEH} = 5078$  m, que se elevó 68 m hasta 1962 ( $ELA_{1962} = 5146$ ) y luego 22 m en los siguientes 54 años ( $ELA_{2016} = 5168$ ). La tasa de elevación de la ELA en el intervalo 1962-2016 fue en razón de  $0.41 \text{ m.a}^{-1}$ , menor al intervalo PEH-1962 ( $0.68 \text{ m.a}^{-1}$ ). La  $\Delta T_{PEH-2016} = 0.6 \text{ }^\circ\text{C}$  y la  $\Delta T_{1962-2016} = 0.1 \text{ }^\circ\text{C}$  (cuadro 6.2).

En el valle Chucchún se obtuvo una  $ELA_{PEH} = 4997$  m que se elevó 81 m hasta 1962 ( $ELA_{1962} = 5078$ ) y luego ascendió 68 m

en los siguientes 54 años ( $ELA_{2016} = 5146$ ). La tasa de elevación de la ELA en el intervalo 1962-2016, fue de  $1.26 \text{ m.a}^{-1}$ , que evidencia un aumento en relación al intervalo PEH-1962 ( $0.81 \text{ m.a}^{-1}$ ). La  $\Delta T_{PEH-2016} = 1.0 \text{ }^\circ\text{C}$  y la  $\Delta T_{1962-2016} = 0.4 \text{ }^\circ\text{C}$  (cuadro 6.3).

Las figuras 6.7 y 6.8 muestran la relación entre la reducción del área glaciar, la elevación de las ELAs y la variación de las temperaturas.

Cuadro 6.2

Variación de las temperaturas  $\Delta T$  ( $^{\circ}C$ ) respecto al 2016 en el valle Parón

Escenario Glaciar	ELA (m)	Variación de las temperaturas $\Delta T$ ( $^{\circ}C$ ) respecto al 2016 en el valle Parón				
		0.1	0.6	1.5	-	3.2
2016	5168					
1962	5146					
PEH	5078					
YD	4933					
OD	-					
LGM	4681					

Cuadro 6.3

Variación de las temperaturas  $\Delta T$  ( $^{\circ}C$ ) respecto al 2016 en el valle Chucchún

Escenario Glaciar	ELA (m)	Variación de las temperaturas $\Delta T$ ( $^{\circ}C$ ) respecto al 2016 en el valle Chucchún				
		0.4	1	2.1	2.4	3.2
2016	5146					
1962	5078					
PEH	4997					
YD	4824					
OD	4775					
LGM	4653					

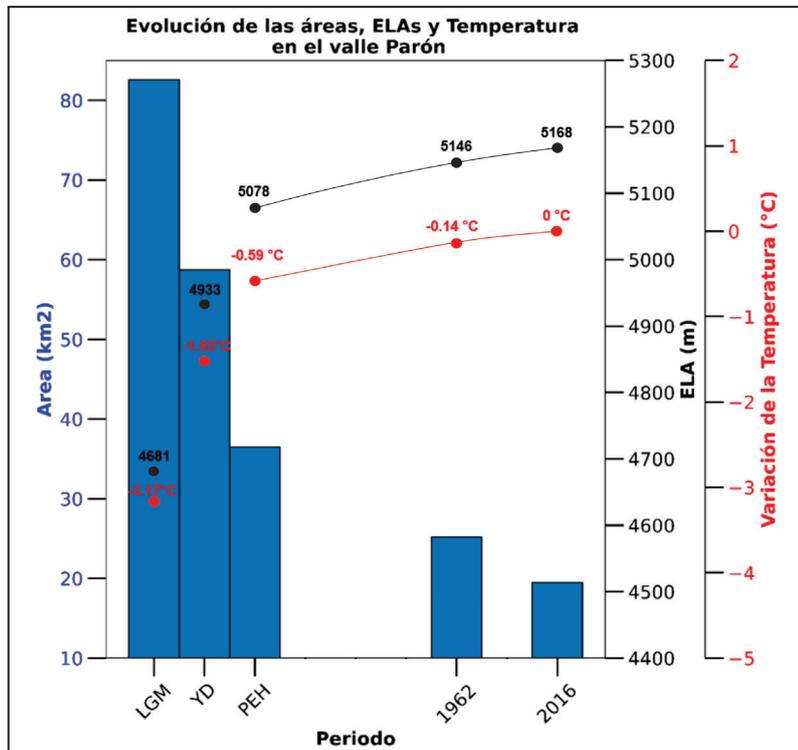


Figura 6.7 Evolución de las áreas, volúmenes y temperaturas en el valle Parón

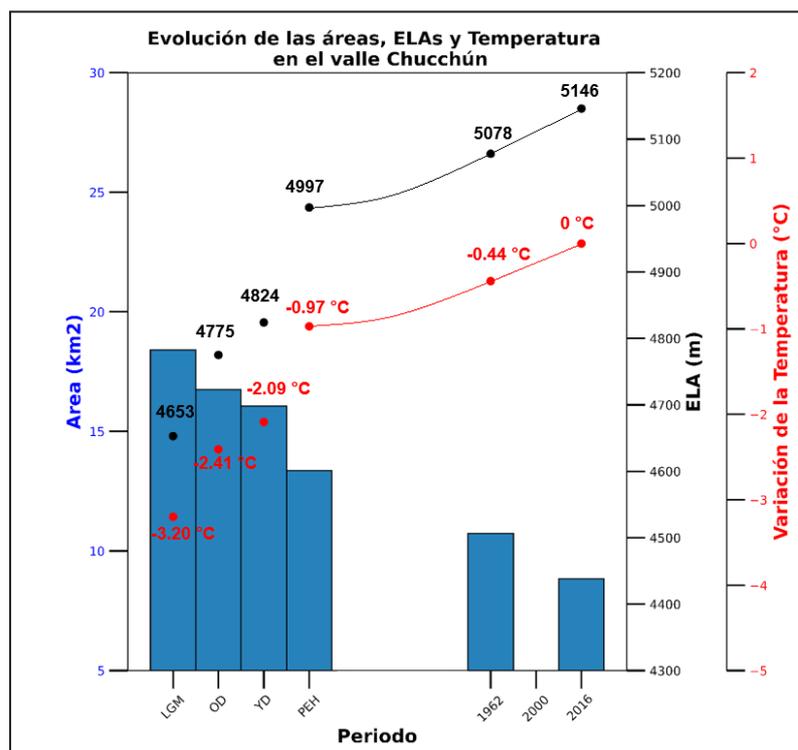


Figura 6.8 Evolución de las áreas, volúmenes y temperaturas en el valle Chucchún

#### 6.4 ANÁLISIS E INTERPRETACIONES DE LAS ELAs Y LAS PALEOTEMPERATURAS

Los Andes centrales actúan como una barrera que separa dos regiones climáticas muy diferentes entre sí. Por un lado, debido a su cercanía al Amazonas, hacia el este las precipitaciones serán abundantes. Esto se relaciona con el desplazamiento de la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT) hacia el sur cuando ocurre el invierno boreal. Mientras, hacia el oeste, con vista al Pacífico, el clima es árido. Esta aridez se incrementa a medida que se reduce la distancia con respecto al área fuente de la corriente de Humboldt y afecta directamente a la ELA, siendo entonces mayor al oeste y sur de los Andes Centrales (Clapperton, 1993). A continuación, mencionamos algunos trabajos realizados por otros autores sobre la evolución de las ELAs y la estimación de variaciones de temperatura.

- **Giráldez (2011)** determinó en la vertiente suroccidental del nevado Hualcán una  $ELA_{PEH} = 4994$  m;  $ELA_{1962} = 5018$  m;  $ELA_{2003} = 5124$  m., con una tasa de ascenso de  $0.21$  m.a<sup>-1</sup> y  $2.59$  m.a<sup>-1</sup> en los intervalos PEH-1962 y 1962-2003, respectivamente.
- **Loarte et al. (2015)** determinaron, mediante análisis multitemporales, la ELA AAR (4920 m) en 17 glaciares de la Cordillera Blanca entre los años 2001–2010.
- **Kaser et al. (1995)** determinaron para el nevado Huascarán que la ELA ascendió 95 m entre 1920–1970. Además, determinaron cómo el nevado Broggi retrocedía de 5.4 m anuales a mediados de los 70, a 26.6 m anuales desde 1990, extinguiéndose para el año 2007 (Comunidad Andina, 2010). Si bien es cierto la metodología es distinta, nuestros resultados son consistentes a estos trabajos.

Las tasas de ascenso de las ELAs en los dos valles estudiados muestran una aceleración en el intervalo 1962-2016 respecto a PEH-1962, con ligeras variaciones que pueden deberse a características morfológicas, altitudinales y de orientación de ciertos glaciares, que repercuten en su balance de masa y, por consiguiente, en sus ELAs, que son promediadas con la de los demás glaciares de la cuenca.

Por ejemplo, el glaciar Artesonraju presenta una forma alargada y su emplazamiento es considerablemente más bajo que el resto de los glaciares del valle Parón. Esto baja el promedio general de la ELA de la cuenca. Lo contrario pasa con muchos glaciares del nevado Huandoy, que se encuentran emplazados a manera de casquetes sobre la cima de las montañas y elevan el promedio general de las ELAs. Sin embargo, de manera general nuestros resultados son muy consistentes con otros trabajos, habiendo diferencias que pueden deberse al mayor detalle en la escala de trabajo.

- **Matthews & Briffa, 2005** indican que muchos estudios han estimado que para la PEH la temperatura era entre 1 °C y 2 °C más baja de la actual con precipitaciones intensas.
- **Malone et al. (2015)** estimaron para la PEH un enfriamiento entre 0.7 °C y 1.1 °C, usando un modelo combinado de balance de energía y flujo de hielo en el glaciar Quelccaya.
- **Vuille et al. (2008)** mencionan que durante los últimos 50-60 años la temperatura se ha incrementado 0.1°C/década.
- **Schauwecker et al. (2014)** han estimado para la Cordillera Blanca un incremento de 0.31°C/década entre 1969–1998, desacelerando a un ritmo de 0.13°C/década entre los años 1983-2012.
- **Comunidad Andina (2008)** menciona que entre 1974-1998 el incremento en la región de los Andes Centrales fue de 0.34 °C.
- **IPCC (2013)** indica que el incremento de la temperatura global del aire entre 1880-2012 ha sido de 0.85 °C, mientras que durante las series 1890–1900 / 2003–2012 ha sido de 0.78 °C.

- **Blard et al. (2009)** reconstruyeron en la laguna Tauca la paleoprecipitación (x1.6-x3 comparada con el presente) y la paleotemperatura hace ~25 ka en ~6.5 °C.
- **Bromley et al. (2011)**, con base en el cálculo de ELAs y paleo-ELAs, estimaron rangos de enfriamiento entre 3.87 °C - 5.9 °C para el LGM.

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

Para escenarios más remotos, este boletín muestra en promedio una variación de la temperatura desde el LGM de 3.2 °C, que se aproxima a las estimaciones realizadas por Bromley et al. (2011).

# CONCLUSIONES

## A. De la evolución del relieve

1. Las evidencias geomorfológicas, son el resultado de condicionantes geológicas y climáticas y sugieren que en el pasado las masas de hielo alcanzaron altitudes que llegaron muy por debajo de los frentes glaciares actuales (4500-5000 m), incluso hasta los ~3000 m.
2. En las montañas del segmento sur de la CB, predominan rocas sedimentarias y volcánicas (más susceptibles a la erosión), por lo que sus relieves son más llanos con presencia de altiplanicies y montañas considerablemente más bajas respecto a los segmentos centro y norte, donde afloran granodioritas y tonalitas (menos susceptibles a la erosión), que permitieron el desarrollo de relieves abruptos, altas montañas y cañones profundos. Las zonas de estudio de este boletín, se ubican en el segmento norte de la CB
3. Los rasgos geomorfológicos descritos en el punto anterior, están condicionados por el sistema de fallas de la CB, que presenta desniveles que varían desde unos pocos metros en el segmento sur a algunas decenas de metros en su parte central y hasta 1000-1500 m de desnivel en el segmento norte. Este sistema de fallas habría facilitado un levantamiento temprano y diferenciado del batolito de la CB respecto a la cordillera Negra.
4. La mayor parte de las precipitaciones en la CB provienen de la Amazonia. El segmento norte recibe aún más precipitación y humedad acumulada, debido a la mayor influencia de las oscilaciones de la ZCIT, un fenómeno que ocurre anualmente y que también puede extenderse a escalas de cientos a decenas de miles de años.
5. La acción combinada con los procesos geológicos y climáticos derivados de la alternancia de periodos glaciares e interglaciares durante el Cuaternario, esculpieron las formas del relieve actual en la CB.

## B. De la cartografía geomorfológica

6. El proceso erosivo más importantes en cuanto a la modificación del relieve en los valles de Parón y Chucchún, es la sobreexcavación glacial, capaz de profundizar cientos de metros los valles glaciares.

7. La correcta cartografía e interpretación del emplazamiento de morrenas, permite delimitar y atribuir edades relativas de avances glaciares (M1, M2, M3, M4 y M5), deduciendo cuales son más antiguas y cuales más jóvenes, en función de sus dimensiones, alcance, altitud, relaciones de corte o huellas erosivas.
8. Es fundamental el uso de imágenes y modelos topográficos de alta resolución, no solamente para fines cartográficos, sino para el cálculo de volúmenes glaciares y ELAs, que luego permitirá la estimación de parámetros paleoclimáticos.

## C. De las cronologías glaciares y el contexto paleoclimático

9. Este boletín presenta los primeros resultados de la deglaciación en los Andes peruanos utilizando el Martillo Schmidt y la primera publicación sobre cronologías glaciares usando métodos cosmogénicos hecha por peruanos.
10. Las cronologías relativas descritas en el punto 7, deben ser respaldadas o correlacionadas con edades absolutas del mismo u otros valles glaciares cercanos.
11. Nuestras cronologías son coherentes con 2 indicadores de enfriamiento deducidos de alquenonas inscritas en sedimentos marinos en ambos hemisferios (figura 6.9); 1. paleotemperaturas del fondo del Océano Atlántico al oeste de la Península Ibérica (Bard et al., 2003) y 2. sureste del Océano Pacífico, en la costa del sur de Chile (Kaiser et al., 2005).
12. Nuestras edades están relacionadas a la humedad regional y precipitaciones en el altiplano andino, de acuerdo a la presencia de paleolagos (Blard et al., 2011) señalado en áreas grises en la figura 6.9. Por ejemplo, durante el YD el paleolago Coipasa habría alcanzado su máxima extensión y se registraba la mayor abundancia (%) de fósiles de plancton de agua dulce (línea azul) de los últimos 30ka (Fritz et al., 2007). De igual forma, el periodo OD está relacionado al paleolago Tauca y las fases pre LGM y LGM son compatibles con los paleolagos Inca Huasi y Sajsi. Por tanto, los avances glaciares reconocidos en este estudio y las transgresiones de los paleolagos mencionados, sugieren un sincronismo en su desarrollo.

13. A escalas de cientos y miles de años, las evidencias parecen confirmar la existencia de una teleconexión entre el enfriamiento del hemisferio norte y los avances glaciares en los Andes. Nuestra hipótesis es que durante el contexto paleoclimático más húmedo y frío (~30 ka), habría favorecido los avances glaciares que depositaron el grupo de morrenas M4 alto. Luego del LGM (hace ~19 ka), la temperatura del hemisferio sur se calienta progresivamente hasta niveles parecidos a los actuales. Sin embargo, la temperatura del hemisferio norte muestra una tendencia ascendente, interrumpida por las anomalías en la circulación oceánica

en el Atlántico Norte, hace ~18 ka (Heinrich 1) y ~12 ka (Younger Dryas), que se ven reflejadas en el emplazamiento de las morrenas M3 y M2 en la Cordillera Blanca.

14. Después de los últimos ~10 ka, todos los proxies paleoclimáticos y las edades glaciares de otras montañas andinas: Hualca Hualca (Alcalá-Reygosa et al., 2017); Jeullaraju, (Smith & Rodbell, 2010, Glasser et al., 2009) y Salcantay (Licciardi et al., 2009); Coropuna (Úbeda et al., 2018); reflejan una desglaciación generalizada coincidente con el calentamiento del hemisferio norte.

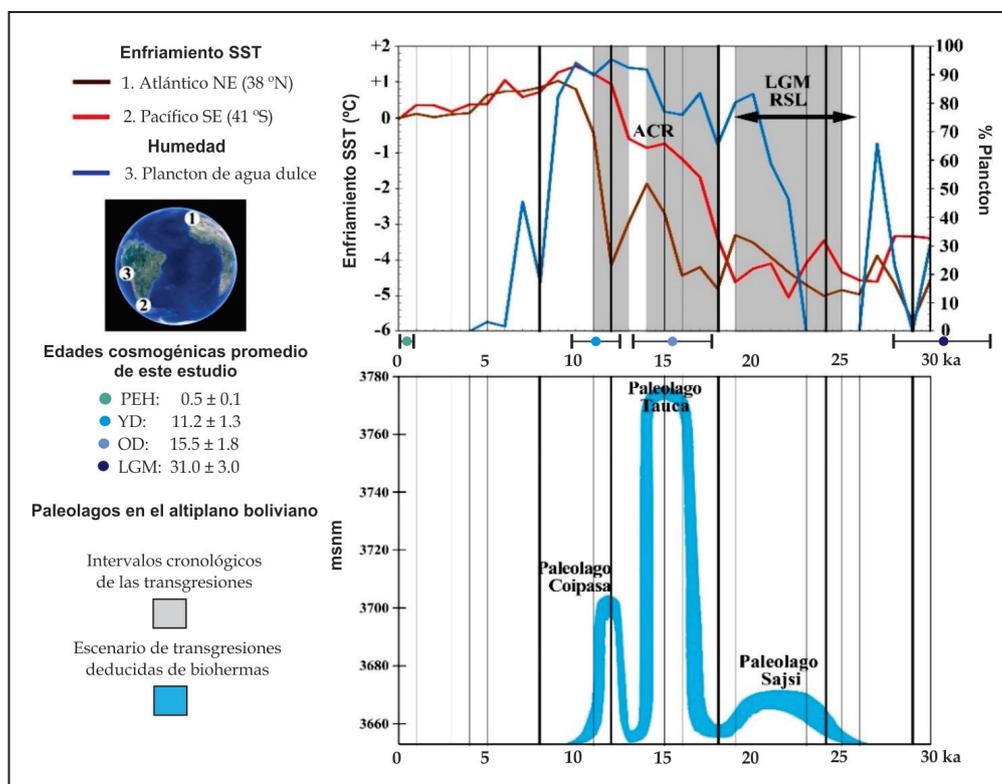


Figura 6.9 Algunos indicadores paleoclimáticos globales de los últimos 30ka. Modificado de Úbeda et al. (2018)

#### D. De las reconstrucciones y evolución glaciar

15. Las metodologías empleadas para el cálculo de volúmenes glaciares en este boletín, son indirectas, por lo que su validación depende de la información geofísica disponible, testigos de hielo, estudios de posibles formaciones de lagunas glaciares y el análisis de geoformas glaciares como morrenas y superficies erosivas.

16. La validación mediante el análisis geomorfológico, debe considerar geoformas particulares propias de cada zona de estudio. Es decir, no se debe tomar como una constante o generalizar los factores de forma. La incorporación de

factores de forma locales, permitió a la herramienta GlaRe reducir el error de un 26% a un 12%.

17. El parámetro más importante para el análisis comparativo de pérdida de área y volumen glaciar con otros trabajos, es la tasa de pérdida glaciar expresada en porcentaje perdido por año. Para ello, se ha analizado dos intervalos: PEH-1962 y 1962-2016, debido a que representan un pasado climático reciente, importante para comprender los cambios y tendencias que pueden ocurrir en las próximas décadas. Se consideró el periodo de 1850-1890 como el final de la PEH y el inicio de la más reciente desglaciación.

18. Las tasas de pérdida de área y volumen glaciar obtenidas en este boletín, muestran una aceleración entre el periodo más reciente 1962-2016 (54 años), respecto al intervalo PEH-1962 (~100 años). Es decir, una mayor desglaciación en un menor tiempo, este cálculo es coherente con otros 11 estudios similares en la CB.
19. Trabajos preliminares hechos por el INGEMMET en 2018 en el nevado Huascarán, utilizando los mismos métodos, estiman espesores glaciares de entre 165 y 216 m en la zona en la que Thompson et al. (1995) extrajeron testigos de hielo (192 y 160 m). Nuestros resultados (indirectos), son coherentes a las mediciones (directas) tomadas por Thompson et al. (1995), por lo que nos permite validar provisionalmente las metodologías empleadas en este trabajo.

#### **E. De los geoindicadores de los cambios climáticos**

20. El impacto de los cambios climáticos ha quedado registrado en las formas del relieve actual. La respuesta de los glaciares al clima fue positiva (avance glaciar) si la humedad y precipitación fue mayor a la actual y la temperatura del aire tuvo que ser menor. Por otro lado, la respuesta fue negativa (retroceso glaciar) si la humedad y precipitación fue menor y la temperatura mayor a la actual.
21. Las ELAs obtenidas en el valle Parón, son un promedio para un conjunto de varios glaciares con características particulares en cuanto a su topografía, altitud, orientación, morfología, etc. Por lo que los resultados no pueden ser representativos para un caso en particular, como por ejemplo el glaciar Artesonraju.
22. Las tasas de ascenso de las ELAs en los dos valles estudiados, muestran una aceleración en el intervalo 1962-2016, respecto a PEH-1962, con ligeras variaciones que pueden deberse a características morfológicas, altitudinales y de orientación de ciertos glaciares, que repercuten en su balance de masa y por consiguiente en sus ELAs. Por este motivo, muchos glaciares han perdido parte de sus áreas de acumulación y han pasado a ser áreas de desglaciación.
23. Respecto a la obtención de paleotemperaturas, este boletín presenta datos muy coherentes con el calentamiento global medido a través de registros instrumentales (IPCC, 2013), con las estimaciones sobre el incremento de la temperatura para los últimos 50-60 años (Vuille et al., 2008) y Malone et al. (2015).
24. Para el LGM, este boletín muestra una variación de la temperatura, que se aproxima a las estimaciones realizadas por Bromley et al., (2011). De todas maneras, decodificar paleotemperaturas en los escenarios estudiados, permitió analizar las condiciones de las masas de hielo con respecto al clima que permitió alcanzar su máxima expansión.
25. La estimación de la ELA mediante el método AABR es una técnica todavía poco aplicada en los Andes Centrales, a pesar de ser uno de los métodos con los que se obtiene mejores resultados (Benn et al., 2005).

#### **F. De su aplicación para el desarrollo local y regional**

26. Los estudios geomorfológicos y su cartografía son importantes para la planificación del territorio y la gestión de riesgo de desastres. Los movimientos en masa como deslizamientos, derrumbes o caídas de roca son muy comunes en ambientes glaciares y la probabilidad de ocurrencia de desembalses violentos en lagunas de origen glaciar es muy alta. Por ello, la interpretación y aplicación de los mapas geomorfológicos en la elaboración de modelos numéricos es de vital importancia.
27. El conocimiento sobre la cantidad de agua almacenada en las montañas con glaciares, es fundamental para elaborar planes de gestión y preservación de los recursos hídricos. El análisis de la evolución de las masas de hielo en distintos escenarios del pasado en una determinada cuenca hidrográfica, permite estimar su evolución en el futuro y elaborar proyectos de represamiento en lugares donde aún existan glaciares.
28. El análisis de la evolución de las ELAs en el futuro, permite saber que glaciares pueden desaparecer en las próximas décadas. Para lograr esta tarea, es necesario reconstruir más escenarios glaciares del último siglo y poder proyectar su tendencia. De esta manera, estas investigaciones pueden dotar a las autoridades de herramientas de gestión muy importantes para la planificación y adaptación al cambio climático actual.
29. Los valles glaciares de Parón y Chucchún, representan un recurso paisajístico sumamente importante para el desarrollo local. La combinación de aspectos naturales propios de la evolución del relieve que explicamos en este boletín y la herencia arqueológica y de pinturas rupestres, dotan a estas zonas de estudio de un potencial geoturístico importante, que debe ser promocionado, protegido y valorado.



# GLOSARIO DE TÉRMINOS

<b>ASTER</b>	Accélérateur pour les Sciences de la Terre, Environnement, Risques
<b>AABR</b>	Área x Altitud x Balance Ratio
<b>BR</b>	Balance Ratio
<b>CEREGE</b>	Centre de Recherche et d'Enseignement de Géosciences de l'Environnement
<b>CECs</b>	Centro de Estudios Científicos (Chile)
<b>CB</b>	Cordillera Blanca
<b>DEM</b>	Digital Elevation Model (Modelo de elevación digital)
<b>ELA</b>	Equilibrium Line Altitude (Altitud de la Línea de Equilibrio Glaciar)
<b>ELAc</b>	ELA climática
<b>ELAm</b>	ELA de monitoreo
<b>ELAg</b>	ELA geomorfológica
<b>KDE</b>	Estimación de Densidad de Kernel
<b>GlaBTop</b>	Glacier Bed Topography
<b>GlaRe</b>	Glacier Reconstruction
<b>GTV</b>	Gradiente térmico vertical
<b>GPR</b>	Ground Penetrating Radar
<b>hm<sup>3</sup></b>	Hectómetro cúbico
<b>IPCC</b>	Intergovernmental Panel on Climate Change (Panel Intergubernamental sobre el Cambio Climático)
<b>LGM</b>	Last Glacial Maximum (Último Máximo Glaciar)
<b>ka</b>	miles de años
<b>Ma</b>	millones de años
<b>OD</b>	Oldest Dryas (Dryas Más Antiguo)
<b>PEH</b>	Pequeña Edad de Hielo
<b>SHED</b>	Schmidt Hammer Exposure Dating (Martillo Schmidt)
<b>YD</b>	Younger Dryas (Dryas Reciente)
<b>ZCIT</b>	Zona de Convergencia Intertropical



## REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Ahlmann, H.W. (1924) - Le niveau de glaciation comme fonction de l'accumulation d'humidité sous forme solide. Méthode pour le calcul de l'humidité condensée dans la haute montagne et pour l'étude de la fréquence des glaciers. *Geografiska Annaler*, 6: 223–272. <https://doi.org/10.2307/519625>
- Ahlmann, H.W. (1948) - Glaciological research on the North Atlantic coasts. *Royal Geographical Society Research Series*, 1, p.84.
- Alcalá-Reygosa, J.; Palacios, D. & Vázquez-Selem, L. (2017) - A preliminary investigation of the timing of the local last glacial maximum and deglaciation on Hualca Hualca volcano – Patapampa Altiplano (arid Central Andes, Peru). *Quaternary International*, 449: 149-160. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2017.07.036>
- Ames, A. & Francou, B. (1995) - Cordillera Blanca: glaciares en la historia. *Bulletin de l'Institut Français d'Études Andines*, 24(1): 37-64. <https://bit.ly/3AWxK9M>
- Arnold, M.; Merchel, S.; Bours, D.L.; Braucher, R.; Benedetti, L.; Finkel, R.C.; Aumaître, G.; Gottsdang, A. & Klein, M. (2010) - The French accelerator mass spectrometry facility ASTER: improved performance and developments. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms*, 268(11-12), 1954-1959. <https://doi.org/10.1016/j.nimb.2010.02.107>
- Autoridad Nacional del Agua (2014) – *Inventario nacional de glaciares y lagunas*. Lima: ANA, Unidad de Glaciología y Recursos Hídricos, 37 p. <https://hdl.handle.net/20.500.12543/199>
- Bahr, D.B.; Meier, M.F. & Peckham, S.D. (1997) - The physical basis of glacier volume-area scaling. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 102(B9): 20355-20362. <https://doi.org/10.1029/97JB01696>
- Balco, G.; Stone, J.O.; Lifton, N.A. & Dunai, T.J. (2008) - A complete and easily accessible means of calculating surface exposure ages or erosion rates from  $^{10}\text{Be}$  and  $^{26}\text{Al}$  measurements. *Quaternary Geochronology*, 3(3): 174-195. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2007.12.001>
- Bard, E. (2003) - *North-Atlantic Sea Surface Temperature Reconstruction*. IGBP PAGES/World Data Center for Paleoclimatology Data Contribution Series #2003-026. NOAA/NGDC Paleoclimatology Program, Boulder CO, USA. <https://bit.ly/3FMmPBm>
- Benn, D. & Lehmkuhl, F. (2000) - Mass balance and equilibrium-line altitudes of glaciers in high-mountain environments. *Quaternary International*, 65-66: 15-29. [https://doi.org/10.1016/S1040-6182\(99\)00034-8](https://doi.org/10.1016/S1040-6182(99)00034-8)
- Benn, D.; Owen, L.; Osmaston, H.; Seltzer, G.; Porter, S. & Mark, B. (2005) - Reconstruction of equilibrium-line altitudes for tropical and sub-tropical glaciers. *Quaternary International*, 138-139: 8-21. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2005.02.003>
- Blard, P.H., Lavé, J.; Farley, K.A.; Fornari, M.; Jiménez, N. & Ramirez, V. (2009) - Late local glacial maximum in the Central Altiplano triggered by cold and locally-wet conditions during the paleolake Tauca episode (17–15 ka, Heinrich 1). *Quaternary Science Reviews*, 28(27-28): 3414-3427. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2009.09.025>
- Blard, P.H.; Sylvestre, F.; Tripathi, A.K.; Claude, C.; Causse, C.; Coudrain, A.; Condom, T.; Seidel, J.-L.; Vimeux, F.; Moreau, C.; Dumoulin, J.-P. & Lavé, J. (2011) - Lake highstands on the Altiplano (Tropical Andes) contemporaneous with Heinrich 1 and the Younger Dryas: new insights from  $^{14}\text{C}$ , U–Th dating and  $\delta^{18}\text{O}$  of carbonates. *Quaternary Science Reviews*, 30(27-28), 3973-3989. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2011.11.001>
- Braithwaite, R.J. (1985) - Calculation of degree-days for glacier-climate research. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, 20: 1-8.

- Braucher, R.; Guillou, V.; Bourlès, D.L.; Arnold, M.; Aumaître, G.; Keddadouche, K. & Nottoli, E. (2015) - Preparation of ASTER in-house  $^{10}\text{Be}/^{9}\text{Be}$  standard solutions. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms*, 361: 335-340. <https://doi.org/10.1016/j.nimb.2015.06.012>
- Bromley, R.; Hall, B.; Schaefer, J.; Winckler, G.; Todd, C. & Rademaker, K. (2011) - Glacier fluctuations in the southern Peruvian Andes during the late-glacial period, constrained with cosmogenic  $^3\text{He}$ . *Journal of Quaternary Science*, 26 (1): 37-43. <https://doi.org/10.1002/jqs.1424>
- Chmeleff, J.; von Blanckenburg, F.; Kossert, K. & Jakob, D. (2010) - Determination of the  $^{10}\text{Be}$  half-life by multicollector ICP-MS and liquid scintillation counting. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms*, 268(2): 192-199. <https://doi.org/10.1016/j.nimb.2009.09.012>
- Clapperton, C.M. (1991) - Influence of tectonics on the extent of Quaternary glaciation in the Andes. *Boletim IG-USP. Publicação Especial*, (8): 90-108. <https://doi.org/10.11606/issn.2317-8078.v0i8p90-108>
- Clapperton, C.M. (1993) - *Quaternary geology and geomorphology of South America*. Amsterdam: Elsevier Science, 779 p.
- Clark, P.U.; Dyke, A.S.; Shakun, J.D.; Carlson, A.E.; Clark, J.; Wohlfarth, B.; Mitrovica, J.X.; Hostetler, S.W. & McCabe, A.M. (2009) - The last glacial maximum. *Science*, 325(5941): 710-714. <https://doi.org/10.1126/science.1172873>
- Cobbing, E.J.; Pitcher, W.S.; Wilson, J.J.; Baldock, J.W.; Taylor, W.P.; McCourt, W.J. & Snelling, N. (1981) - *The geology of the Western Cordillera of northern Peru*. London: Institute of Geological Sciences, 143 p. Overseas Memoir 5.
- Colonia, D.; Torres, J.; Haerberli, W.; Schauwecker, S.; Braendle, E.; Giraldez, C. & Cochachin, A. (2017) - Compiling an inventory of glacier-bed overdeepenings and potential new lakes in de-glaciating areas of the Peruvian Andes: approach, first results, and perspectives for adaptation to climate change. *Water*, 9(5): 336. <https://doi.org/10.3390/w9050336>
- Colleoni, F.; Wekerle, C.; Näslund, J.O.; Brandefelt, J. & Masina, S. (2016) - Constraint on the penultimate glacial maximum Northern Hemisphere ice topography ( $\approx 140$  kyrs BP). *Quaternary Science Reviews*, 137: 97-112. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2016.01.024>
- Comunidad Andina (2009) – *La Comunidad Andina en el 2008: Principales Acciones, noticias sobre el proceso andino de integración en el 2008*. Lima: CAN, 48 p. (consulta: agosto 2022). <https://bit.ly/3Ge7hrx>
- Comunidad Andina (2011) – *Comunidad Andina en el 2010: Una mirada desde la prensa*. Lima: CAN, 49 p.
- Concha, R.; Palomino, A.; Astete, I.; Iparraguirre, J.; Úbeda, J. y Vásquez, P. (2017) - Evolución glaciar a finales del Holoceno en glaciares de la cuenca Parón (Cordillera Blanca – Ancash). En: International Congress on Climate Change and its Impacts, 1, Huaraz-Ancash, 29 nov-1 dic. 2017. *Abstracts Volume*. Lima: Sociedad Geológica del Perú.
- Correa, N.; Rojo, J. & Carvajal, L. (2016) - *Caracterización de la variación espacial y temporal de la ZCIT sobre Suramérica*. XXVII Congreso Latinoamericano de Hidráulica, Lima, Perú, 28 al 30 setiembre 2016. 8 p.
- De Marcos, J.; Úbeda, J.; Luna, G.; Concha, R.; Vásquez, E. & Iparraguirre, J. (2019) - Deglaciation of the Cordillera Blanca (Perú) through the Schmidt Hammer exposure dating (SHED). En: VII Iberian Conference of the International Permafrost Association. *Abstracts/Resumos/Resúmenes*. Jaca: IPA, p. 36-37.
- Drumond, A.; Marengo, J.; Ambrizzi, T.; Nieto, R.; Moreira, L. & Gimeno, L. (2014) - The role of Amazon Basin moisture on the atmospheric branch of the hydrological cycle: a Lagrangian analysis. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, 11(1): 1023-1046. <https://doi.org/10.5194/hessd-11-1023-2014>
- Dunai, T.J. (2010) - *Cosmogenic nuclides: principles, concepts and applications in the earth surface sciences*. Cambridge University Press, 199 p. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511804519>
- Durán-Alarcón, C.; Gevaert, C.M.; Mattar, C.; Jiménez-Muñoz, J.C.; Pasapera-Gonzales, J.J.; Sobrino, J.A.; Silvia-Vidal, Y.; Fashé-Raymundo, O.; Chavez-Espiritu, T. & Santillan-Portilla, N. (2015) - Recent trends on glacier area retreat over the group of Nevados Caullaraju-Pastoruri (Cordillera Blanca, Peru) using Landsat imagery. *Journal of South American Earth Sciences*, 59: 19-26. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2015.01.006>

- Evans, D.J.A.; Archer, S. & Wilson, D.J.H. (1999) - A comparison of the lichenometric and Schmidt hammer dating techniques based on data from the proglacial areas of some Icelandic glaciers. *Quaternary Science Reviews*, 18(1): 13-41. [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(98\)00098-5](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(98)00098-5)
- Farber, D.L.; Hancock, G.S.; Finkel, R.C. & Rodbell, D.T. (2005) - The age and extent of tropical alpine glaciation in the Cordillera Blanca, Peru. *Journal of Quaternary Science*, 20(7-8): 759-776. <https://doi.org/10.1002/jqs.994>
- Farrar, E. & Noble, D.C. (1976) - Timing of late Tertiary deformation in the Andes of Peru. *Geological Society of America Bulletin*, 87(9): 1247-1250. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1976\)87%3C1247:TOLTDI%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1976)87%3C1247:TOLTDI%3E2.0.CO;2)
- Fernández-Sánchez, A.; Úbeda, J.; Tanarro, L. M.; Naranjo-Fernández, N.; Álvarez-Aldegunde, J. A. & Iparraguirre, J. (2022) - Climate patterns and their influence in the Cordillera Blanca, Peru, deduced from spectral analysis techniques. *Atmosphere*, 13(12): 2107. <https://doi.org/10.3390/atmos13122107>
- Fritz, S.C.; Baker, P.A.; Seltzer, G.O.; Ballantyne, A.; Tapia, P.; Cheng, H. & Edwards, R.L. (2007) - Quaternary glaciation and hydrologic variation in the South American tropics as reconstructed from the Lake Titicaca drilling project. *Quaternary Research*, 68(3): 410-420. <https://doi.org/10.1016/j.yqres.2007.07.008>
- Georges, C. (2004) - 20th-Century Glacier Fluctuations in the Tropical Cordillera Blanca, Perú. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, 36(1): 100-107. <https://doi.org/bzrzdp>
- Giovanni, M.K. (2007) - *Tectonic and thermal evolution of the Cordillera Blanca detachment system, Peruvian Andes: implications for normal faulting in a contractional orogen*. Doctor of Philosophy in Geology, University of California, Los Angeles, 237 p.
- Giraldez, C. (2011) - *Glacier evolution in the South West slope of Nevado Hualcán (Cordillera Blanca, Perú)*. Trabajo de Fin de Master, Universidad Complutense de Madrid, 59 p. <https://eprints.ucm.es/id/eprint/14013/>
- Glasser, N.F.; Kulesa, B.; Luckman, A.; Jansen, D.; King, E.C.; Sammonds, P.R.; Scambos, T.A. & Jezek, K.C. (2009) - Surface structure and stability of the Larsen C ice shelf, Antarctic Peninsula. *Journal of Glaciology*, 55(191): 400-410. <https://doi.org/10.3189/002214309788816597>
- Goktan, R.M. & Gunes, N. (2005) - A comparative study of Schmidt hammer testing procedures with reference to rock cutting machine performance prediction. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 42(3): 466-472. <https://doi.org/10.1016/j.ijrmms.2004.12.002>
- Haeberli, W. & Hoelzle, M. (1995) - Application of inventory data for estimating characteristics of and regional climate-change effects on mountain glaciers: A pilot study with the European Alps. *Annals of Glaciology*, 21: 206-212. <https://doi.org/10.3189/S0260305500015834>
- Hansen, J.; Sato, M.; Russell, G. & Kharecha, P. (2013) - Climate sensitivity, sea level and atmospheric carbon dioxide. *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 371(2001): 20120294. <https://doi.org/10.1098/rsta.2012.0294>
- Heinrich, H. (1988) - Origin and consequences of cyclic ice rafting in the northeast Atlantic Ocean during the past 130,000 years. *Quaternary Research*, 29(2): 142-152. [https://doi.org/10.1016/0033-5894\(88\)90057-9](https://doi.org/10.1016/0033-5894(88)90057-9)
- Huggett, R. (2007) - *Fundamentals of geomorphology*. 2a. ed. London: Routledge, 488 p. <https://doi.org/10.4324/9780203947111>
- Hughes, P.D. (2013) - Quaternary-Pleistocene glacial and periglacial environments. En: Shroder, J.; Giardino, R.; Harbor, J., eds. *Treatise on Geomorphology, Volume 8: Glacial and Periglacial Geomorphology*. San Diego, CA: Academic Press, Elsevier BV, p. 30-44. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-374739-6.00192-5>
- Huh, K.I.; Mark, B.G. & Hopkinson, C. (2012) - Changes of topographic context of the Yanamarey glacier in the Tropical Peruvian Andes. En: Neale, C.M.U.; Cosh, M.H., eds. *Proceedings of the International Remote Sensing Hydrology Symposium (Vol. 25)*. Jackson Hole, Wyoming: IAHS Press, 12 p. (consulta: marzo, 2022) [http://scholar.ulethbridge.ca/hopkinson/files/rhs2010\\_kihuh.pdf](http://scholar.ulethbridge.ca/hopkinson/files/rhs2010_kihuh.pdf) <https://bit.ly/3urGKjy>
- Instituto Nacional de Investigación en Glaciares y Ecosistemas de Montaña (2018) - *Boletín INAIGEM 5*. Huaraz: Inaigem. <https://repositorio.inaigem.gob.pe/handle/16072021/76>
- Instituto Nacional de Investigación en Glaciares y Ecosistemas de Montaña (2019) - *Situación de los glaciares y ecosistemas de montaña en el Perú: Informe Anual 2018*. Huaraz: Inaigem, <https://repositorio.inaigem.gob.pe/handle/16072021/139>

- Intergovernmental Panel on Climate Change (2013) - *Climate Change 2013: the physical science basis. Contribution of Working group I to the fifth assessment report of the IPCC*. Cambridge University Press, 1535 p. (consulta: marzo 2022). <https://www.ipcc.ch/report/ar5/wg1/>
- Iturrizaga, L. (2018) - Glacial landform assemblages and pedestal moraines in the Cordillera Blanca (Peru). *Geomorphology*, 318: 283-302. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2018.06.012>
- Jomelli, V.; Grancher, D.; Brunstein, D. & Solomina, O. (2008) - Recalibration of the yellow Rhizocarpon growth curve in the Cordillera Blanca (Peru) and implications for LIA chronology. *Geomorphology*, 93(3-4): 201-212. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2007.02.021>
- Kaiser, J.; Lamy, F. & Hebbeln, D. (2005) - *Southeast Pacific High Resolution Alkenone SST Reconstructor*. IGBP PAGES/World Data Center for Paleoclimatology. Data Contribution Series # 2005-073. NOAA/NCDC Paleoclimatology Program. Boulder, CO, USA. <https://bit.ly/3PL98qO>
- Kaser, G. (1995) - Some notes on the behaviour of tropical glaciers. *Bulletin de l'Institut Français d'Études Andines*, 24(3): 671-681. <https://bit.ly/3Uzs3pa>
- Kelly, M.A.; Lowell, T.V.; Applegate, P.J.; Smith, C.A.; Phillips, F.M. & Hudson, A.M. (2012) - Late glacial fluctuations of Quelccaya ice cap, southeastern Peru. *Geology*, 40(11): 991-994. <https://doi.org/10.1130/G33430.1>
- Korschinek, G.; Bergmaier, A.; Faestermann, T.; Gerstmann, U.C.; Knie, K.; Rugel, G.; Wallner, A.; Dillmann, I.; Dollinger, G.; von Gostomski, Ch. L.; Kossert, K.; Maiti, M.; Poutivtsev, M. & Remmert, A. (2010) - A new value for the half-life of  $^{10}\text{Be}$  by heavy-ion elastic recoil detection and liquid scintillation counting. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms*, 268(2): 187-191. <https://doi.org/10.1016/j.nimb.2009.09.020>
- Kotlyakov, V.M. & Krenke, A N. (1982) - *Investigations of the hydrological conditions of alpine regions by glaciological methods*. En: Glen, J.W., ed. Hydrological Aspects of Alpine and High Mountain Areas. International Association of Hydrological Sciences Publication, 138, p. 31-42
- Lal, D. (1991) - Cosmic ray labeling of erosion surfaces: in situ nuclide production rates and erosion models. *Earth and Planetary Science Letters*, 104(2-4): 424-439. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(91\)90220-C](https://doi.org/10.1016/0012-821X(91)90220-C)
- Licciardi, J.M.; Schaefer, J.M.; Taggart, J.R. & Lund, D.C. (2009) - Holocene glacier fluctuations in the Peruvian Andes indicate northern climate linkages. *Science*, 325(5948): 1677-1679. <https://doi.org/10.1126/science.1175010>
- Linsbauer, A; Paul, F.; Hoelzle, M; Frey, H & Haeblerli, W. (2009) - The Swiss Alps without glaciers - a GIS-based modelling approach for reconstruction of glacier beds. En: Purves, Ross S.; et al. *Proceedings of Geomorphometry 2009*. Zurich, CH: Department of Geography, University of Zurich, p.243-247. <https://doi.org/10.5167/uzh-27834>
- Loarte, E.; Rabatel, A. & Gómez, J. (2015) - Determinación de la variación espacio-temporal de la altura de la línea de equilibrio de los glaciares de la Cordillera Blanca, Perú. *Revista Peruana Geo-Atmosférica*, (4): 19-30. <https://repositorio.ana.gob.pe/handle/20.500.12543/3193>
- Loewe, F. (1971) - Considerations on the origin of the Quaternary ice sheet of North America. *Arctic and Alpine Research*, 3(4): 331-344. <https://doi.org/10.1080/0040851.1971.12003623>
- Malone, A.G.; Pierrehumbert, R.T.; Lowell, T.V.; Kelly, M.A. & Stroup, J.S. (2015) - Constraints on southern hemisphere tropical climate change during the Little Ice Age and Younger Dryas based on glacier modeling of the Quelccaya Ice Cap, Peru. *Quaternary Science Reviews*, 125: 106-116. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2015.08.001>
- Mann, M.E.; Zhang, Z.; Rutherford, S.; Bradley, R. S.; Hughes, M.K.; Shindell, D.; Ammann, C.; Faluvegi, G. & Ni, F. (2009) - Global signatures and dynamical origins of the Little Ice Age and Medieval Climate Anomaly. *Science*, 326(5957): 1256-1260. <https://doi.org/10.1126/science.1177303>
- Matthews, J.A., & Briffa, K.R. (2005) - The 'Little Ice Age': re-evaluation of an evolving concept. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, 87(1): 17-36. <https://www.jstor.org/stable/3554259>
- Matthews, J.A. & Shakesby, R.A. (1984) - The status of the 'Little Ice Age' in southern Norway: relative-age dating of Neoglacial moraines with Schmidt hammer and lichenometry. *Boreas*, 13(3): 333-346. <https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.1984.tb01128.x>

- Margirier, A.; Audin, L.; Robert, X.; Herman, F.; Ganne, J. & Schwartz, S. (2016) - Time and mode of exhumation of the Cordillera Blanca batholith (Peruvian Andes). *Journal of Geophysical Research, Solid Earth*, 121(8): 6235-6249. <https://doi.org/10.1002/2016JB013055>
- Margirier, A.; Robert, X.; Audin, L.; Gautheron, C.; Bernet, M.; Hall, S. & Simon-Labric, T. (2015) - Slab flattening, magmatism, and surface uplift in the Cordillera Occidental (northern Peru). *Geology*, 43(11): 1031-1034. <https://doi.org/10.1130/G37061.1>
- McCarroll, D. (1989) - Potential and limitations of the Schmidt hammer for relative-age dating: field tests on Neoglacial moraines, Jotunheimen, southern Norway. *Arctic and Alpine Research*, 21(3): 268-275. <https://doi.org/10.1080/00040851.1989.12002738>
- Medina, G. & Mejía, A. (2014) - Análisis multitemporal y multifractal de la deglaciación de la Cordillera Parón en los Andes de Perú. *Ecología Aplicada*, 13(1): 35-42.
- Mentlík, P. (2006) - Relative dating of glacial landforms in the surroundings of Prášílské jezero lake (Šumava Mts., Czech Republic). *Geomorphologia Slovaca*, (1): 45-54.
- Merchel, S. & Hergers, U. (1999) - An update on radiochemical separation techniques for the determination of long-lived radionuclides via accelerator mass spectrometry. *Radiochimica Acta*, 84(4): 215-220. <https://doi.org/10.1524/ract.1999.84.4.215>
- Milankovitch, M. (1941) - *Kanon der Erdbestrahlung und seine Anwendung auf das Eiszeitenproblem*. Belgrade: Royal Serbian Academy, Special Publication v.33, 633 p.
- Montecino, V. & Lange, C.B. (2009) - The Humboldt Current System: Ecosystem components and processes, fisheries, and sediment studies. *Progress in Oceanography*, 83(1-4): 65-79. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2009.07.041>
- Mukasa, S.B (1984) - *Comparative Pb isotope systematics and zircon U-Pb geochronology for the Coastal, San Nicholas and Cordillera Blanca Batholiths, Peru*. PhD Thesis, University of California, Santa Barbara, 362 p.
- Munyikwa, K.; Kinnaird, T.C. & Sanderson, D.C. (2021) - The potential of portable luminescence readers in geomorphological investigations: a review. *Earth Surface Processes and Landforms*, 46(1): 131-150. <https://doi.org/10.1002/esp.4975>
- Nye, J.F. (1952) - The mechanics of glacier flow. *Journal of Glaciology*, 2(12): 82-93. <https://doi.org/10.3189/S0022143000033967>
- Oberreuter, J.; Badillo-Rivera, E.; Loarte, E.; Medina, K.; Cochachin, A. & Uribe, J. (2022) - *Surface elevation and ice thickness data between 2012 and 2020 at the ablation area of Artesonraju Glacier, Cordillera Blanca, Perú*. Earth System Science Data Discussions. [preprint], <https://doi.org/10.5194/essd-2021-336>
- Ohmura, A. (1982) - Climate and energy balance on the Arctic tundra. *Journal of Climatology*, 2(1): 65-84. <https://doi.org/10.1002/joc.3370020106>
- Osmaston, H. (2005) - Estimates of glacier equilibrium line altitudes by the Area $\times$  Altitude, the Area $\times$  Altitude Balance Ratio and the Area $\times$  Altitude Balance Index methods and their validation. *Quaternary International*, 138, 22-31. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2005.02.004>
- Paul, F. & Linsbauer, A. (2012) - Modeling of glacier bed topography from glacier outlines, central branch lines, and a DEM. *International Journal of Geographical Information Science*, 26(7): 1173-1190. <https://doi.org/10.1080/13658816.2011.627859>
- Pellitero, R.; Rea, B.R.; Spagnolo, M.; Bakke, J.; Hughes, P.; Ivy-Ochs, S.; Lukas, S. & Ribolini, A. (2015) - A GIS tool for automatic calculation of glacier equilibrium-line altitudes. *Computers & Geosciences*, 82: 55-62. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2015.05.005>
- Pellitero, R.; Rea, B.R.; Spagnolo, M.; Bakke, J.; Ivy-Ochs, S.; Frew, C.R.; Hughes, P.; Ribolini, A.; Lukas, S. & Renssen, H. (2016) - GlaRe, a GIS tool to reconstruct the 3D surface of palaeoglaciers. *Computers & Geosciences*, 94: 77-85. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2016.06.008>
- Penven, P.; Echevin, V.; Pasapera, J.; Colas, F. & Tam, J. (2005) - Average circulation, seasonal cycle, and mesoscale dynamics of the Peru Current System: A modeling approach. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 110(C10): C10021. <https://doi.org/10.1029/2005JC002945>
- Phillips, F.M.; Argento, D.C.; Balco, G.; Caffee, M.W.; Clem, J.; Dunai, T.J.; Finkel, R.; Goehring, B.; Gosse, J.C.; Hudson, A.M.; Jull, A.J.T.; Kelly, M.A.; Kurz, M.; Lal, D.; Lifton, N.; Marrero, S.M.; Nishiizumi, K.; Reedy, R.C.; Schaefer, J.; Stone, J.O.H.; Swanson, T. & Zreda, M.G. (2016) - The CRONUS-Earth project: a synthesis.

- Quaternary Geochronology*, 31: 119-154. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2015.09.006>
- Placzek, C.J.; Quade, J. & Patchett, P.J. (2013) - A 130 ka reconstruction of rainfall on the Bolivian Altiplano. *Earth and Planetary Science Letters*, 363: 97-108. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2012.12.017>
- Porter, S.C. (2000) - Snowline depression in the tropics during the Last Glaciation. *Quaternary Science Reviews*, 20(10): 1067-1091. [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(00\)00178-5](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(00)00178-5)
- Racoviteanu, A.E.; Arnaud, Y.; Williams, M.W. & Ordoñez, J. (2008) - Decadal changes in glacier parameters in the Cordillera Blanca, Peru, derived from remote sensing. *Journal of Glaciology*, 54(186): 499-510. <https://doi.org/10.3189/002214308785836922>
- Rea, B.R. (2009) - Defining modern day Area-Altitude Balance Ratios (AABRs) and their use in glacier-climate reconstructions. *Quaternary Science Reviews*, 28(3-4): 237-248. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2008.10.011>
- Robador, A.; Rodríguez, R.; Carcavilla, L.; Samsó, J. & Martínez, A. (2020) - *Parque Nacional de Ordesa y Monte Perdido: guía geológica*. Instituto Geológico y Minero de España; Organismo Autónomo Parques Nacionales, 227 p. (consulta: marzo 2022). <https://bit.ly/3YVAejl>
- Schauwecker, S.; Rohrer, M.; Huggel, C.; Endries, J.; Montoya, N.; Neukom, R.; Perry, B.; Salzmann, N.; Schwarb, M. & Suarez, W. (2017) - The freezing level in the tropical Andes, Peru: An indicator for present and future glacier extents. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 122(10): 5172-5189. <https://doi.org/10.1002/2016JD025943>
- Selby, M.J. (1980) - A rock mass strength classification for geomorphic purposes: with tests from Antarctica and New Zealand. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 24(1): 31-51. <https://doi.org/10.1127/zfg/24/1984/31>
- Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología del Perú. (2020) - *Boletín climático nacional: monitoreo y pronóstico del clima*. n. 12 (diciembre 2020). Senamhi. <https://hdl.handle.net/20.500.12542/678>
- Shakesby, R.A.; Matthews, J.A. & Owen, G. (2006) - The Schmidt hammer as a relative-age dating tool and its potential for calibrated-age dating in Holocene glaciated environments. *Quaternary Science Reviews*, 25(21-22): 2846-2867. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2006.07.011>
- 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>
- Sutherland, D.G. (1984) - Modern glacier characteristics as a basis for inferring former climates with particular reference to the Loch Lomond Stadial. *Quaternary Science Reviews*, 3(4): 291-309. [https://doi.org/10.1016/0277-3791\(84\)90010-6](https://doi.org/10.1016/0277-3791(84)90010-6)
- Siame, L.; Bellier, O. & Sébrier, M. (2006) - Active tectonics in the Argentine Precordillera and Western Sierras Pampeanas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 61(4): 604-619. <https://bit.ly/3PFH9IU>
- Silverio, W. & Jaquet, J.M. (2005) - Glacial cover mapping (1987–1996) of the Cordillera Blanca (Peru) using satellite imagery. *Remote Sensing of Environment*, 95(3): 342-350. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2004.12.012>
- Silverio, W. & Jaquet, J.M. (2017) - Evaluating glacier fluctuations in Cordillera Blanca (Peru) by remote sensing between 1987 and 2016 in the context of ENSO. *Archives des Sciences*, 69: 145-162. <https://archive-ouverte.unige.ch/unige:98197>
- Sjöberg, R. (1990) - Measurement and calibration of weathering processes and lichenometric investigations on a wave washed moraine, Bådamalén, on the upper Norrland coast, Sweden. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, 72(3-4): 319-327. <https://doi.org/10.1080/04353676.1990.11880326>
- Sjöberg, R. & Broadbent, N. (1991) - Measurement and calibration of weathering using the Schmidt hammer, on wave washed moraines on the upper Norrland coast, Sweden. *Earth Surface Processes and Landforms*, 16(1): 57-64. <https://doi.org/10.1002/esp.3290160107>
- Smith, J.A.; Farber, D.L.; Finkel, R.C.; Rodbell, D.T. & Seltzer, G. (2009) - Late Quaternary Glaciations in the Central Peruvian Andes (10° - 11° S) and Evidence for a Link to Heinrich Events. American Geophysical Union, Spring Meeting 2009 Abstract id. PP12A-02.
- Smith J.A.; Seltzer G.O.; Farber, D.L.; Rodbell, D.T. & Finkel, R.C. (2005) - Early local last glacial maximum in the Tropical Andes. *Science*, 308(5722): 678-681. <https://doi.org/10.1126/science.1107075>

- Smith, J.A. & Rodbell, D.T. (2010) - Cross-cutting moraines reveal evidence for North Atlantic influence on glaciers in the tropical Andes. *Journal of Quaternary Science*, 25(3): 243-248. <https://doi.org/10.1002/jqs.1393>
- Solomina, O.; Jomelli, V.; Kaser, G.; Ames, A.; Berger, B. & Pouyaud, B. (2007) - Lichenometry in the Cordillera Blanca, Peru: "Little Ice Age" moraine chronology. *Global and Planetary Change*, 59(1-4): 225-235. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2006.11.016>
- Strahler, Arthur N. & Strahler, Alan H. (1989) - *Geografía física*, 3a ed. Barcelona: Omega, 550 p.
- Sulca, J.; Takahashi, K.; Espinoza, J.C.; Vuille, M. & Lavado-Casimiro, W. (2018) - Impacts of different ENSO flavors and tropical Pacific convection variability (ITCZ, SPCZ) on austral summer rainfall in South America, with a focus on Peru. *International Journal of Climatology*, 38(1): 420-435. <https://doi.org/10.1002/joc.5185>
- Thompson, L.G.; Mosley-Thompson, E.; Dansgaard, W. & Grootes, P.M. (1986) - The Little Ice Age as recorded in the stratigraphy of the tropical Quelccaya ice cap. *Science*, 234(4774): 361-364. <https://doi.org/10.1126/science.234.4774.361>
- Thompson, L.G.; Mosley-Thompson, E. & Thompson, P. (1993) - Reconstruction of interannual climate variability from tropical and subtropical ice-core records. En: Diaz, H. & Markgraf, V., eds. *El Niño: historical and paleoclimatic aspects of the southern oscillation*. Cambridge University Press, p. 295-322.
- Thompson, L.G.; Mosley-Thompson, E.; Davis, M.E.; Lin, P.N.; Henderson, K.A.; Cole-Dai, J.; Bolzan, J.F. & Liu, K.B. (1995) - Late glacial stage and Holocene tropical ice core records from Huascarán, Peru. *Science*, 269(5220): 46-50. <https://doi.org/10.1126/science.269.5220.46>
- Tordocillo, J. & Rojas, J. (2013) - Estimación del cambio de volumen del Glaciar Champará en la Cordillera Blanca de Ancash a partir de datos de Satélite en el Periodo 2000-2010. *Revista Científica Ingetecno*, 2(1): 1-9.
- Torres, J.; Colonia, D.; Haeblerli, W.; Giráldez, C.; Frey, H. & Huggel, H. (2014) - Thickness and volumes of glaciers in the Andes of Peru estimated with satellite data and digital terrain information. En: Geophysical Research Abstracts, vol.16, EGU2014-13759.
- Úbeda, J. (2011) - *El impacto del cambio climático en los glaciares del complejo volcánico nevado Coropuna (Cordillera Occidental de los Andes Centrales)*. Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid, Madrid, 595 p.
- Úbeda, J.; Bonshoms, M.; Iparraguirre, J.; Sáez, L.; De la Fuente, R., ; Janssen, L.; Concha, R.; Vásquez, P. & Masías, P. (2018) - Prospecting glacial ages and Paleoclimatic reconstructions Northeastward of Nevado Coropuna (16 S, 73 W, 6377 m), arid tropical Andes. *Geosciences*, 8(8) : 307. <https://doi.org/10.3390/geosciences8080307>
- Úbeda, J.; Vásquez, E. P.; Concha, R. F.; Masías, P. J.; Bustamante, M.; Gómez, R.; Iparraguirre, J.; Barrientos, Í.; Luna, G. & Astete, I. (2021) - Evidencias de la teleconexión enfriamiento boreal/glaciares tropicales al Suroeste del Nevado Hualcán (Cordillera Blanca, Perú). En: Congreso Peruano de Geología, 19, Lima, 2018. *Resúmenes ampliados*. Lima: Sociedad Geológica del Perú, p. 810-815.
- Úbeda, J.; Yoshikawa, K.; Pari, W.; Palacios, D.; Macías, P.; Apaza, F.; Ccallata, B.; Miranda, R.; Concha, R.; Vásquez, P. & Cruz, R. (2015) - *Geophysical surveys on permafrost in Coropuna and Chachani volcanoes (southern Peru)*. En : EGU General Assembly Conference Abstracts Vienna, Austria. p. id.12592).
- Uriarte, A. (2003) - *Historia del clima de la Tierra*. Gobierno Vasco, 305 p.
- Van der Veen, C.J. (1999) - *Fundamentals of glacier dynamics*. Rotterdam: A.A. Balkema, 462 p.
- Vaughan, D.G. (2003) - G. Kaser and H. Osmaston 2002. Tropical glaciers. Cambridge, etc., Cambridge University Press, xx + 207 pp. + map. (International Hydrology Series.) ISBN 0-521-63333-8, hardback, £75/US\$110. *Journal of Glaciology*, 49(165): 323-323. <https://doi.org/10.3189/172756503781830782>
- Vuille, M.; Francou, B.; Wagnon, P.; Juen, I.; Kaser, G.; Mark, B.G. & Bradley, R.S. (2008) - Climate change and tropical Andean glaciers: Past, present and future. *Earth-Science Reviews*, 89(3-4): 79-96. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2008.04.002>
- Winkler, S.; Matthews, J.A.; Shakesby, R.A. & Dresser, P.Q. (2003) - Glacier variations in Breheimen, southern Norway: dating Little Ice Age moraine sequences at

seven low-altitude glaciers. *Journal of Quaternary Science*, 18(5): 395-413. <https://doi.org/10.1002/jqs.756>

Wise, J.M. & Noble, D.C. (2003) - Geomorphic evolution of the Cordillera Blanca, northern Peru. *Boletín Sociedad Geológica del Perú*, (96): 43-63.

Yoshikawa, K.; Úbeda, J.; Masías, P.; Pari, W.; Apaza, F.; Vásquez, P.; Ccallata, B.; Concha, R.; Luna, G.; Iparraguirre, J.; Ramos, I.; De la Cruz, G.; Cruz, R.; Pellitero, R. & Bonshoms, M. (2020) - Current thermal state of permafrost in the southern Peruvian Andes and potential impact from El Niño–Southern Oscillation (ENSO). *Permafrost and Periglacial Processes*, 31(4): 598-609. <https://doi.org/10.1002/ppp.2064>

## RELACIÓN DE MAPAS E ILUSTRACIONES

### Mapas

- Mapa 1** Mapa geomorfológico del valle glaciar Chucchún, Cordillera Blanca, Áncash
- Mapa 2** Mapa geomorfológico del valle glaciar Parón, Cordillera Blanca, Áncash
- Mapa 3** Mapa de reconstrucción de paleoglaciares del valle glaciar Chucchún, Cordillera Blanca, Áncash
- Mapa 4** Mapa de reconstrucción de paleoglaciares del valle glaciar Parón, Cordillera Blanca, Áncash

### Figuras

- Figura 1.1** Mapa de ubicación de la Cordillera Blanca y las zonas de trabajo
- Figura 1.2** Vertientes montañosas con glaciares en los alrededores de la laguna Parón
- Figura 1.3** Morrena de tipo “rampa” al frente de la laguna Parón; se forma generalmente en valles alimentados por varios circos glaciares. Las vistas corresponden al glaciar Jatunraju (Fotografía de la derecha tomada de Emmer et al., 2014, la figura fue tomada de Iturrizaga, 2018)
- Figura 1.4** Saltos topográficos producto de la sobreexcavación glaciar en la parte alta del valle Parón (Iturrizaga, 2018)
- Figura 1.5** Glaciares y lagunas en la vertiente suroccidental del nevado Hualcán. Las líneas negras y azules muestran los sistemas de grietas glaciares y las flechas la dirección de los flujos de hielo.
- Figura 1.6** Barranco formado por sobreexcavación glaciar en el valle Chucchún
- Figura 1.7** Variación de la temperatura global desde hace 540 Ma con respecto al promedio 1960-1990 (Fuente: Modificado de <http://gers.net/>)
- Figura 1.8** Variación desde hace ~420 ka de tres indicadores esenciales sobre cambios climáticos: concentración de CO<sub>2</sub> en la atmósfera (verde), anomalía de temperatura (rojo) y nivel global de los océanos (azul). El gráfico demuestra que existe una correlación muy clara entre las variables. Modificado de Hasen et al., 2013.
- Figura 1.9** Representación de a) la emisión de icebergs desde los glaciares de Norteamérica al Océano Atlántico (Fuente: Munyikwa et al., 2020); y b) transmisión de agua dulce y descarga de sedimentos glaciares, como consecuencia del deshielo (Fuente: Uriarte, 2004)
- Figura 1.10** Promedios mensuales de precipitación 1998-2007 registrados por satélite en la Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM-NASA). El triángulo negro muestra la localización de la Cordillera Blanca (Modificado de Úbeda et al., 2018)
- Figura 2.1** Mapa de ubicación de la Cordillera Blanca que incluye en la parte inferior una imagen tridimensional que señala algunas de sus montañas más importantes
- Figura 2.2** arriba: expansión actual de los glaciares en la Cordillera Blanca; abajo: reconstrucción aproximada durante el Último Máximo Glaciar (LGM ~35ka). Reconstrucción realizada con base en el análisis geomorfológico (Concha, 2017)
- Figura 2.3** Unidades litoestratigráficas e intrusivas de la Cordillera Blanca y alrededores

- Figura 2.4** izquierda: fotografía del año 1952 en el segmento norte de la Cordillera Blanca cerca del nevado Alpamayo donde la falla muestra un desnivel topográfico de más de mil metros; derecha: fotografía del año 1948 donde la falla muestra escarpes métricos cerca de la quebrada Cojup y también se observa la huella del aluvión de 1941 que afectó a la ciudad de Huaraz
- Figura 2.5** Block diagrama esquematizado del contexto geológico-estructural del emplazamiento de la Cordillera Blanca (CB) y su relación con la Cordillera Negra (CN) y la depresión del Callejón de Huaylas. El relieve actual de la vertiente occidental de la CB se debe principalmente a la última etapa de exhumación del Batolito de la CB, la deformación extensional a lo largo del sistema de fallas normales de la CB y los procesos erosivos y sedimentarios de la acción glaciar durante el Pleistoceno y Holoceno.
- Figura 2.6** Mapa geológico-estructural regional del área de la Cordillera Blanca
- Figura 2.7** Diagrama bioclimático de la estación de Pomabamba, ubicada al noreste de la Cordillera Blanca (Fernández-Sánchez et al., 2022)
- Figura 2.8** Esquema que muestra la zonificación y dinámica glaciar (Huggett, 2007)
- Figura 2.9** Cresta supraglaciar afectada por la gelifracción cerca de la laguna Cullicocha, Cordillera Blanca (Fuente de la figura: [https://www.goconqr.com/es/p/11394993?dont\\_count=true&frame=true&fs=true](https://www.goconqr.com/es/p/11394993?dont_count=true&frame=true&fs=true))
- Figura 2.10** a) esquema que muestra un valle glaciar colmatado de hielo durante su máxima expansión y b) el mismo valle, sobreexcavado, luego de la retirada de los hielos (Strahler & Strahler, 1989)
- Figura 2.11** Vista panorámica del valle Cullicocha (extremo norte de la Cordillera Blanca) donde se aprecian umbrales rocosos por encima de las cubetas de sobreexcavación glaciar
- Figura 2.12** izquierda: esquema del proceso de abrasión glaciar ([http://enciclopedia.us.es/index.php/Relieve\\_glaciar](http://enciclopedia.us.es/index.php/Relieve_glaciar)); derecha: superficie rocosa con huellas de pulimento y arranque glaciar en la cuenca Paltay (Cordillera Blanca)
- Figura 2.13** Cortes transversales de un valle glaciar que muestra la formación de una morrena lateral, construida en muchos casos por detritos procedentes de la actividad periglacial en las laderas del valle (Iturrizaga, 2018)
- Figura 2.14** Crestas morrénicas de distintas fases glaciares en el valle de Mullaca (Cordillera Blanca).
- Figura 2.15** Composición interna de un glaciar cuya carga formada por materiales detríticos queda expuesta a medida que la masa de hielo se degrada (Fuente: Strahler & Strahler, 1989). La fotografía muestra un glaciar degradado en el valle de Llaca (Cordillera Blanca).
- Figura 2.16** Esquema del perfil longitudinal de un glaciar mostrando la descomposición de la fuerza de la gravedad en el plano de la vertiente y la carga de fondo transportada por el flujo de hielo (Úbeda, 2011)
- Figura 2.17** A la izquierda, se muestra la representación de valles colmatados de hielo, donde interactúan procesos glaciares y periglaciares, a la derecha, un relieve escalonado post glaciar, con evidencias geomorfológicas de la erosión y transporte glaciar del pasado (tomado de <https://www.igme.es/LibrosE/GuiasGeo/libros.htm>)
- Figura 3.1** izquierda: en primer plano, la laguna Artesoncocha represada por una morrena M1, al fondo se observa una pequeña parte de la laguna Parón flanqueada por una morrena M2; derecha: morrenas laterales M2 y M3 emplazadas sobre la pampa de Sonquil (valle Chucchún)
- Figura 3.2** Vista panorámica de las morrenas emplazadas en el valle Chucchún, el cual muestra una gran llanura lacustre (Pampa de Sonquil) represada por morrenas M3
- Figura 3.3** Llanuras de obturación dispuestas de manera escalonada en el valle Chucchún
- Figura 3.4** a) imágenes del satélite PLEIADES; b) DEM de 0.5 m de resolución del valle Parón; en la parte inferior se muestra una ampliación de las áreas señaladas con un cuadro rojo
- Figura 3.5** izquierda: DEM del valle Chucchún de 3 m de resolución generado a partir de imágenes del satélite SPOT7; derecha: ampliación del área señalada, que muestra un DEM de 56 cm de resolución obtenido a partir del vuelo de un dron.

- Figura 3.6** izquierda: deslizamientos activos en laderas internas de morrenas recientes (PEH) que represan la laguna Artesoncocha en el valle de Parón; derecha: se observa cicatrices de deslizamientos en laderas internas de morrenas antiguas (LGM) en la margen derecha del río Chucchún
- Figura 3.7** Representación de la reconstrucción paleoglaciaria sobre una imagen satelital y un DEM en base a evidencias geomorfológicas como morrenas, bordes de sobreexcavación y abrasión glaciaria en la vertiente occidental de los nevados Pirámide y Chacaraju en el valle Parón
- Figura 4.1** Representación idealizada de la descomposición de la radiación cósmica primaria en radiación cósmica secundaria, sobre la parte alta del valle Parón. Imagen inspirada de Licciardi et al., 2009
- Figura 4.2** Representación idealizada de los intervalos de declinación y orientación del horizonte en el valle Chucchún (SO del Nevado Hualcán)
- Figura 4.3** a) chancadora de mandíbulas; b) tamizadora y tamices; c) horno para el secado; d) limpiador ultrasónico de tamices; Dirección de Laboratorios del INGEMMET
- Figura 4.4** izquierda: separador magnético Frantz utilizado para separar cuarzos y feldespatos del resto de las muestras; derecha: control de calidad de una de las muestras, antes (a) y después (b) de la separación magnética
- Figura 4.5** Esquema del acelerador de partículas ASTER (CEREGE)
- Figura 4.6** Edades y ubicación de algunas muestras recogidas al suroeste del nevado Hualcán (valle Chucchún)
- Figura 4.7** Cartografía geomorfológica representando la localización de las muestras que fueron datadas, las morrenas de los grupos M1-M5 y el promedio de edades de cada fase glaciaria.
- Figura 4.8** Ampliación de las zonas enmarcadas en la figura anterior, que muestra el detalle de la ubicación de las edades obtenidas: M1 cerca de las lagunas en la cabecera del valle, M2 a la salida del barranco que separa la parte alta de la pampa Sonquil, M3 en las márgenes externas de la Pampa Sonquil, M4 a la salida de la Pampa Sonquil sobre el río Chucchún, M5 en la parte alta de la margen derecha del valle (por encima de la Pampa Sonquil). Las edades de color rojo son datos atípicos y corresponden a edades envejecidas por herencia cosmogénica, mientras que las edades en color morado son edades rejuvenecidas por erosión.
- Figura 4.9** Cronogramas representando, según se explica en el texto, las edades glaciares cosmogénicas, sus rangos de error, el grupo de morrenas al que pertenecen y su interpretación paleoclimática
- Figura 4.10** Acumulación neta (m) en la superficie del glaciar Quelccaya. La línea azul representa las desviaciones con respecto al promedio del periodo comprendido entre los años 1000 y 1984 de nuestra era. El área de color celeste muestra el último periodo donde la desviación típica superó el promedio de la serie, es decir, el periodo donde la acumulación neta de hielo que está asociada a las precipitaciones fue mayor. Elaborado utilizando la serie de datos original, disponible en [www.ncdc.noaa.gov](http://www.ncdc.noaa.gov) (Thompson et al., 1992).
- Figura 4.11** Distribución de las edades obtenidas durante los periodos PEH, Óptimo Cálido Medieval, YD y OD
- Figura 4.12** Distribución de las edades obtenidas durante los periodos LGM alta, baja, externa y el penúltimo ciclo glaciario
- Figura 4.13** Valores promedio (R) de cada bloque morrénico en 5 distintas fases glaciares (De Marcos et al., 2019)
- Figura 5.1** En ambos lados: representación cartográfica de los glaciares, como polígonos azules sobre un DEM. Izquierda: líneas de flujo (en color rojo). Derecha: centroides o espesores centrales a lo largo de cada línea de flujo (puntos verdes)
- Figura 5.2** Ejemplo de sección transversal utilizada para el cálculo del factor de forma en el valle Chucchún
- Figura 5.3** Representación de las líneas de flujo durante el Último Máximo Glaciario en el valle Chucchún
- Figura 5.4** Variación de áreas y volúmenes glaciares en los valles de Parón y Chucchún
- Figura 5.5** Extensiones glaciares para distintos escenarios en los valles Parón y Chucchún
- Figura 5.6** Mapas de espesores glaciares en el valle Parón
- Figura 5.7** Mapas de espesores glaciares en el valle Chucchún

- Figura 5.8** Distribución porcentual de espesores glaciares en diferentes escenarios estudiados en la cuenca Parón.
- Figura 5.9** Distribución porcentual de espesores glaciares en diferentes escenarios estudiados en la cuenca Chucchún
- Figura 5.10** Hipsometría de distribución del área glaciar en el valle Parón}
- Figura 5.11** Hipsometría de distribución del área glaciar en el valle Chucchún
- Figura 6.1** Modelo del impacto de los cambios climáticos en los glaciares, interpretado como la evolución conjunta de ELAg y ELAc (Úbeda, 2011)
- Figura 6.2** Representación idealizada de la ELA en el valle Parón. AABR es el método utilizado para el cálculo de la ELA. El gráfico muestra también el vínculo de la precipitación (P) y la temperatura (T) con la ELA y la ecuación de Porter (2001), que relaciona la variación de la temperatura y la ELA con el gradiente térmico vertical (GTV)
- Figura 6.3** Datos del balance de masa (2004-2014). El eje vertical representa la altitud en metros y coincide con el valor  $b = 0$  mm. Por tanto, dicho eje separa la zona de acumulación de la zona de ablación. El cruce de cada curva de balance de masa anual con el eje vertical indica el nivel de la ELAm, donde el balance de masa se equilibra ( $b = 0$  mm)
- Figura 6.4** Línea de tendencia de la distribución de ELAs de monitoreo anual (ELAm) interceptando el balance de masa equivalente a 0 mm a una altitud de 5009 m s. n. m., valor que indica la ELAm2003-2014 representativa de la serie de 12 años
- Figura 6.5** Superficies de las bandas altitudinales para cada año analizado del glaciar Artesonraju (2003-2014). Los resultados en color rojo marcan la altitud de la ELAm
- Figura 6.6** Evolución de las ELAs glaciares en los valles Parón (arriba) y Chucchún (abajo)
- Figura 6.7** Evolución de las áreas, volúmenes y temperaturas en el valle Parón
- Figura 6.8** Evolución de las áreas, volúmenes y temperaturas en el valle Chucchún

### Fotografías

- Fotografía 1.1** Cicatriz de desprendimiento rocoso en la cara norte del Nevado Huandoy
- Fotografía 1.2** Área de cumbres del Nevado Hualcán vista desde Pampa Sonquil, al suroeste de la montaña
- Fotografía 1.3** Pampa Sonquil vista desde la laguna 513
- Fotografía 2.1** Rocas volcánicas con pulimento glaciar del Grupo Calipuy cerca del nevado Pastoruri
- Fotografía 2.2** Rocas intrusivas en la vertiente norte del nevado Huandoy
- Fotografía 2.3** Abruptos relieves y profundos valles en los alrededores del nevado Santa Cruz, en el extremo norte de la Cordillera Blanca
- Fotografía 2.4** Altiplanicies y llanuras en los alrededores del nevado Jeullaraju, en el extremo sur de la Cordillera Blanca
- Fotografía 2.5** Morrenas de fondo y ablación alrededor de la laguna Tocla (valle Ishinca, Cordillera Blanca)
- Fotografía 3.1** Superficies rocosas con pulimento glaciar en los valles Parón y Chucchún
- Fotografía 3.2** Superficies de sobreexcavación glaciar en las zonas de estudio: a) margen izquierda del valle Parón a su salida; b) catarata proveniente de un valle glaciar colgado afluente al valle Parón; c) valle glaciar de Parón, tapizado en su fondo por rellenos sedimentarios; d) superficies de sobreexcavación formando un típico valle glaciar en forma de "U" en el valle Chucchún; e) cubeta de sobreexcavación glaciar que formó la laguna 513 en la cabecera del valle Chucchún
- Fotografía 3.3** Crestas, picos y paredes supraglaciares en la Cordillera Blanca: a) cara sur del nevado Artesonraju; b) cara occidental del nevado Chacaraju (a y b tomadas desde el valle Parón); c) cara sur del nevado Alpamayo; d) cara norte del nevado Artesonraju (c y d tomadas desde el valle glaciar de Santa Cruz); e) cara sur del nevado Chacaraju, tomada desde el valle de Ranrahirca

- Fotografía 3.4** Huellas de aluviones recientes en las zonas de estudio
- Fotografía 4.1** Mediciones realizadas con el Martillo Schmidt en el valle Chucchún
- Fotografía 4.2** a) y b) muestreo de la superficie de un bloque morrénico utilizando una amoladora a baterías, una comba y cinceles; c) malla de muestreo hecha con la amoladora antes de extraer la muestra con comba y cinceles; d) mediciones de la orientación y declinación del horizonte; e) libreta de apuntes; f) empaquetamiento de una las muestras (0.5-1 kg)
- Fotografía 4.3** Especialista del INGEMMET y el CEREGE realizando trabajos en el laboratorio (izquierda) y en el acelerador de partículas (derecha)

### **Cuadros**

- Cuadro 4.1** Relación de muestras datadas y sus características
- Cuadro 4.2** Edades cosmogénicas y su relación con fases frías del hemisferio norte y transgresiones de paleolagos en el altiplano boliviano
- Cuadro 5.1** Escenarios glaciares, su extensión y volúmenes para cada zona de estudio
- Cuadro 5.2** Desglaciación en área ( $\text{km}^2 \cdot \text{a}^{-1}$ ), volumen ( $\text{hm}^3 \cdot \text{a}^{-1}$ ) y porcentaje ( $\% \cdot \text{a}^{-1}$ ) perdido por año
- Cuadro 5.3** Otros estudios sobre la desglaciación en la Cordillera Blanca
- Cuadro 6.1** Variaciones de ELAs (m), temperaturas  $\Delta T$  ( $^{\circ}\text{C}$ ) y tasas de elevación anual en los valles Parón y Chucchún
- Cuadro 6.2** Variación de las temperaturas  $\Delta T$  ( $^{\circ}\text{C}$ ) respecto al 2016 en el valle Parón
- Cuadro 6.3** Variación de las temperaturas  $\Delta T$  ( $^{\circ}\text{C}$ ) respecto al 2016 en el valle Chucchún





Av. Canadá 1470 - San Borja, Lima 41, Perú

Teléfono: 051 - 1- 618 9800

Fax: 051-1-225-3063 | 051-1-225-4540

[www.gob.pe/ingemmet](http://www.gob.pe/ingemmet)

[comunicacion@ingemmet.gob.pe](mailto:comunicacion@ingemmet.gob.pe)