



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

**“EVIDENCIAS DEL CAMBIO CLIMÁTICO EN LOS ANDES  
CENTRALES PERUANOS, DERIVADOS DEL REGISTRO  
GEOMORFOLÓGICO - CORDILLERA HUAYTAPALLANA  
(JUNÍN, PERÚ)”**

Tesis para optar al  
Título Profesional de Ingeniero Geólogo.  
Presentado por:

Bach. Ángel Gonzalo Luna Guillen  
Bach. Igor Astete Farfán

---

Asesor:  
Msc. José Cárdenas Roque  
Asesor Externo:  
Dr. José Úbeda Palenque

Cusco — Perú  
2021

*Dedicatoria*

*A todas las personas que siempre estuvieron presentes en mi vida, dándome consejos y enseñándome de sus experiencias. En especial a mis padres Eulalia Guillen Ferro y Nicanor Luna Espinoza, quienes nunca dudaron en apoyarme, gracias a su trabajo, sacrificio y cariño hoy cumpla el primer paso de nuestro sueño.*

*A mis hermanas Gladys y Milagros, con quienes he compartido buenos y malos momentos y siempre estuvieron presentes para apoyarme.*

*A mis dos bellas sobrinas, que me recuerdan la ternura de la familia, a nunca perder la paciencia y que todos somos como niños con ganas de aprender.*

*Ángel Gonzalo Luna Guillen*

*Dedicatoria*

*A mis padres José Fernando Astete Victoria y Nayda Gladis Farfán Ángulo a quienes les debo todo en la vida y sin quienes nada hubiera sido posible.*

*A mi hermano Fernando que es un ejemplo de esfuerzo y modelo a seguir.*

*Igor Astete Farfán*

### *Agradecimientos*

Primero que nada, quiero agradecer a “Dios” quien se revela a Sí mismo en las armoniosas leyes del universo, que crearon montañas, ríos y glaciares por los cuales pude andar, y las estrellas bajo las que pude descansar a los pies de los más bellos Nevados de mi querido Perú.

A mis padres, que día a día me demostraron su amor, con su trabajo y dedicación, con la esperanza de verme algún día graduado.

Agradezco al Dr. José Úbeda, un amigo y maestro, quien guio y motivo este trabajo de tesis de quien aprendí que “*lo que aprendiste en el valle de nada te servirá en la montaña*”, una frase que aplico a diferentes entornos de mi vida.

A los Ing. Ronald Concha Niño de Guzmán y Pool Vasquez Choque, quienes una vez fueron mis mentores y guiaron mis primeros pasos por las montañas, en especial al Ing. Pool Vasquez quien lidero las salidas de campo para la recolección de información y sin su apoyo no hubiera sido posible este trabajo de tesis

Al Mgt. José D. Cárdenas Roque, uno de los maestros más dedicados en el ámbito universitario que he conocido.

A quienes fui conociendo a lo largo de este maravilloso mundo de la geología y hoy en día son mis amigos, quienes me enseñaron la importancia del orden, la solidaridad, perseverancia y trabajo, a Wai Long Ng Cutipa, Auria Luz Taya Castro, Rolando Cruz Encarnación y al Ing. Segundo Núñez Juárez mi actual mentor.

Agradezco al INGEMMET, por permitirme elaborar este trabajo de tesis y a todos los profesionales que allí laboran y a quienes debo gran parte de mi formación profesional.

Finalmente, como no agradecer a todos mis colegas con quienes compartí la vida universitaria: Jesús Quispe Cárdenas, Yhuli Palacios Año, Jessica Quispe Sánchez y todos mis amigos, que van realizando sus anhelos y de quienes estoy muy orgulloso.

*Ángel Gonzalo Luna Guillen*

### *Agradecimientos*

Al Mgt. Jose Cárdenas Roque por los conocimientos impartidos en esta gran casa de estudios, docente digno de admiración.

A Ronald Concha, Briant García grandes geólogos y amigos.

A José Úbeda, Pool Vásquez, y Joshua Iparraguirre colegas y amigos sin los que este proyecto no hubiera sido posible.

Al Instituto Geológico Minero y Metalúrgico casa de formación e investigación

*Igor Astete Farfán*

## Resumen

El objetivo de este trabajo ha sido evaluar la desglaciación del Nevado Huaytapallana ( $11^{\circ}53'S$ ,  $75^{\circ}03'W$ , 5558 m), cota culminante de la Cordillera del mismo nombre, que se extiende a lo largo de 18 km, con dirección NW-SE, en la vertiente amazónica de los Andes Centrales orientales de Perú. Con esa finalidad se ha realizado una cartografía geomorfológica delimitando las formas del relieve generadas por el último avance de los glaciares. A falta de dataciones absolutas se ha considerado que esa última expansión culminó durante la Pequeña Edad del Hielo (PEH), última fase de avance glaciar reconocida en todo el planeta, que terminó a finales del siglo XIX (año 1850). El mapa geomorfológico se ha completado cartografiando la extensión de los glaciares en la PEH, en 1962 (usando fotografías aéreas) y en 2016 (sobre una imagen de satélite spot 6 de resolución 6m/px). La delimitación de los glaciares ha permitido evaluar la desglaciación en términos de reducción de superficie ( $\text{km}^2$ ), disminución de volumen de hielo ( $\text{Mm}^3$ ) y elevación de la altitud de la línea de equilibrio, Equilibrium Line Altitude o ELA (metros sobre el nivel del mar). Durante su última expansión (PEH), los glaciares alcanzaron una superficie de  $52 \text{ km}^2$  y un volumen de  $2041 \text{ Mm}^3$ . Además, la ELA descendió hasta 4985 m, de modo que el área de acumulación de los glaciares abarcaba un intervalo de 505 m, entre la ELA y la altitud máxima de las lenguas de hielo (5490 m). Los resultados obtenidos permiten cuantificar la desglaciación posterior, con respecto a las dimensiones alcanzadas en la última expansión. En 1962, la superficie ( $32 \text{ km}^2$ ) se había reducido un 62%, el volumen ( $951 \text{ Mm}^3$ ) había disminuido un 47% y la ELA (5038 m) se había elevado 53 m, reduciendo el intervalo de la zona de acumulación a 452 m. Comparando con el último avance, en 2016, la superficie de los glaciares ( $14 \text{ km}^2$ ) se había reducido un 73%, el volumen ( $242 \text{ Mm}^3$ ) había disminuido un 88% y la ELA (5164 m) se había elevado 179 m, de forma que el intervalo de la zona de acumulación había disminuido a 326 m. En términos porcentuales, la disminución de superficie es similar en ambos períodos, 1962-2016 (56%) y PEH-1962 (62%). Sin embargo, la reducción del volumen es notablemente mayor en 1962-2016 (75%) que en PEH-1962 (47%). La tendencia de la ELA también parece confirmar la aceleración de la desglaciación, porque su elevación durante el período 1962-2016 (126 m) duplicó la elevación observada durante el período PEH-1962 (53 m). El uso de data logger de temperatura permitieron, caracterizar la temperatura actual en el ambiente glaciar,  $T_{2016} 1.98^{\circ}\text{C}$ , en base a este dato se determinó la variación del gradiente térmico vertical ( $0.0061^{\circ}\text{C/m}$ ) y se reconstruyeron las  $T_{1962} 1.19^{\circ}\text{C}$ , y  $T_{\text{PEH}} 0.85^{\circ}\text{C}$ .

Las proyecciones en base regresiones lineales, de los valores obtenidos de ELA,  $T^{\circ}$ , volumen y extensión glaciar muestran, que el rango de extinción de las masas de hielo se encuentra entre los años 2078 y 2114, donde la  $T^{\circ}$  alcanzaría un máximo de  $4.47^{\circ}\text{C}$  y la ELA, sobrepasaría la cota máxima de la Cordillera Huaytapallana (558 m s.n.m).

Finalmente, como parte del trabajo se han identificado 12 bloques de hielo inestables en la cabecera de la cuenca Shullcas, que en el peor de los escenarios podría producir avalanchas que impacten sobre las lagunas Chuspicocha, Lazo Huntay, Peñacocha y Ancapuachanan, generando un flujo de detritos de  $4 \text{ Mm}^3$ , con una concentración de sedimento Cv: 0.45, que llegaría a la ciudad de Huancayo en aproximadamente 2 horas.

# Índice general

<b>Resumen .....</b>	<b>1</b>
<b>Capítulo I .....</b>	<b>6</b>
<b>ASPECTOS GENERALES .....</b>	<b>6</b>
1.1. INTRODUCCIÓN .....	6
1.2. UBICACIÓN Y EXTENSIÓN .....	7
1.3. ACCESIBILIDAD.....	7
1.4. PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA.....	8
1.5. FORMULACIÓN DEL PROBLEMA .....	9
1.6. OBJETIVOS .....	9
1.6.1. OBJETIVO GENERAL .....	9
1.6.2. OBJETIVOS ESPECÍFICOS .....	9
1.7. HIPÓTESIS. ....	10
1.8. METODOLOGÍA DE TRABAJO .....	10
1.8.1. ETAPA DE PRE-CAMPO (Gabinete I) .....	10
1.8.2. ETAPA DE CAMPO .....	10
1.8.3. ETAPA DE POST-CAMPO (Gabinete II) .....	10
1.9. MARCO REFERENCIAL.....	11
1.9.1. MARCO TEÓRICO (ANTECEDENTES) .....	11
1.9.2. MARCO CONCEPTUAL.....	17
<b>Capítulo II .....</b>	<b>32</b>
<b>CONTEXTO GEOLÓGICO, ESTRUCTURAL Y .....</b>	<b>32</b>
<b>GEOMORFOLÓGICO .....</b>	<b>32</b>
2.1. GEOLOGÍA.....	32
2.2. UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS .....	35
2.2.1. Precámbrico .....	35
2.2.2. Paleozoico .....	38
2.2.3. Mesozoico .....	38
2.2.4. Cenozoico .....	39
2.2.5. Rocas Ígneas.....	42
2.3. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL.....	44
2.4. MARCO GEOMORFOLÓGICO (FISIOGRAFÍA) .....	46
A. MONTAÑAS (MR) .....	46
B. LOMADAS Y COLINAS (RC).....	46
C. MORRENAS (Mo) .....	46

E. VALLE GLACIAR CON LAGUNA (VII-g/l) .....	47
<b>Capítulo III .....</b>	<b>50</b>
<b>GEOMORFOLOGÍA GLACIAR EN EL NEVADO HUAYTAPALLANA .....</b>	<b>50</b>
3.1. INTRODUCCIÓN.....	50
3.2. GEOFORMAS EN AMBIENTES GLACIARES Y PERI- GLACIARES.....	51
3.2.2. GEOFORMAS DE CARÁCTER DEPOSICIONAL O AGRADACIONAL.....	58
3.2.3. GEOFORMAS DE CARÁCTER TECTÓNICO DEGRADACIONAL .....	69
<b>Capítulo IV.....</b>	<b>72</b>
<b>DELIMITACIÓN Y ANÁLISIS DE LA EXTENSIÓN GLACIAR DEL NEVADO HUAYTAPALLANA .....</b>	<b>72</b>
4.1. INTRODUCCIÓN.....	72
4.2. METODOLOGÍA .....	72
4.2.1. DELIMITACIÓN DE CONTORNOS GLACIARES DURANTE EL 2016.....	72
4.2.2. DELIMITACIÓN DE CONTORNOS GLACIARES DURANTE 1962. ....	77
4.2.3. DELIMITACIÓN DE CONTORNOS GLACIARES DURANTE LA PEQUEÑA EDAD DEL HIELO (PEH) ~ AÑO 1850. ....	83
4.3. RESULTADOS.....	88
4.3.1. ANÁLISIS COMPARATIVO ENTRE LA EXTENSIÓN GLACIAR DE 2016, 1962 Y LA PEH 88	
4.3.2. DETERMINACIÓN DEL NÚMERO DE LAGUNAS FORMADAS ENTRE LA PEH-1962 Y 1962 Y 2016 .....	91
<b>Capítulo V.....</b>	<b>94</b>
<b>CÁLCULO DE VOLÚMENES .....</b>	<b>94</b>
<b>GLACIARES Y PALEOGLACIARES (Mm<sup>3</sup>) .....</b>	<b>94</b>
5.1. INTRODUCCIÓN.....	94
5.2. METODOLOGÍA .....	94
5.2.1. ESTIMACIÓN DE VOLÚMENES GLACIARES EN EL 2016 .....	94
5.2.2. ESTIMACIÓN DE VOLÚMENES GLACIARES EN 1962 Y LA PEH. ....	112
A) GLARE (Glacier reconstruction) .....	112
B) Delimitación glaciar en 1962 y la PEH.....	116
C) Preparación y corrección del modelo de elevación digital. ....	116
D) Elaboración de perfiles transversales para el cálculo de factores de forma .....	117
E) Digitalización de flow lines .....	120
F) Aplicación de la herramienta GlaRe .....	122
5.3. RESULTADOS.....	130
5.3.1. ANÁLISIS COMPARATIVO ENTRE LOS ESPESORES GLACIARES DE 2016, 1962 Y LA PEH- 130	
5.3.2. DETERMINACIÓN DE OVERDEEPENINGS (SOBREDEPRESIONES) EN LECHOS GLACIARES Y POSIBLES LAGOS FUTUROS EN LA CORDILLERA HUAYTAPALLANA.....	135
<b>Capítulo VI.....</b>	<b>143</b>
<b>RECONSTRUCCIÓN DE LA ALTITUD DE LA LÍNEA DE EQUILIBRIO DE LOS GLACIARES Y PALEOGLACIARES.....</b>	<b>143</b>

6.1.	INTRODUCCIÓN.....	143
6.2.	METODOLOGÍA .....	144
6.2.1.	MÉTODO DE CÁLCULO DE ELA Y PALEOELAS EN LA CORDILLERA HUAYTAPALLANA 144	
6.2.2.	APLICACIÓN DE LA HERRAMIENTA ELA CALCULA -TION. ....	146
6.3.	RESULTADOS.....	147
6.3.1.	CÁLCULO DE LA ELA ABR (ELA GEOMORFOLÓGICA) .....	147
6.3.2.	PROYECCIÓN DE LA ELA A FUTURO .....	149
<b>Capítulo VII.....</b>		<b>156</b>
<b>RECONSTRUCCIÓN PALEO CLIMÁTICA DURANTE LA PEH Y 1962 EN BASE AL DESNIVEL DE LA ELA.</b> .....		<b>156</b>
7.1.	INTRODUCCIÓN.....	156
7.2.	METODOLOGÍA .....	156
7.2.1	PROCESO DE INSTALACIÓN Y RECOLECCIÓN DE DATOS DE TEMPERATURA (DIC2015 – NOV2018) EN LA CORDILLERA HUAYTAPALLANA.....	156
7.2.2.	TRATAMIENTO ESTADÍSTICO DE LOS REGISTROS DE SENSORES .....	162
7.2.3.	CÁLCULO DEL GRADIENTE TÉRMICO VERTICAL.....	164
7.2.4.	ESTIMACIONES PALEO CLIMÁTICAS DE TEMPERATURA .....	164
7.3.	RESULTADOS.....	164
7.3.1.	VARIACIÓN DE LA TEMPERATURA ACTUAL (2016-2017) A PARTIR DE REGISTROS DIARIOS EN INTERVALOS DE 30 MIN .....	164
7.3.2.	GRADIENTE TÉRMICO VERTICAL PARA EL VALLE DEL GLACIAR YANA UCSHA .....	166
7.3.3.	PALEO TEMPERATURA EN LA PEH Y 1962.....	166
	Conociendo los valores de las ELAS PEH, 1962 y 2016, el GTV, y la temperatura en al menos uno de los escenarios fue posible determinar la variación de temperaturas entre los diferentes años de estudio (tabla 7.4) .....	166
<b>Capítulo VIII.....</b>		<b>168</b>
<b>PELIGROS GEOLÓGICOS DE ORIGEN GLACIAR.....</b>		<b>168</b>
8.1.	INTRODUCCIÓN.....	168
8.2.	METODOLOGÍA .....	168
8.2.1.	UBICACIÓN DE LA CUENCA DEL RÍO SHULLCAS.....	168
8.2.2.	ANÁLISIS DE EVENTOS HISTÓRICOS EN LA CUENCA DEL RÍO SHULLCAS.....	169
-	Aluvion del 28 de diciembre de 1990 .....	169
-	Aluvión 1969 .....	171
8.2.3.	ANÁLISIS DE LAGUNAS POTENCIALMENTE PELIGROSAS .....	173
-	Lagunas potencialmente peligrosas en la Cuenca del río Shullcas .....	173
-	Área y orientación de los glaciares que drenan a la cuenca del Río Shullcas .....	175
8.2.4.	SIMULACIÓN DE PELIGRO DE AVALANCHAS Y FLUJO DE DETRITOS. ....	176
8.2.5.	IDENTIFICACIÓN DE BLOQUES SUSCEPTIBLES A GENERAR AVALANCHA .....	178

8.3	RESULTADOS.....	180
8.3.1.	ESCENARIO DE AVALANCHAS .....	180
8.3.2.	SIMULACIÓN DE ALUVIÓN, EN LA CUENCA SHULLCAS.....	184
	<b>CONCLUSIONES.....</b>	<b>190</b>
	<b>RECOMENDACIONES.....</b>	<b>192</b>
	<b>REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....</b>	<b>193</b>

# Capítulo I

## ASPECTOS GENERALES

### 1.1. INTRODUCCIÓN

Los Andes peruanos albergan el 71 %, de los glaciares tropicales del Mundo (Licciardi et al., 2009), distribuidas en 19 Cordilleras nevadas, una de ellas es la Cordillera del complejo Huaytapallana, ubicada al este de Huancayo. Esta Cordillera es un segmento de la Cordillera Oriental del Perú, ubicada dentro del departamento de Junín, cuyas aguas provenientes del deshielo de sus glaciares tropicales, drenan a la hoya amazónica del Perú, por medio de los ríos Mantaro y Perené, que a su vez representan fuente de agua, para la subsistencia de ciudades y poblados importantes, como la ciudad de Huancayo.

Los glaciares tropicales son indicadores sensibles del cambio climático, la variación en las precipitaciones, temperaturas y cualquier otra condición climática, afecta de manera directa a la extensión de las masas de hielo glaciario, modificando las características geomorfológicas de su entorno y el volumen de sus masas de hielo (reserva hídrica), por estas razones comprender su evolución desde el pasado, resulta imperativo para entender su comportamiento a futuro y desarrollar planes de adaptabilidad ante estos cambios.

En los Andes peruanos se conservan evidencias geomorfológicas de avances y retrocesos glaciares, que reflejan respectivamente épocas con mayor enfriamiento y/o humedad y mayor calentamiento y/o aridez, por ejemplo: “La pequeña edad de hielo” que fue el último período frío globalmente reconocido en los Andes centrales, tuvo lugar entre los años 1500 y 1850-1890, según indican los isótopos de oxígeno en testigos de hielo del glaciar Quelccaya (Thompson et al., 1986), dataciones liqueneométricas en la Cordillera Blanca (Jomelli et al., 2009);(Solomina et al., 2007) y dataciones cosmogénicas  $^{10}\text{Be}$  en la Cordillera Vilcabamba (Licciardi et al., 2009). Esas oscilaciones climáticas quedaron registradas en forma de depósitos morrénicos y lechos rocosos pulidos, modelados por masas de hielo que ya no están presentes o se han retirado vertiente arriba en las montañas, con las cuales es posible reconstruir extensiones glaciares en el pasado, porque, comprender eventos pasados de los glaciares andinos es imprescindible para predecir respuestas al futuro cambio climático y sus consecuencias para los recursos (Licciardi et al., 2009), estas máximas extensiones glaciares y paleoglaciares sirven como base para reconstruir la ELA (equilibrium line altitude o altitud de la línea de equilibrio), que es la elevación promedio donde, durante un intervalo de tiempo de un año hidrológico, la acumulación es igual a la ablación, así, el balance de masa en esta línea teóricamente es igual a cero (Cogley et al., 2011). El valor de elevación de la ELA guarda relación con la precipitación y temperatura (Ahlmann, 1924),(Ahlmann, 1948), (Loewe, 1971), (Kotlyakov & Krenke, 1982), (Braithwaite & Olesen, 1985), (Ohmura, 1992), Braithwaite, 2008), lo que permite determinar uno de los dos parámetros siempre que se conozca el otro (normalmente la temperatura) (Pellitero et al., 2015).

Es así, que este trabajo, busca reconstruir la expansión de los glaciares en tres escenarios (PEH, 1962, 2016) y analizar la variación espacio-temporal de sus áreas ( $\text{km}^2$ ) y volúmenes ( $\text{Mm}^3$ ), que permitirán estimar las ELAS y paleo temperaturas ( $^{\circ}\text{C}$ ), pasadas y futuras.

## 1.2. UBICACIÓN Y EXTENSIÓN

El área de estudio abarca la Cordillera Huaytapallana (elevación máxima 5558 m s.n.m) que se encuentra ubicada en el centro del Perú, políticamente hablando se encuentra en la región Junín entre las provincias de Huancayo y Concepción, aproximadamente a 24 km al noreste de la ciudad de Huancayo (Figura 1.2).

El área de estudio está delimitada por las coordenadas de la tabla 1.1. y abarca el límite del cuadrángulo de Jauja, (24-m) (1:100 000) de Ingemmet, respectivamente (Figura 1.1)

Hidrológicamente las aguas de escorrentía pluvial y del deshielo de los glaciares de la Cordillera Huaytapallana, pertenecen a las cuencas Mantaro y Perene (mismo nombre de los ríos principales), ambas cuencas a su vez pertenecen a la región hidrográfica del Río Amazonas.

El área de estudio abarca 162.3 km<sup>2</sup> y está delimitada por las coordenadas en la tabla 1.1.

Tabla 1.1: Coordenadas UTM que delimitan el área de estudio de la Cordillera Huaytapallana.

<b>Vértices</b>	<i>Coordenadas UTM (zona 18 S)</i>		<i>Coordenadas geográficas</i>	
	<i>Coordenadas "X" (Metros)</i>	<i>Coordenadas "Y" (Metros)</i>	<i>Latitud</i>	<i>Longitud</i>
<b>1</b>	502159.85	8681555.19	11°55'36.01"S	74°58'48.62"O
<b>2</b>	490111.74	8696663.89	11°47'24.10"S	75° 5'26.78"O
<b>3</b>	483514.09	8691462.45	11°50'13.33"S	75° 9'4.87"O
<b>4</b>	495722.88	8676174.37	11°58'31.19"S	75° 2'21.46"O

## 1.3. ACCESIBILIDAD

La accesibilidad desde la ciudad de Lima es posible por vía terrestre por la Carretera Central hasta la ciudad de la Oroya, y en dirección suroeste, pasando por la ciudad de Jauja, hasta la ciudad de Huancayo; desde este punto es posible acceder a las diferentes localidades para realizar los estudios correspondientes. Hacia el noroeste de este punto (Huancayo), está la provincia de concepción, donde existe un desvío pasando el poblado de Muchac, en dirección sureste, que permite el acercamiento a los glaciares Muradayo y Putcacocha; así mismo desde el poblado de Concepción (mismo nombre que el distrito), existe una carretera asfaltada que conecta con la localidad de Comas, desde donde se puede acercarse a los ambientes periglaciares de los nevados Puihuan, ventanilla y Anchigrande, además desde la ciudad de Huancayo la unión de una carretera afirmada y trocha carrozable permiten el acercamiento al nevado Huaytapallana (5554 msnm), hasta un albergue turístico que sirve como campamento base, desde donde se puede tomar distintos caminos, para llegar hasta las lagunas: Lazo Huntay, Peñacocha, Ancapuachanan, Chuspicocha, Cocha Grande, Carhuacocha y lagunas Chuho ubicadas al pie de los glaciares del cerro Chuspi, Huaytapallana, Muradayo, etc. En algunos casos es necesario caminar por alrededor de 3 a 4 horas, para acceder a zonas glaciares y periglaciares más lejanas donde no existe acceso para vehículos, Hacia el noreste de este mismo punto (albergue-campamento base), una carretera afirmada de más de 120 km baja hasta el poblado de Santa Rosa, volviendo a subir

hacia el Sureste y permite el acceso a la parte sur de la zona de estudio, hasta pasar por el distrito de Lampa y la comunidad de Ocoro. (Figura 1.3)

## **1.4. PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA**

La aceleración del cambio climático se manifiesta de diversas maneras en nuestro entorno, por ejemplo: la atmósfera y la superficie oceánica tienden a aumentar de temperatura, los niveles del mar se incrementan y las masas de hielo ubicadas en las Cordilleras tropicales se reducen en área y volumen.

Datos meteorológicos comparativos, indican que durante los últimos 50 años la temperatura de los Andes ha aumentado 0.1°C/década y las proyecciones modelo del cambio climático en los Andes tropicales indican un continuo calentamiento de la troposfera tropical a lo largo del siglo XXI (Vuille et al., 2008); además de ello, datos globales de la temperatura del aire, calculados por una tendencia lineal muestran un calentamiento de 0.85 [0.65 a 1.06] ° C durante el período de 1880 a 2012, (IPCC, 2014). Estas proyecciones no son favorables para el desarrollo y permanencia de masas de hielo en las Cordilleras de los Andes Tropicales, los cuales abastecen de agua a diversos poblados, caso de la Cordillera Huaytapallana cuyas aguas de deshielo drenan a las cuencas del río Mantaro y Perene, las cuales pertenecen a la región hidrográfica del Amazonas.

Actualmente, no se han utilizado técnicas basadas en SIG, para determinar el volumen de masas de hielo y reservas hídricas que almacena la Cordillera Huaytapallana, estos cálculos permitirían conocer las variaciones de la ELAg, así entender su comportamiento pasado, nos permitiría estimar su comportamiento futuro, y poder estimar el tiempo crítico de reducción de reservas de hielo glaciar.

Teniendo en cuenta que los glaciares tropicales son indicadores sensibles al cambio climático, especialmente a las variaciones de temperatura y precipitación (Kaser y Osmaston, 2002), significaría una segura desglaciación de la Cordillera Huaytapallana a largo y/o corto plazo, sujeto a los cambios en los regímenes de precipitación y temperatura (Barry y Seimon, 2000; Barnett et al., 2005; Francou y Coudrain, 2005; Bradley et al., 2006; Diaz et al., 2006; Vuille, 2006; Vergara et al., 2007). Es por todo esto que es necesario identificar y cuantificar las evidencias del cambio en los glaciares de la Cordillera Huaytapallana.

## **1.5. FORMULACIÓN DEL PROBLEMA**

Del planteamiento del problema se deduce que en la Cordillera Huaytapallana: no existe un cartografiado detallado de los contornos glaciares actuales y pasados, así como de las geofformas relacionadas a estos procesos, una estimación del área correlacionada a un determinado volumen en la PEH, 1962 y 2016, ni las fluctuaciones de la Elevación de la Línea de Equilibrio (ELA), a través del tiempo desde el siglo XIX (Último avance glaciar mundialmente reconocido denominado “La Pequeña Edad del Hielo” ~1850), con un régimen de temperatura creciente, debido al cambio climático, además; De allí que se plantea la siguiente pregunta:

¿Cuáles son las evidencias del cambio climático en la Cordillera Huaytapallana, y cómo la configuración geomorfológica glaciar puede ayudarnos a entender el pasado glaciar y sus implicaciones a futuro?

Cuyos problemas específicos son:

- ¿Cómo ha cambiado el relieve (geomorfología), producto de la dinámica glaciar desde la PEH?
- ¿Cuál fue la extensión de los glaciares de la Cordillera Huaytapallana en la PEH, 1962 y el año 2016?
- ¿Cuál fue el volumen de hielo de los glaciares de la Cordillera Huaytapallana en la PEH, 1962 y 2016?
- ¿Cuál fue la altura de la línea de equilibrio entre la PEH, 1962 y 2016, y la variación de la temperatura con la que se relaciona?
- ¿Cuál podría ser el comportamiento futuro de las masas de hielo glaciar de la Cordillera Huaytapallana?

## **1.6. OBJETIVOS**

### **1.6.1. OBJETIVO GENERAL**

Evidenciar los efectos del cambio climático en los glaciares de la Cordillera Huaytapallana.

### **1.6.2. OBJETIVOS ESPECÍFICOS**

- Determinar las unidades geomorfológicas de origen glaciar y periglaciar en la Cordillera Huaytapallana.
- Determinar la extensión glaciar durante la PEH, 1962 y 2016.
- Determinar los volúmenes de hielo durante la PEH, 1962 y 2016 utilizando herramientas geospaciales de reconstrucción paleoglaciar.
- Determinar la relación entre el ascenso de las ELAs y evolución de la temperatura, en los 3 períodos de estudio.
- Determinar la temperatura en el 2016 y las paleo temperaturas en la PEH y 1962.

- Determinar la respuesta futura de las masas glaciares en la Cordillera Huaytapallana.

## **1.7. HIPÓTESIS.**

El cambio climático se evidencia en la reducción de los glaciares de la Cordillera Huaytapallana; mediante el estudio y cartografiado del registro geomorfológico de antiguos avances glaciares es posible evidenciar el proceso de desglaciación en términos de extensión (km<sup>2</sup>), volumen (Mm<sup>3</sup>) y ascenso de la ELA (m), desde la PEH hasta el año 2016, así como la variación de temperatura (°C) con la cual se relacionan; esto a su vez serviría para hacer proyecciones más precisas del comportamiento de las masas de hielo.

## **1.8. METODOLOGÍA DE TRABAJO**

Para llevar a cabo el presente estudio, se realizó el análisis geomorfológico, asistido por imágenes satelitales fotografías aéreas y trabajos de campo, dichas actividades se realizaron de manera paulatina siguiendo los siguientes lineamientos:

### **1.8.1. ETAPA DE PRE-CAMPO (Gabinete I)**

- Recopilación y revisión de la información bibliográfica.
- Recopilación de datos previos en la zona de estudio.
- Adquisición de imágenes, fotografías aéreas y modelos de elevación digital de la zona de estudio.
- Fotointerpretación sobre datos obtenidos por sensores remotos y fotografías aéreas de 1962.
- Definición de rutas de acceso para la etapa de campo.
- Planeamiento de recuperación de sensores termométricos instalados en años pasados en la Cordillera Huaytapallana

### **1.8.2. ETAPA DE CAMPO**

- Reconocimiento de la zona de estudio.
- Cartografiado geomorfológico de relieves de origen glaciar y periglacial.
- Toma de muestras de roca para la validación de información litoestratigráficas.
- Medidas in-situ de los espesores glaciares (frentes glaciares) accesibles en la Cordillera Huaytapallana.
- Registro fotográfico del área de estudio.

### **1.8.3. ETAPA DE POST-CAMPO (Gabinete II)**

- Análisis de la información recabada en campo
- Procesamientos de fotografías aéreas para la obtención de un solo orto- mosaico para 1962.

- Elaboración, corrección, e interpretación del mapa geomorfológico glaciar en la Cordillera Huaytapallana.
- Aplicación de las metodologías GlaRe y herramientas GlabTop y ELA CALCULATION a través de sistemas de información geográfica (ARC GIS) para realizar el cálculo de espesores glaciares, paleoglaciares y ELAs.
- Elaboración de mapas de evolución glaciar (extensional y volumétricamente).
- Análisis de resultados.
- Redacción de tesis

## 1.9. MARCO REFERENCIAL

### 1.9.1. MARCO TEÓRICO (ANTECEDENTES)

**En 1983, Maza “ESTUDIO GEOLÓGICO Y GLACIOLÓGICO DEL NEVADO HUAYTAPALLANA Y SU INCIDENCIA EN LAS LAGUNAS DE LA CUENCA DEL RÍO SHULLCAS, HUANCAYO”.** Este trabajo de tesis plasma las labores de inspección y evaluación de daños que se realizó en la zona de desastre días después de haber ocurrido el aluvión del río Shullcas – Huancayo, el 28 de diciembre de 1998, haciendo un análisis desde su origen en el área glaciar de la Cordillera Huaytapallana, que viene a constituir la cabecera de la cuenca del río Shullcas. Donde se determinó que la causa del aluvión, fue una avalancha masiva de hielo y de roca que se desprendió de los glaciares colgados del nevado Huaytapallana, producto tanto de la dinámica de hielo asociado a factores sísmicos, geológicos, morfológicos y climáticos.

**En 1990, Dorbath et al., “SEISMICITY OF THE HUANCAYO BASIN (CENTRAL PERU) AND THE HUAYTAPALLANA FAULT”** Mediante un estudio micro sísmico, este trabajo determina que la mayoría de sismicidad de la región Huancayo este situado a lo largo de la falla Huaytapallana, ubicada a unos 170 km de la Cordillera Huaytapallana, dichos eventos sísmicos pueden afectar de manera indirecta la estabilidad de las morrenas y el flujo plástico de los glaciares, provocando agrietamientos y desprendimientos de hielo, sobre las lagunas glaciares.

**En 2011, Matos y Medina “INCIDENCIA DE LOS EVENTOS “EL NIÑO” Y LA NIÑA EN LA VARIACIÓN DE LA SUPERFICIE DEL GLACIAR HUAYTAPALLANA”**

En este trabajo, aplica la técnica multifractal, el método de la caja de contar, la diferencia normalizada del índice de nieve NDSI, y a la relación de bandas de imágenes satelitales 3/5, en el Nevado Huaytapallana, en los años en los que se presentaron los eventos, El Niño, La Niña y años normales desde 1987 al 2010. Con el objetivo de estimar la variación de la superficie glaciar por métodos convencionales y multifractales, Obteniendo como resultado una variación de 15 % (reducción de área) desde 1987 hasta el 2010 (23 años)

**EN 2011, Arroyo Y Guzmendi “CAMBIOS EN EL RÉGIMEN HÍDRICO DE LA LAGUNA LAZO HUNTAY Y CHUSPICOCHA POR VARIACIONES EN EL NEVADO HUAYTAPALLANA”**

El objetivo de este trabajo fue estimar los efectos de las variaciones de los torrentes de agua del Nevado Huaytapallana que emanan al sistema hídrico de las lagunas de Lazo Huntay y

Chuspicocha. Determinando que el régimen de acumulación, observado en los glaciares llega hasta los 50 mm equivalentes de agua entre los meses de diciembre a abril que corresponden al verano, En los meses de junio a octubre el régimen llega a niveles críticos de – 30mm-equivalente agua, proceso que se observa en la zona de ablación, además de ello determinan que la mayor aceleración en la fusión del glaciar se da entre los meses de junio a noviembre que corresponden a la estación de invierno.

**En 2012, Arroyo et al “IMPACTOS DE LAS ACTIVIDADES ANTRÓPICAS EN EL NEVADO HUAYTAPALLANA”,** Este trabajo explica la influencia de las actividades antrópicas en la variación de las capas de acumulación de nieve en los glaciares de la vertiente sur-occidental del nevado Huaytapallana, en el ciclo hidrológico 2011-2012, concluyendo que las actividades antrópicas de turismo vivencial afectan al glaciar con el 60% de impacto, las actividades de reforestación constituyen el 20%, y la actividad de pastoreo un 10%, Concentrándose el mayor daño en las altitudes bajas frentes glaciares).

**En 2013 López et al., “RECENT GLACIER RETREAT AND CLIMATE TRENDS IN CORDILLERA HUAYTAPALLANA, PERÚ”** En este trabajo se analizan 19 imágenes anuales Landsat, de 1984 al 2011 con el objetivo de determinar los cambios glaciares, elevación, de superficie y la línea de nieve de 6 áreas montañosas de la Cordillera Huaytapallana, estos autores sostienen que, a diferencia de otros lugares, la Cordillera Huaytapallana ha sido muy poco documentada, sus resultados señalan un incremento de precipitación durante el período de estudio de 28 años que provocó un retroceso en la cobertura glaciar del 55% y una la elevación de la línea de nieve en 93 a 157 metros, este trabajo también registra los fenómenos del Niño (más cálidos) y la Niña (más húmedos) , en este trabajo se pronostica una situación crítica para simulaciones del 2021 al 2050, que afectaría significativamente los recursos hídricos, la ecología y los peligros naturales de los alrededores.

**En 2016, Pedemonte “RECONSTRUCCIÓN DE LA HISTORIA TECTONOTERMAL DEL COMPLEJO HUAYTAPALLANA MEDIANTE GEOCROLOGÍA DE U-Pb EN MINERALES ACCESORIOS.”** En este estudio se examina la evolución tectonotermal de un segmento clave del basamento meta sedimentario de la Cordillera Oriental del Perú (El complejo Huaytapallana) y se demuestra que ha experimentado un evento orogénico de alto grado no antes documentado, ocurrido hace 260 Ma (pérmico medio), basado en dataciones U-Pb y Th-Pb en monacitas provenientes de paragneises, y dataciones de U-Pb en anillos de recrecimiento de zircones encontrados en el leucosoma, es así, que este trabajo nos da alcances del levantamiento orogénico de la Cordillera Huaytapallana y la litología que este presenta, puntos clave para determinar factores de forma en sus valles glaciares.

**En 2017, Mark et al., “GLACIER LOSS AND HYDRO-SOCIAL RISKS IN THE PERUVIAN ANDES”** Este trabajo analiza como el cambio climático y la recesión glaciar influyen en el ciclo hidrológico y afectan los recursos hídricos en una gama de sistemas socio ambientales, considerando como variables de estudio las transformaciones hidrológicas, cambios de la cobertura del suelo, percepciones de la disponibilidad del agua , para evaluar su relación con el cambio glaciar en la Cuenca del río Santa que drena la Cordillera Blanca al pacífico y la Cuenca del río Shullcas que drena el Macizo Huaytapallana hacia la ciudad de Huancayo.

**En 2018, Tarazona et al., “ANÁLISIS CUANTITATIVO DEL RETROCESO GLACIAR USANDO DATOS LANDSAT Y SAR EN LA CORDILLERA HUAYTAPALLANA”**

En este trabajo Tarazona et al., 2018, utiliza los índices NDSI para enmascarar los cuerpos de cobertura glaciar y cuantificar el área de retroceso glaciar del Nevado Huaytapallana usando imágenes ópticas Landsat (5, 7 y 8) desde 1990 al 2017, determinando un incremento de la cobertura nival en el 2011, 2012 y 2013, concluye que las variaciones y fluctuaciones que se han presentado están conectadas a los fenómenos ENSO (El Niño), influyendo en la pérdida de masa glaciar. Mientras que la Niña genera una anomalía positiva.

**En 2019, La Autoridad Nacional del Agua (ANA), “PROYECCIONES DE LAGUNAS FUTURAS EN LAS CORDILLERA GLACIARES DEL PERÚ”**

En este trabajo la ANA realiza el modelamiento del lecho glaciar con el modelo GlabTop (Glacier Bed Topography) (Linsbauer et al., 2009), con el objetivo de generar una base de datos geoespaciales que albergue posibles sitios de futuras lagunas, incluyendo estimaciones de áreas, volúmenes y una aproximación de los probables períodos de formación bajo condiciones constantes y aceleradas de retroceso glaciar en los Nevados del Perú, identificando así 287 sitios con depresiones en los lechos glaciares que podrían almacenar 231 millones de m<sup>3</sup>, de los cuales 6 se ubicaron en la Cordillera Huaytapallana. Para ello la Ana utiliza un modelo de elevación digital SRTM de 30m de resolución a diferencia del presente trabajo que utiliza la misma metodología con un modelo de elevación de 6m/px que ayudarían a disminuir la incertidumbre de resultados.

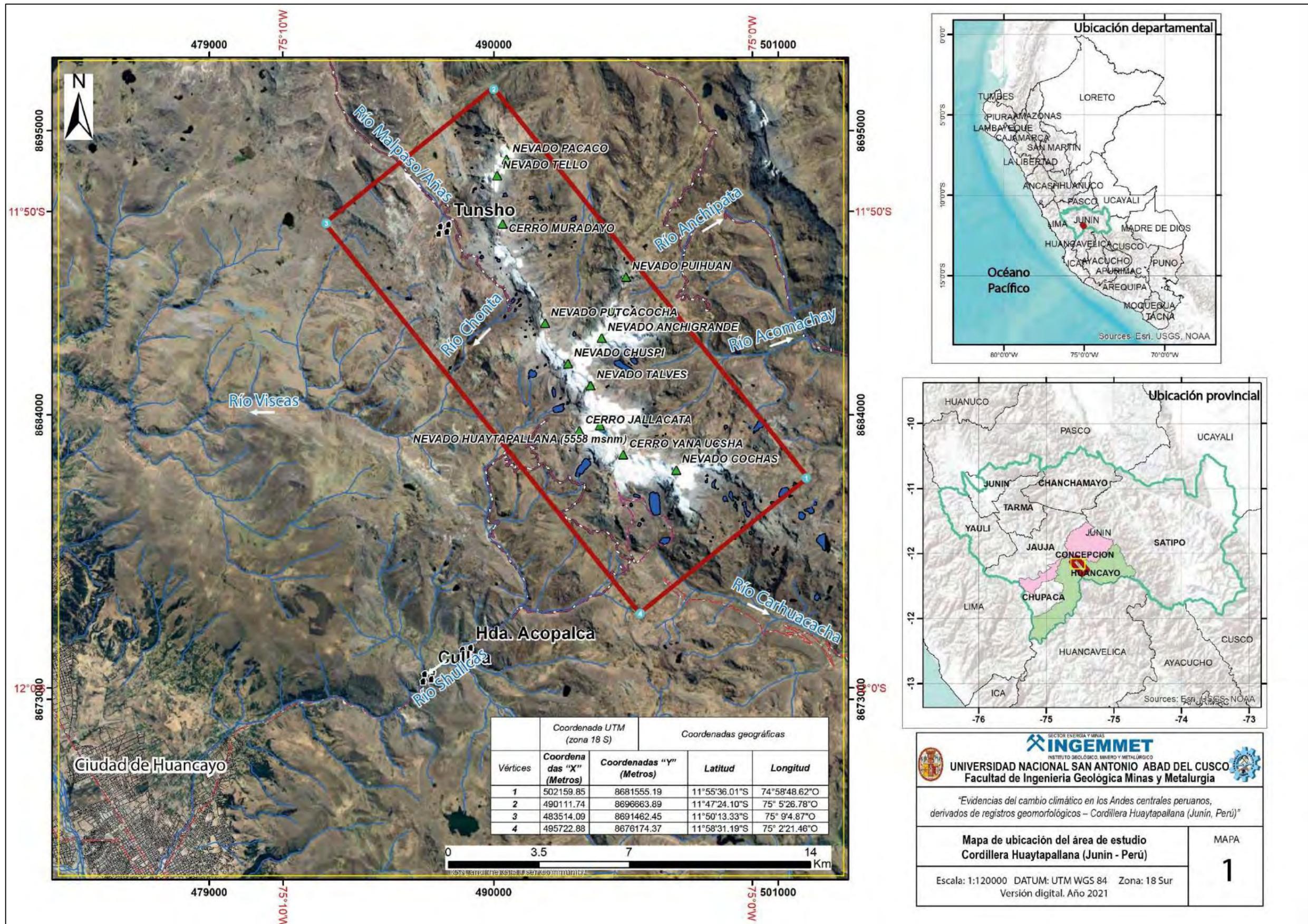


Figura 1.1. Mapa de ubicación del área de estudio (líneas entrecortadas) Correspondientes a la Cordillera Huaytapallana, los colores verde y celeste, representan zonas de valle, los colores rojos y marrón representan montañas y el color blanco a la Cordillera Huaytapallana (Fuente: Elaboración propia)

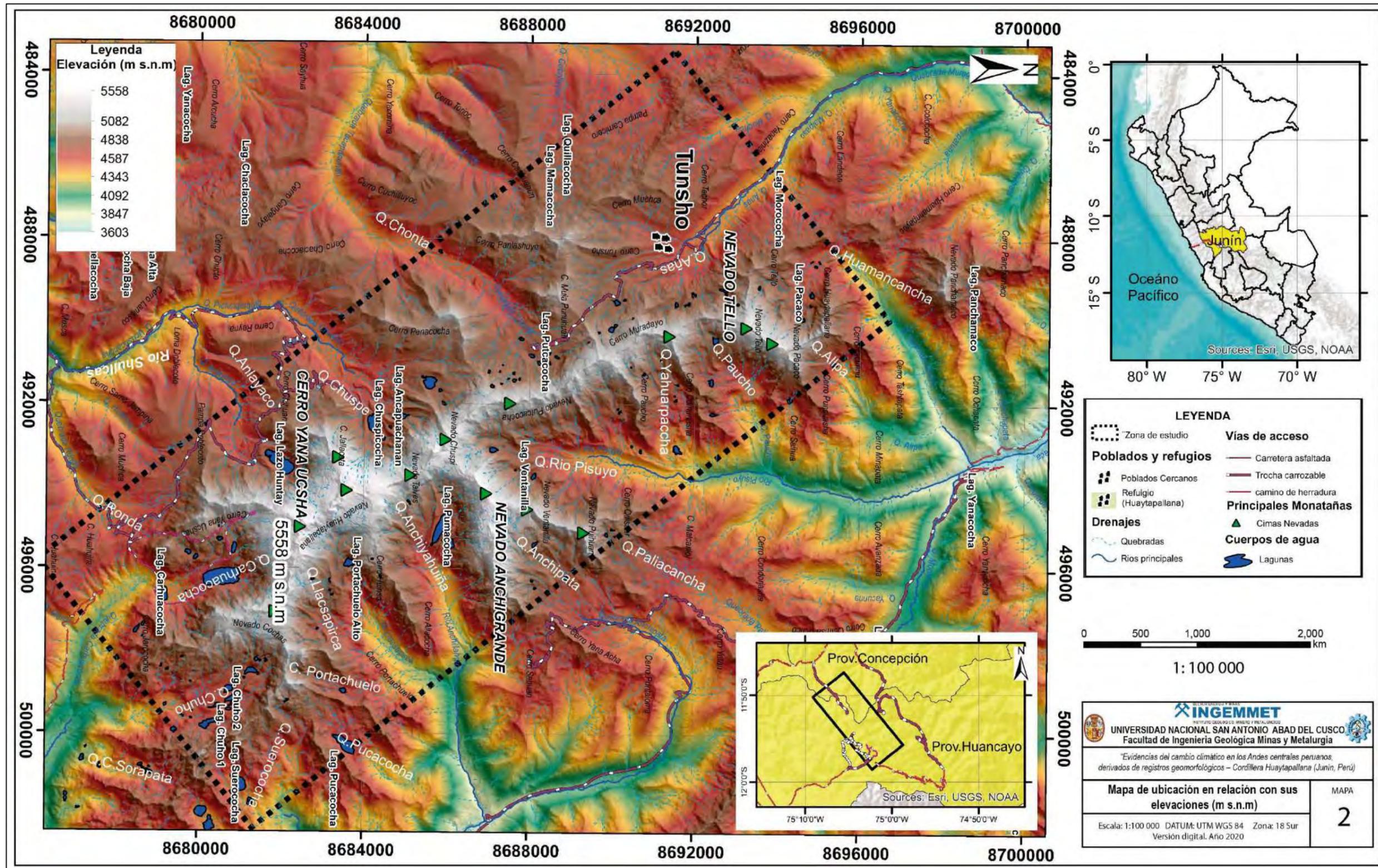


Figura 1.2. Muestra la relación de elevaciones en el área de estudio Cordillera Huaytapallana), elaborado a partir del modelo digital de elevaciones (DEM), spot de 6m/px.(fuente elaboración propia)

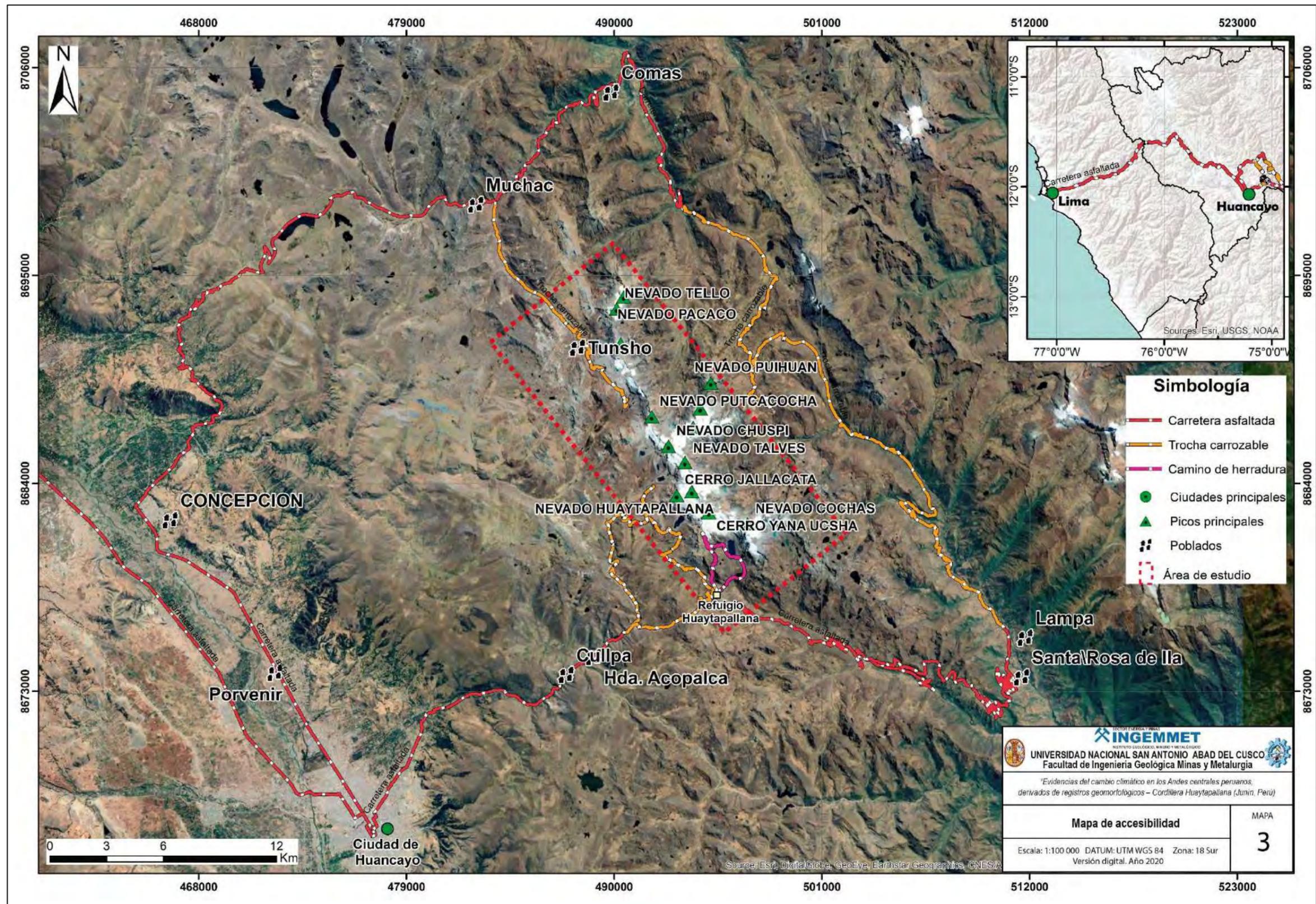


Figura 1.3. Muestra las vías principales de acceso al área de estudio, desde la ciudad de Huancayo (fuente: elaboración propia)

## 1.9.2. MARCO CONCEPTUAL

### a. Los glaciares, formación clasificación e influencia en el relieve

Un glaciar es una masa de hielo que se origina sobre la superficie terrestre por acumulación, compactación y recrystalización de la nieve (Tarbuck and Lutgens, 2005). Estas masas de hielo tienen un movimiento o fluidez producto de su peso y los efectos de la gravedad.

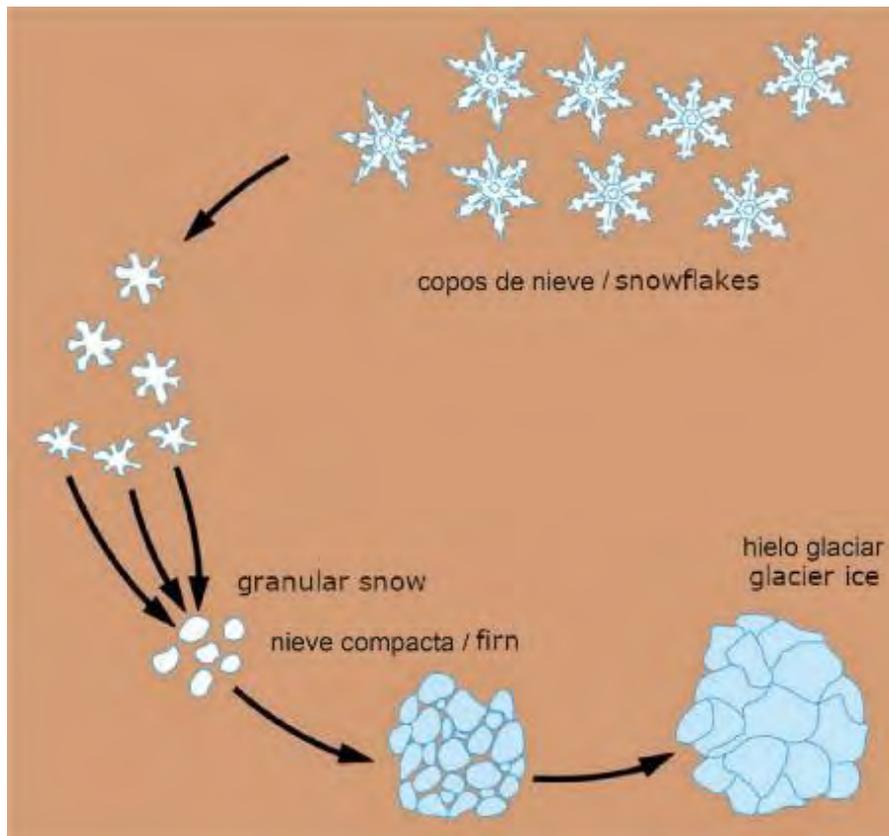


Figura 1. 4. Ciclo de la formación del hielo glaciar a partir de la compactación de la nieve. (Fuente Vatnajökull National Park website).

Las masas glaciares se forman bajo las siguientes condiciones de entorno:

1. Condiciones térmicas caracterizadas por la intensidad y duración del frío.
2. Precipitaciones sólidas (nieve) suficientes.
3. Topografía adecuada para la acumulación de nieve y su posterior transformación en hielo.
4. Balance permanente entre la innivación y fusión de nieve (Muñoz, 1995).

Los glaciares se forman en latitudes de baja radiación solar, donde el calor no es suficiente para provocar la fusión completa de los aportes pluviométricos recibidos en forma de nieves (Muñoz, 1995), estos aportes de nieve, llegan a compactarse y formar masas de hielo (glaciares) más o menos canalizadas que se mueven vertiente debajo de las montañas

producto de la gravedad y su propio peso, La dinámica glaciár modela el relieve de manera significativa (gran parte de la cual es observable, sólo cuando las masas de hielo se retiran.

### b. Clasificación de glaciares

Glaciares de valle o alpinos: se desarrollan en las partes altas de zonas montañosas o cordilleras, donde fluyen a manera de ríos congelados por los valles montañosos. Cada glaciár es en realidad una corriente de hielo, confinada por paredes rocosas escarpadas, que fluyen valle abajo desde un centro de acumulación cerca de su cabecera Tarbuck et. al (2005). Algunos pueden tener desde cientos de metros de largo hasta varios kilómetros.

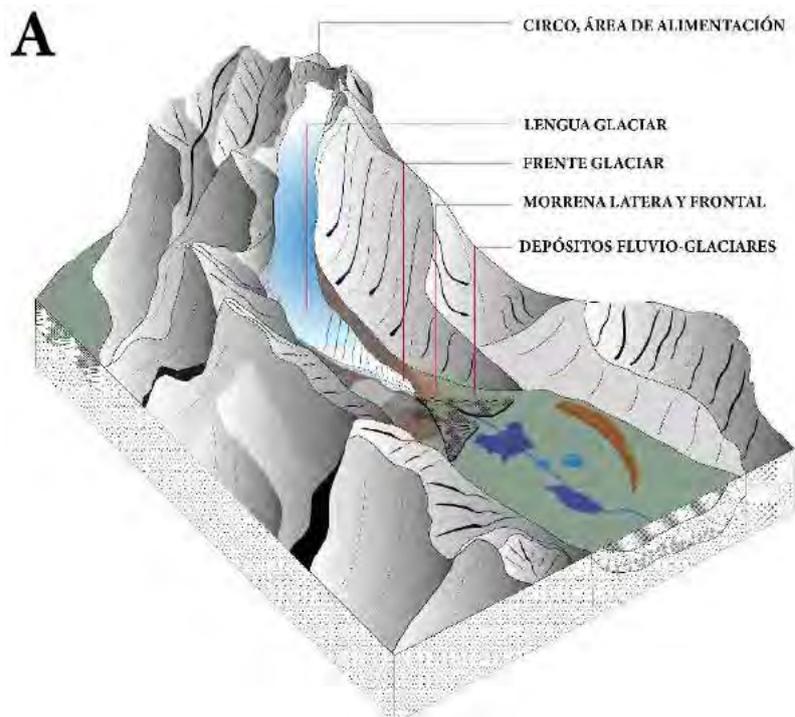


Figura 1. 5. Muestra un glaciar de montaña de tipo Alpino, con sus partes y principales depósitos. (fuente: Elaboración propia en – modelo esquemático del glaciar Sulcón en la región Junín)

Glaciares de casquete: A diferencia de los glaciares de valle, los glaciares de tipo casquete existen a una escala mucho mayor. La poca radiación solar anual total que alcanza los polos hace que estas regiones sean idóneas para grandes acumulaciones de hielo. Aunque en el pasado han existido muchos glaciares de casquete, sólo dos alcanzan este estatus en la actualidad Tarbuck et. al (2005) Groenlandia en el polo norte y la Antártida en el polo sur.

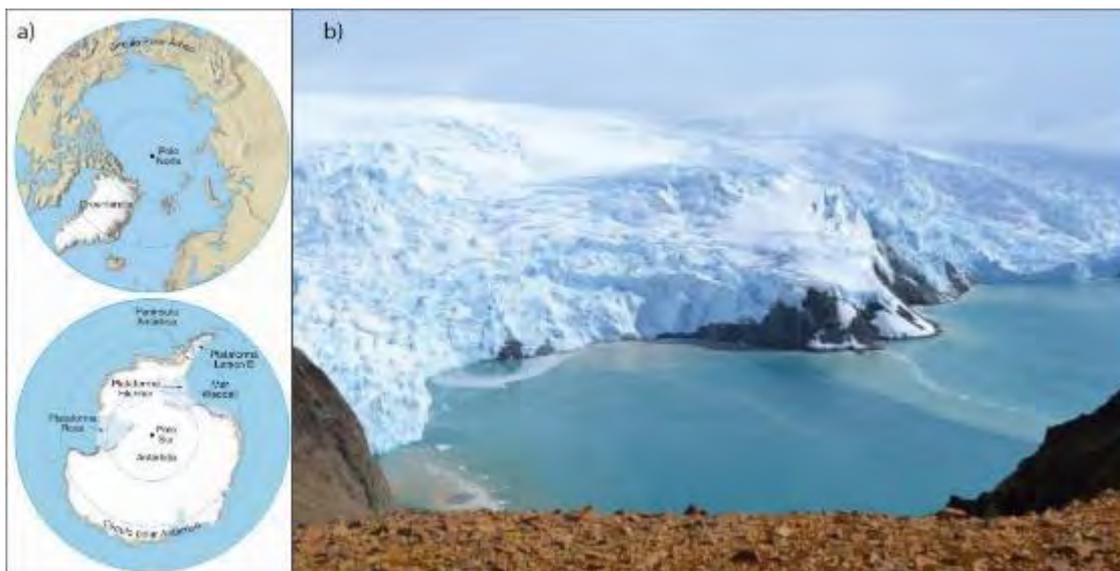


Figura 1. 6.a) Los dos únicos glaciares continentales de tipo casquete Groenlandia en el Polo Norte y la Antártica en el Polo Sur fuente (Tarbuck & Lutgens, 2005). A la derecha b) fotografía del glaciar Domeyko – Estación Machupicchu Antártida (fuente Wai Long, NG 2012)

### Otros tipos de glaciares

- Glaciares de meseta: Se desarrollan sobre tierras elevadas y mesetas, y entierran todo a su alrededor, y no alcanzan a tener un tamaño tan grande como los de casquete. Islandia posee los mejores ejemplos de este tipo de glaciares (Tarbuck & Lutgens, 2005).
- Glaciares de desbordamiento: Son alimentados por glaciares de casquete, Estas lenguas de hielo fluyen valle abajo extendiéndose hacia fuera de los márgenes de esas masas de hielo más grandes. Las lenguas son esencialmente glaciares de valle que se producen por el movimiento del hielo desde un casquete polar o un glaciar de casquete a través de terreno montañoso, hasta el mar. Cuando encuentran el mar, algunos glaciares de desbordamiento se expanden como plataformas glaciares flotantes. A menudo se producen muchos icebergs (Tarbuck & Lutgens, 2005).
- Glaciares de piedemonte: Ocupan tierras bajas amplias en las bases de montañas escarpadas y se forman cuando uno o más glaciares alpinos surgen de las paredes de confinamiento de los valles de montaña. En este caso, el hielo que avanza se expande formando una amplia cobertura de hielo (Tarbuck & Lutgens, 2005).

### c. Movimiento de los glaciares

Los glaciares no son masas de hielo inmóviles, sino que tienen un movimiento o flujo; este movimiento se da porque él se deforma en respuesta a la fuerza de la gravedad. Esta fuerza gravitatoria se deriva del hecho de que los glaciares se inclinan hacia su frente como resultado del desequilibrio espacial entre la acumulación y la ablación; La fuerza por unidad de área configurada dentro de una masa de hielo por gravedad que hace que se deforme se conoce como tensión de corte (Bennett & Glasser, 2009). La forma mediante cual fluye un glaciar es compleja y básicamente es de 2 tipos:

- El flujo plástico implica el movimiento dentro del hielo. El hielo se comporta como un sólido quebradizo hasta que la presión que tiene encima es equivalente al peso

de unos 50 metros de hielo. Una vez sobrepasada esta carga, el hielo se comporta como un material plástico y empieza a fluir.

- Deslizamiento glaciar En este proceso, el agua de fusión actúa probablemente como un gato hidráulico y quizá como un lubricante que ayuda al desplazamiento del hielo sobre la roca (Tarbuck & Lutgens, 2005).

#### **d. Erosión, transporte y registros glaciares**

Los glaciares o masas glaciares son capaces de provocar una gran erosión tanto basal como lateralmente. Esto queda en evidencia cada vez que visitamos las zonas montañosas en las Cordilleras nevadas, y observamos los picos, circos glaciares y valles glaciares los cuales fueron erosionados y moldeados por antiguas masas glaciares.

Los glaciares erosionan el terreno fundamentalmente de dos maneras: Arranque y erosión (Tarbuck & Lutgens, 2005). Arranque: al ser los glaciares grandes masas de hielo móviles, a medida que el flujo de hielo avanza por las superficies y lechos rocosos este ablanda, fractura y arranca e incorpora en su masa bloques y clastos de roca, todo esto ayudado por los procesos de crioclastia.

La abrasión es el segundo mecanismo de erosión de glaciar sería el efecto de producido por los bloques, fragmentos rocosos y sedimentos incorporados, así como el hielo mismo erosionan, pulen y pulverizan el lecho rocoso a su paso como si fuera papel lija. A ese material de roca pulverizado se le denomina harina de roca (Tarbuck & Lutgens, 2005). Dejando a su paso surcos y estrías glaciares las cuales nos indican la dirección que tuvieron los flujos glaciares en el pasado.

La velocidad de la erosión varía de escenario a escenario. Según (Tarbuck & Lutgens, 2005) está controlada por 4 factores fundamentales:

- Velocidad del movimiento glaciar.
- Espesor de la capa de hielo glaciar.
- Forma, abundancia y dureza de los bloques de roca contenidos en la masa de hielo
- Erosionabilidad del lecho rocoso.

Las variaciones en estos 4 factores explicarán las modificaciones y resultados morfológicos en los distintos escenarios o paisajes glaciares.

Producto de la erosión por arranque y abrasión glaciar se forman distintivas formas o geoformas de paisajes en ambientes glaciares, entre los más importantes tenemos:

- Valles glaciares: a diferencia de los valles fluviales con sus características forma en "V", los valles glaciares tienen un perfil en forma de "U". estos se forman cuando las lenguas glaciares ensanchan y excavan las superficies por las que discurren y si estas descienden por valles fluviales terminan enderezándose y puliendo todo a su paso. A veces lenguas glaciares descienden por valles principales terminan profundizando sus valles más que sus afluentes, y cuando los glaciares se retiran dejan lo que conocemos como valles glaciares colgados.

- **Circos glaciares:** En la cabecera donde comienzan los valles glaciares encontramos estructuras semicirculares con paredes escarpadas y picos pronunciados, es en este punto que nacen las lenguas glaciares.
- **Horns:** son picos piramidales agudos que sobresalen en la naciente de los valles glaciares, se forman cuando 2 o más circos se forman alrededor de una sola montaña.
- **Aristas:** las aristas son crestas sinuosas que descienden las cimas de los horns y se prolongan a lo largo de los valles glaciares.
- **Rocas aborregadas:** son formadas por acción de la abrasión glacial, cuando los glaciares suavizan y pulen el lecho rocoso dejándolo lizo y a veces con acanaladuras y estrías.

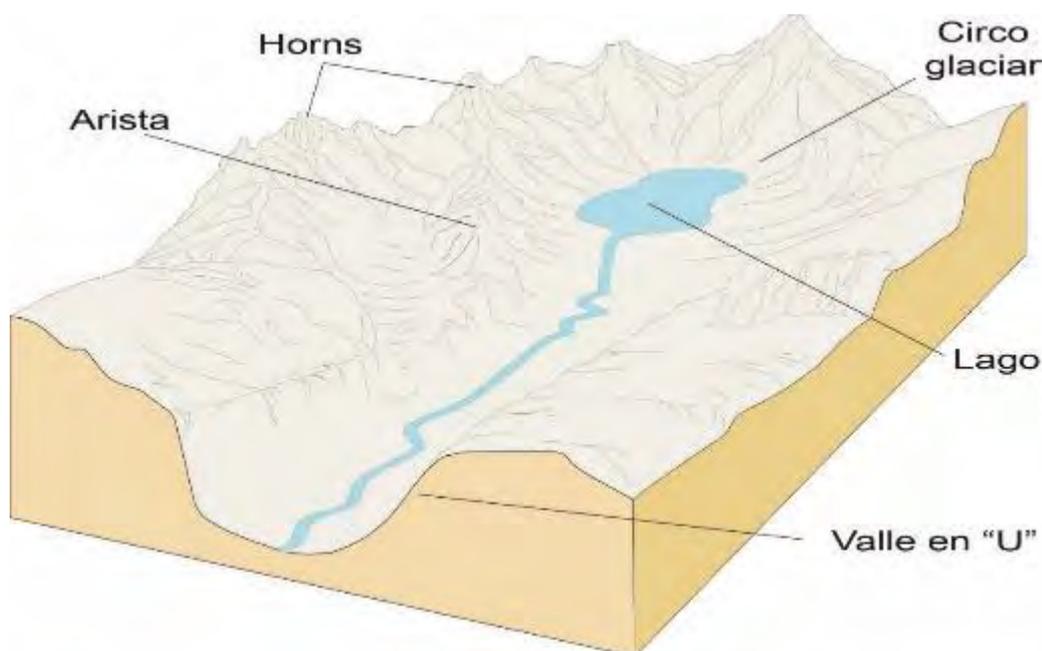


Figura 1. 7.- principales geoformas encontradas en ambientes glaciares, modificada de (Tarbuck & Lutgens, 2005).

- **Morrenas:** Las morrenas son crestas o depósitos de clastos de rocas transportados por un glaciar, las formas más comunes son: Morrena de fondo formada debajo de un Glaciar; Morrena lateral formado a lo largo de las márgenes laterales; Morrena central formada a lo largo del centro entre 2 leguas glaciares y Morrena frontal o terminal, depositada frente al término del glaciar (Trombotto et al., 2014).

Tienen forma de loma o colina alargada, en corte tienen generalmente un perfil piramidal, formados por acumulación de bloques angulosos a sub-angulosos en una matriz arcillo-limosa (till). Estas se forman a medida que los glaciares se desplazan por laderas y valles erosionando y transportando todo el material arrancado.

Las morrenas frontales nos marcan el máximo punto de expansión de un período glacial, ósea el punto máximo que los glaciares avanzaron y estuvieron en

equilibrio con el clima. Una vez entran en desequilibrio y comienza su retroceso las morrenas quedan como testigos de su expansión.

- Drumlins: vienen a ser colinas lisas alargadas paralelas, generalmente se forman en zonas de glaciares continentales o de casquete.

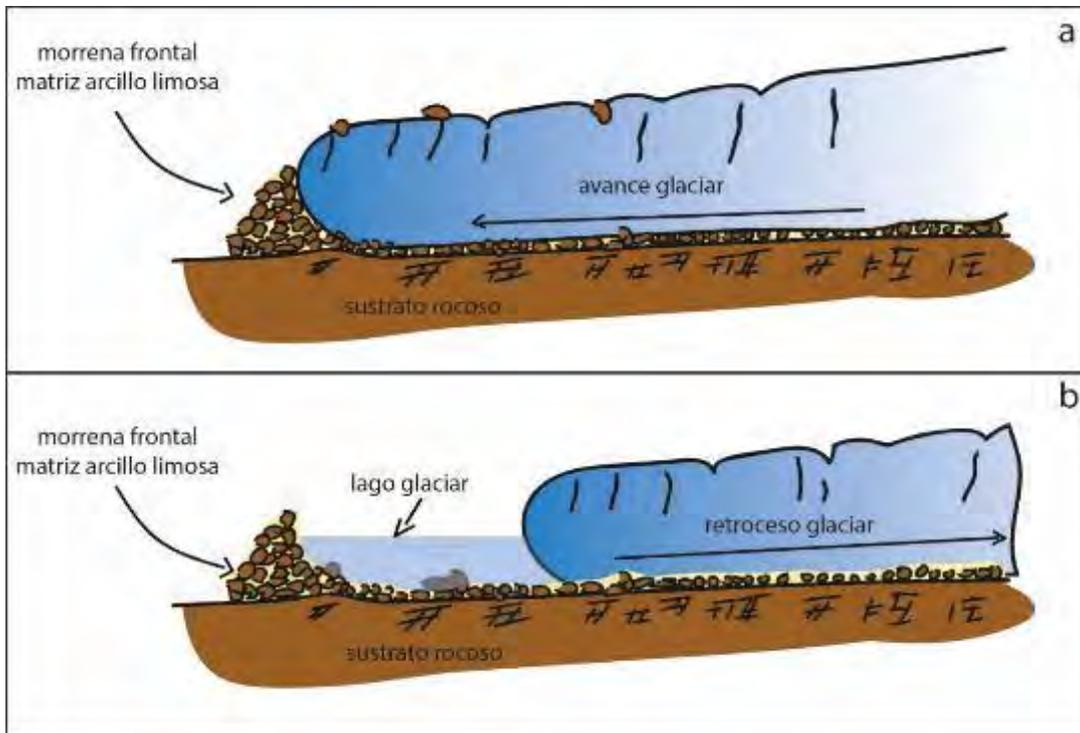


Figura 1. 8. La formación de una morrena frontal, arriba a) se ve como la acumulación de clastos, bloques y matriz producto del avance de una lengua glaciar forma una morrena. b) se observa que una vez se da inicio al retroceso del frente glaciar permanece en su lugar la morrena vacía, como evidencia de la máxima expansión de los glaciares. (elaboración propia).

### e. Los cambios climáticos y las glaciaciones cuaternarias

El clima de la tierra ha cambiado en el último siglo, y hoy experimentamos un clima más cálido que por ejemplo 200 o 300 años atrás, durante el período llamado la Pequeña Edad del Hielo PEH de aquí en adelante. Período el cual es el último período frío o de enfriamiento mundialmente reconocido, durante el cual los glaciares alrededor del mundo mostraron su último avance. Anterior a la PEH tuvimos un período cálido conocido como el Óptimo Cálido Medieval (OCM), así como estas épocas mayormente frías o mayormente cálidas el clima de la tierra ha ido oscilando, a estas oscilaciones o cambios se les conoce como cambio climático.

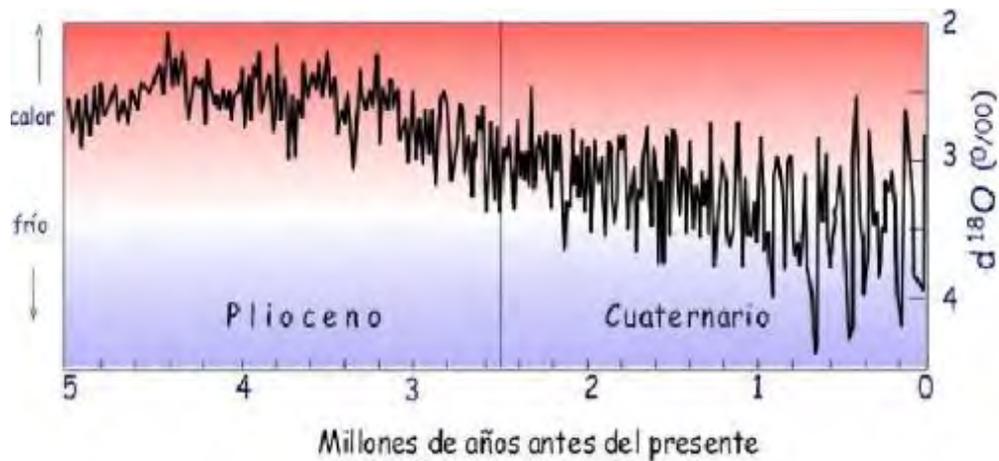


Figura 1. 9. Oscilación del contenido de isótopos de Oxígeno 18 en conchas de foraminíferos bentónicos de los últimos 5 millones de años de la ODP (Ocean Drilling Project) Fuente (Uriarte, 2003).

### - El Pleistoceno

A lo largo del cuaternario nuestro planeta ha sufrido varias oscilaciones climáticas o cambios climáticos, estas oscilaciones incluyen por supuesto oscilaciones frías o glaciaciones, muchas de las cuales fueron muy importantes y tuvieron duraciones de varios miles de años en algunos casos.

Lo que caracteriza al clima del pleistoceno es sin duda, el cambio del clima predominantemente cálido a fines del plioceno al clima predominantemente frío durante el pleistoceno. Durante estos períodos fríos se formaron enormes mantos de hielo que cubrieron gran parte del norte de Europa y América del norte, así como un crecimiento de los glaciares de la Patagonia, para luego de alcanzar una máxima expansión invertir su tendencia de avanzar hacia el sur y comenzar a retroceder, para luego repetir estos procesos, siendo por lo tanto, una época de inestabilidad climática y de bruscos e importantes cambios ambientales, que han afectado con mayor o menor intensidad a todas las latitudes (Uriarte, 2003). Todas estas oscilaciones climáticas se dieron con una cierta ciclicidad durante la primera parte del Pleistoceno de más o menos 40000 años, que parecían obedecer al ciclo de variación de la inclinación del eje terrestre (Uriarte, 2003). Luego entre 1.5 millones de años y 600.000 años la amplitud de los ciclos tendió a aumentar, y a partir de 600 000 años los ciclos glaciares se han sucedido en intervalos de una duración entre 80000 y 120000 años (Uriarte, 2003).

### - La Última Glaciación

La última glaciación es reconocida por constar de 3 fases, que tuvieron lugar aproximadamente hacia el 115 000, el 80 000 y el 30 000 antes del presente, según las terrazas coralinas y la evolución de los isótopos del oxígeno en los foraminíferos béticos (Uriarte, 2003). La primera fase tuvo lugar entre 115000 a 80000 (Uriarte, 2003), se le conoce con el nombre de "Wurm" en Europa, supuso una bajada del nivel del mar de 50 metros en unos pocos milenios (Uriarte, 2003).

La segunda fase se dio entre 80000 y 30000 años antes del presente (Uriarte, 2003), se caracteriza por una gran acumulación de hielo glaciar en los continentes, según Uriarte 2003 se produjo un descenso de hasta 20 metros en el nivel del mar en los primeros años. Es

durante esta fase que hace 73 500 años se produjo una gran erupción volcánica en la isla de Sumatra del súper volcán Toba que agudizó esta fase, para presentar al final de la misma un descenso de 70 metros en el nivel del mar hace 30 000 años (Uriarte, 2003).

La tercera fase tuvo lugar entre 30 000 a 19 000 años antes del presente. Su fase más aguda tuvo lugar entre 23000 y 19000 años (Uriarte, 2003), y se le conoce como el Último Máximo Glacial (UMG). Representó un rápido descenso de 40 metros en el nivel del mar alrededor de 30000 años BP y un hasta descenso del nivel del mar de entre 120 a 140 metros entre 29000 a 21000 BP (Lambeck et al., 2014), por lo que varias áreas que antes estaban sumergidas emergieron a la superficie. Esto debió provocar una profundización de los canales de los ríos de hasta 100 metros (Clapperton, 1993).

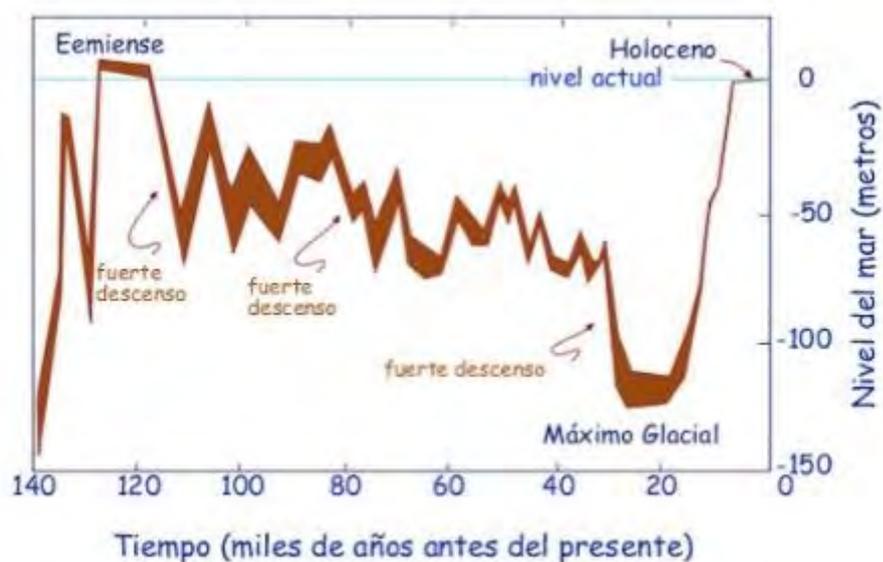


Figura 1. 10. Oscilaciones del nivel del mar de los últimos 140 000 años donde se observa un máximo descenso durante el período UGM. Fuente (Uriarte, 2003).

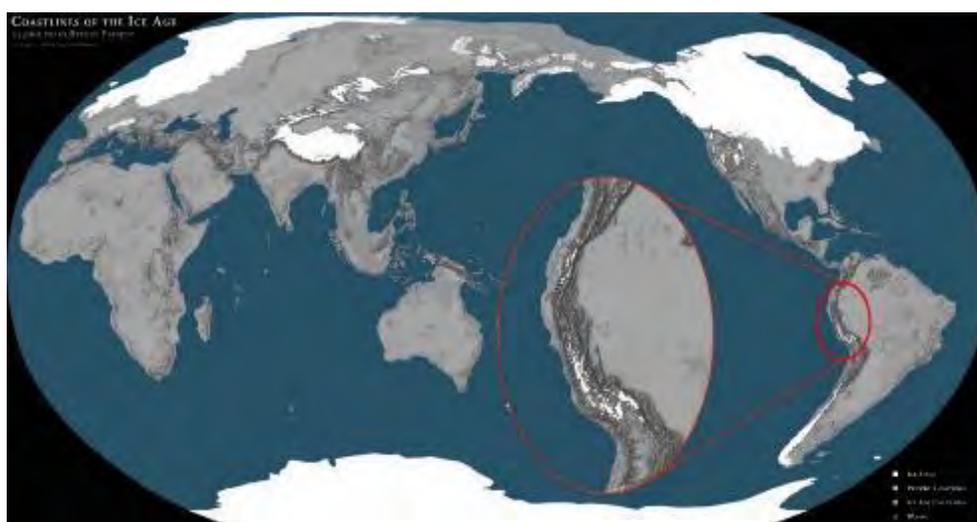


Figura 1. 11. Se observa la máxima extensión de los glaciares durante la tercera fase del LGM alrededor de 21 000 años BP. fuente (Geografía Infinita web).

Esta fase termina con un proceso de desglaciación que se extendió hasta 11 500 años antes del presente con la entrada en el actual interglacial Holoceno (Uriarte, 2003).

Los Andes durante este período experimentaron un incremento en la humedad, Durante el Último Máximo Glacial la extensión de lagos como el Titicaca y del Salar de Uyuni aumentaban, debido con casi seguridad, al aumento de las precipitaciones (Uriarte, 2003). El estudio de morrenas en valles próximos al lago Junín en Perú y al lago Titicaca parecen indicar que los glaciares alcanzaron su máxima extensión mucho antes que, en otras partes del globo, hacia el 34.000 antes del presente Uriarte (2003), aunque según (Clapperton, 1993) los glaciares en los andes centrales y del norte debieron alcanzar su máxima expansión 27 000 BP, y los glaciares avanzaron y descendieron por las laderas de las montañas hasta 1000 metros por debajo de los límites altitudinales actuales.

#### - Older y Younger Dryas

Las fases o glaciaciones. Older y Younger Dryas. o "Viejo y Joven Dryas", fueron glaciaciones que se desarrollaron entre 16 000 a 14 000 y 13 000 a 11 500 años antes del presente respectivamente. De igual manera que las anteriores glaciaciones presentaron períodos cálidos inter glaciaciones. El Viejo Dryas tuvo una duración de alrededor de 2000 años, fue más intenso que el Joven Dryas, lo que se evidencia en la mayor extensión de sus morrenas, como se puede observar por ejemplo gracias las dataciones realizadas por (Úbeda et al., 2018a), en los glaciares del Nevado Hualcán de la Cordillera Blanca en Ancash. El Joven Dryas tuvo una menor duración y la bajada en la temperatura no fue tan severa como en el Viejo Dryas, como se puede de igual manera interpretar en base a las dataciones de (Úbeda et al., 2018a). El final de este período frío marca el final del Pleistoceno y el inicio del Holoceno.

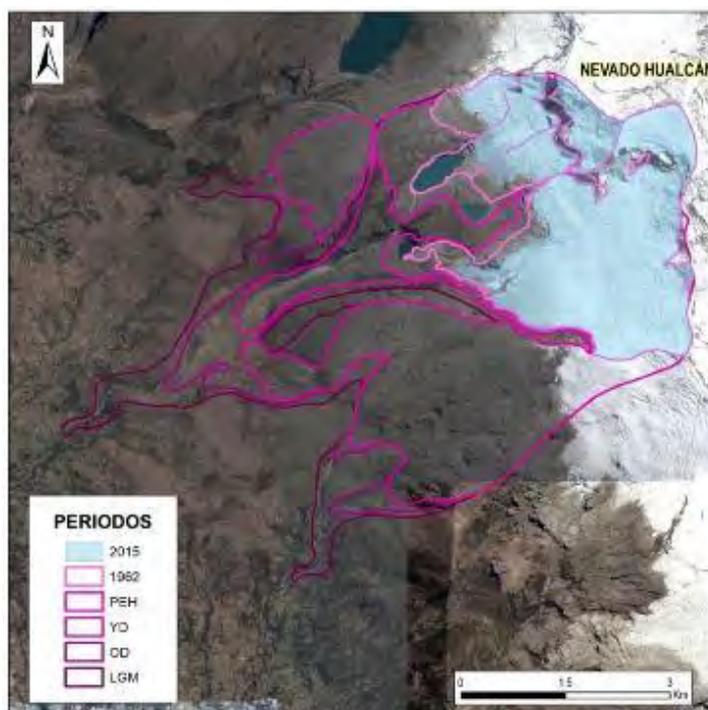


Figura 1. 12 Máxima extensión de los glaciares en el flanco suroeste del Nevado Hualcán, Ancash, para diferentes períodos año 2015, año 1962, PEH Pequeña Edad del Hielo ~ 1850, YD Younger Dryas, OD Older Dryas, LGM Último Glaciar Máximo, fuente modificada de (Concha et al., 2018).

### - Glaciaciones durante el Holoceno

Con el Final del Joven Dryas se entró en un período interglacial “el Holoceno” (Uriarte, 2003). Durante el Holoceno se produce el retroceso de las masas glaciares de Europa y América del norte el cual tuvo lugar hasta 8000 y 9000 años antes del presente respectivamente. Los glaciares en los Andes muestran también durante este período un retroceso constante, con la excepción de un enfriamiento repentino entre 8200 a 8000 años antes del presente (Uriarte, 2003), aunque la tendencia global durante este período fue la de un clima más cálido.

### - Optimo Cálido Medieval (OCM) y la Pequeña Edad del Hielo (PEH)

El Período Optimo Cálido Medieval (OCM) y la Pequeña Edad de Hielo (PEH) fueron fluctuaciones climáticas que han sido más estudiadas en Europa que en el resto del globo. El Optimo Cálido Medieval fue un período entre el año 700 a 1300, en el que el clima fue por lo general más caliente que en la actualidad Uriarte (Uriarte, 2003). Durante OCM se desarrolló una expansión general de las civilizaciones, con especial énfasis en el hemisferio norte, aunque en el territorio peruano también marca el desarrollo de culturas altoandinas favorecidas por las condiciones climáticas, así como el colapso de algunas se dieron en épocas de cambios climáticos. Como fue estudiado por (Binford et al., 1997) mostrando correspondencia entre el nacimiento de la agricultura en el altiplano Peruano-Boliviano 1500 A.C.E., y el colapso de la civilización Tiahuanaco alrededor del año 1100 C.E. con cambios climáticos en registros palinológicos y arqueológicos alrededor del Lago Titicaca.

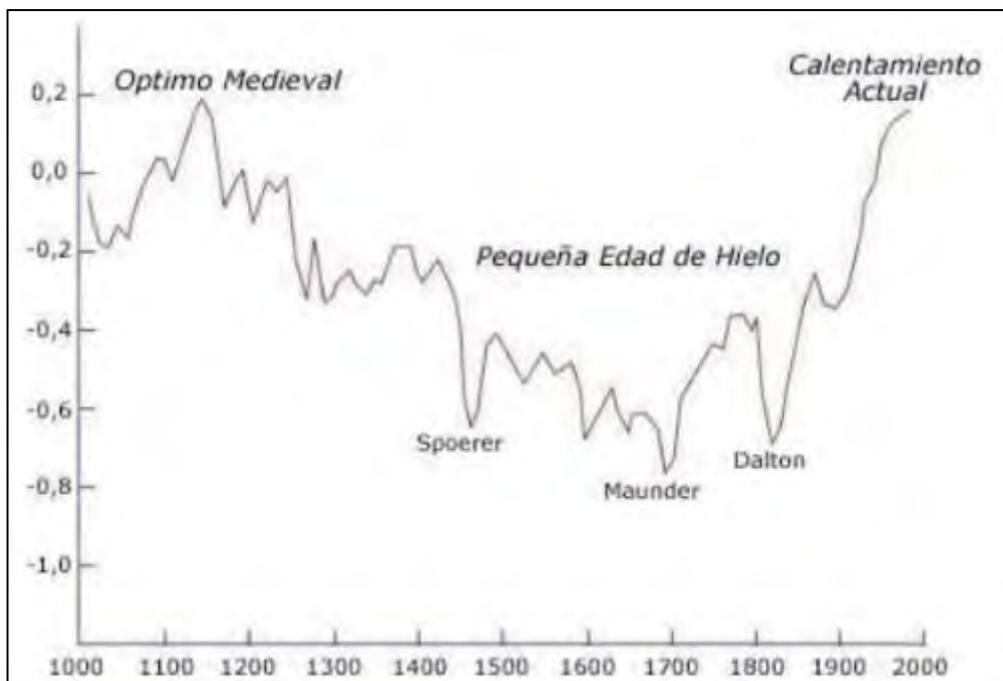


Figura 1. 13. Variabilidad climática de los últimos 1000 años en el hemisferio norte, donde se observa el clima cálido durante el OCM y las bajas temperaturas de la PEH en comparación con el clima actual. Medida en registros de subsuelo Fuente (Uriarte, 2003).

Mientras que la PEH que es el último período de enfriamiento mundialmente reconocido, en el que los glaciares mostraron un avance, según las dataciones de isótopos de oxígeno de (Thompson et al., 1986) en el Nevado Quelccaya la PEH tuvo lugar entre los años 1500 y 1850-1890 CE, y su máxima expansión fue registrada por dataciones liqueneométricas en la Cordillera Blanca entre los años 1590 -1720 (Solomina et al., 2007) y también por dataciones cosmogénicas  $^{10}\text{Be}$  y liqueneométricas en la Cordillera Vilcabamba de (Licciardi et al., 2009), o más recientemente en los glaciares de la Cordillera Blanca por (Úbeda et al., 2018b), y por muchos otros autores en otras regiones de los Andes. Es durante este período que los glaciares de la Cordillera de los Andes tuvieron su última máxima expansión, la cual se ve registrada en los depósitos morrénicos y lechos rocosos. Posterior a este enfriamiento el clima continuó con la marcada tendencia holocénica hacia el calentamiento, y es dentro de esta tendencia al calentamiento que nos encontramos hoy en día.

#### f. Método de Balance de masa en glaciares

Los glaciares se forman en zonas donde la cantidad de nieve que cae y se acumula en invierno es mayor de la que se derrite en verano. A la zona de donde se acumula la nieve y se forma el hielo glaciar se le conoce con el nombre de zona de acumulación. Mientras que la zona donde se produce el derretimiento o pérdida de masa glaciar se le conoce como zona de ablación.

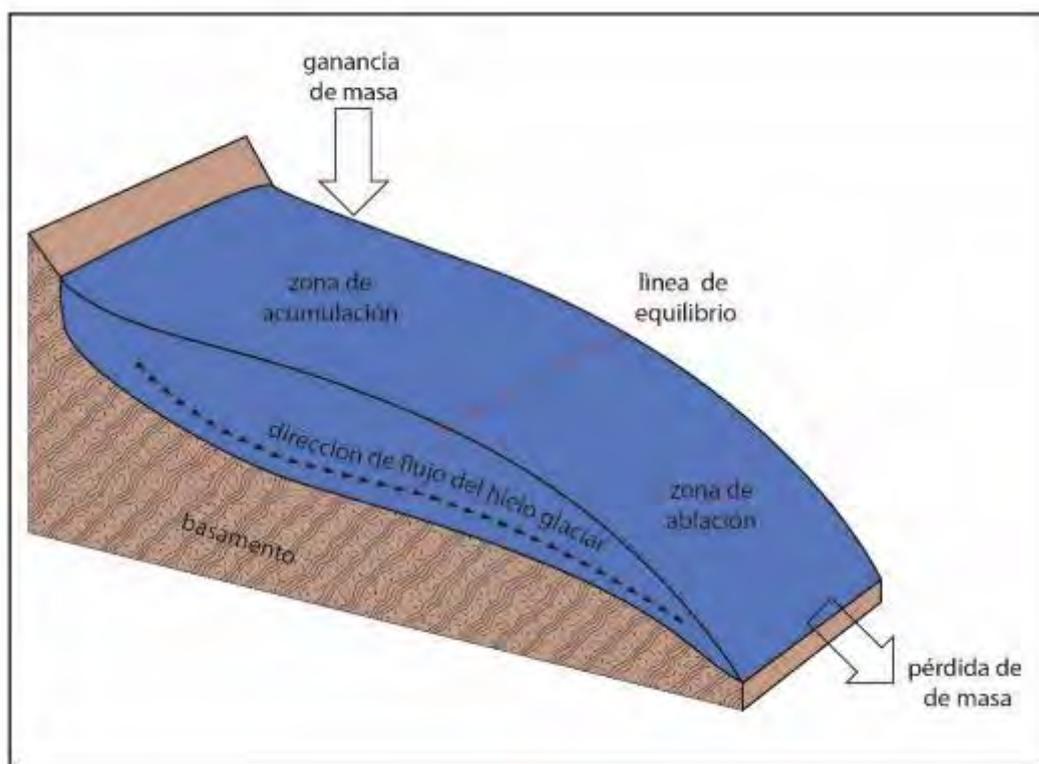


Figura 1. 14. Diagrama esquemático de la zona de acumulación y zona de ablación o balance de masa de un glaciar modificado de (Vasquez, 2016).

Y se base en la siguiente ecuación:

$$B_n = (1/S) [\Sigma(b_{n1}S_1 + b_{n1}S_1 + \dots + b_{nj}S_j )]$$

Donde:

- $B_n$ : Balance neto específico del glaciar.  
 $S$ : Superficie total.  
 $B_{n1}, b_{nj}$ : Balance ponderado por área  
 $j$ : Rangos de altura.

El balance glaciar es el equilibrio o desequilibrio, entre la acumulación en el extremo superior del glaciar y la pérdida en el extremo inferior (Tarbuck & Lutgens, 2005). Por ende, el que un frente glaciar avance o retroceda dependerá del balance glaciar. Es esta línea equilibrio imaginaria es la que también denominaremos como “ELA” (Altitud de la Línea de Equilibrio). Cuando la ganancia de masa o hielo en la zona de acumulación de un glaciar es igual a la pérdida en la zona de ablación podemos afirmar que un glaciar está en equilibrio.

#### **g. La Altitud de la Línea de Equilibrio (ELA)**

La Altitud de la Línea de Equilibrio o ELA (Equilibrium Line Altitude) por su acrónimo en inglés, es la línea imaginaria que durante un período de un año (Pellitero et al., 2015) divide la zona de acumulación (donde predominan los procesos de ganancia de masa glaciar), de la zona de ablación (donde predominan los procesos de pérdida de masa glaciar) de un glaciar, conjunto de glaciares o cadenas montañosas, es decir el balance de masa es igual a cero. El estudio y cálculo de la ELA es de gran significado para la comprensión de los climas actuales y pasados, y cambios en la elevación de la ELA pueden ser utilizados para seguir cambios en el clima (Pellitero et al., 2015).

Existen varios tipos de ELAs, como la ELA climática, geomorfológica o la de monitoreo. La ELA de Monitoreo es la que se obtiene mediante mediciones campo sobre el mismo glaciar, la ELA climática se obtiene mediante mediciones el uso de datos de estaciones meteorológicas colocadas en el glaciar, mientras que la ELA Geomorfológica es la que se obtiene del análisis morfológico e hipsométrico de los glaciares. En el presente estudio se hizo el cálculo de la ELAg (ELA geomorfológica). a nivel mundial existen varias metodologías para calcular la ELA geomorfológica de entre las cuales destacan los siguientes:

##### **- Método MELM**

La metodología de Máxima Altitud de Morrenas Laterales o MELM por su acrónimo en inglés ((Lichtenecker, 1938), (Visser, 1935)) establece que la altura de la ELA en base a la máxima altura de las morrenas laterales. Basándose en el principio de que las líneas de flujo de un glaciar convergen hacia un centro por encima de la ELA, y divergen hacia los bordes externos por debajo de la misma, estando la ELA entonces justo por encima de las morrenas laterales.

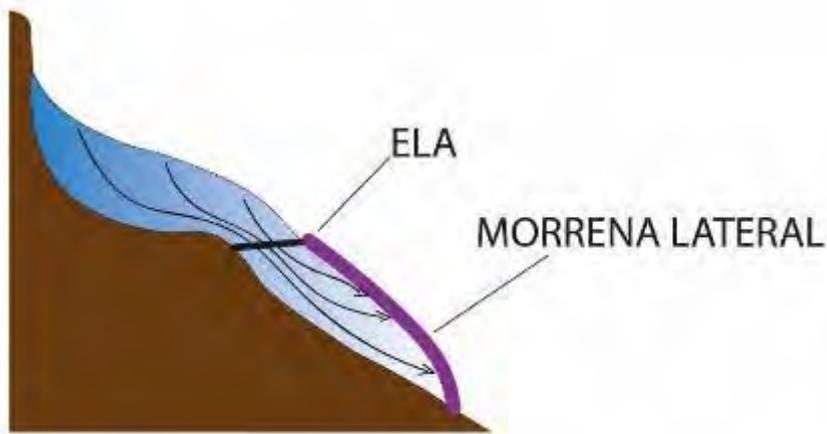


Figura 1. 15.2 Ilustración de la metodología MELM para el cálculo de la ELA fuente (Porter, 2001).

### - Método THAR

La metodología THAR acrónimo de su denominación anglosajona Toe-Headwall Altitude Ratio, asume que la ELA se encuentra en una proporción de la distancia vertical entre el punto más alto y más bajo de un glaciar y aleo-glaciar, usualmente en el rango de 0.35 - 0.5 (Pellitero et al., 2015). conocidas las alturas de la cabecera y el frente de las masas de hielo, la ratio THAR puede ser estimado con las siguientes ecuaciones:

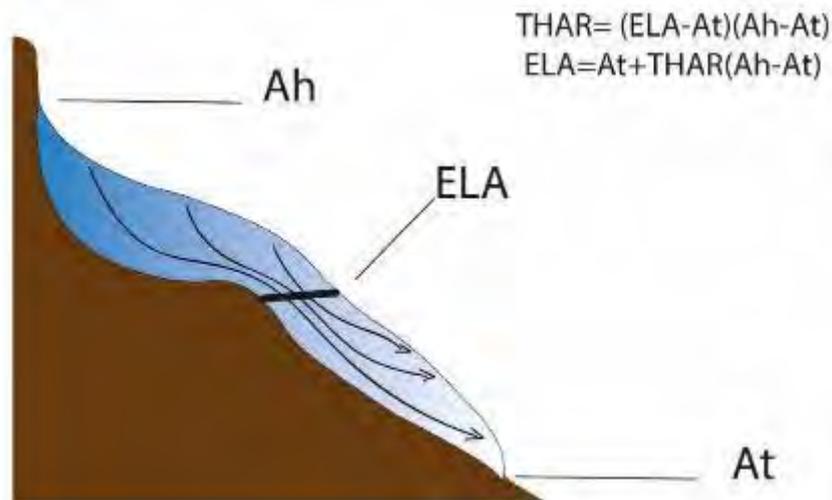


Figura 1. 16.3 Se observa en perfil un glaciar con los parámetros utilizados para el cálculo de la ELA con la metodología THAR, fuente (Porter, 2001).

Donde:

- THAR: Relación entre las altitudes de la cabecera y frente glaciar.
- ELA: Altitud de la Línea de Equilibrio (Expresada en msnm)
- Ac: Altitud cabecera de glaciar.
- At: Altitud de frente glaciar.

### - Método AA

La metodología AA (Area x Altitud) o método Kurowski, plantea que la ELA es igual a la altitud media de un glaciar (Serrano Cañadas & González Trueba, 2004), el método asume que en los glaciares que se va a analizar el Balance Ratio (cociente entre los gradientes de ablación y acumulación) es "1" (Osmaston, 2005), (Fernández, 2015).

$$ELA = \frac{\sum(Z \times A)}{\sum A}$$

Donde:

**$\sum Z.A$ :** Sumatoria del producto de la altitud media de cada intervalo altimétrico multiplicado por su superficie.

**$\sum A$ :** Sumatoria de áreas de las bandas altimétricas.

### - Método AAR

El método AAR (Accumulation Area Ratio) por su acrónimo en inglés, es el método para calcular la ELA más difundido y utilizado en reconstrucciones glaciares climáticas de cadenas montañosas alrededor del mundo Pellitero et al. (2015). Esta metodología asume que los paleo glaciares al alcanzar su máxima expansión existía una relación constante entre las superficies de acumulación y ablación. Por lo que, conociendo la superficie total de las masas de hielo, la relación entre las 2 áreas está expresada por (Porter, 2001).

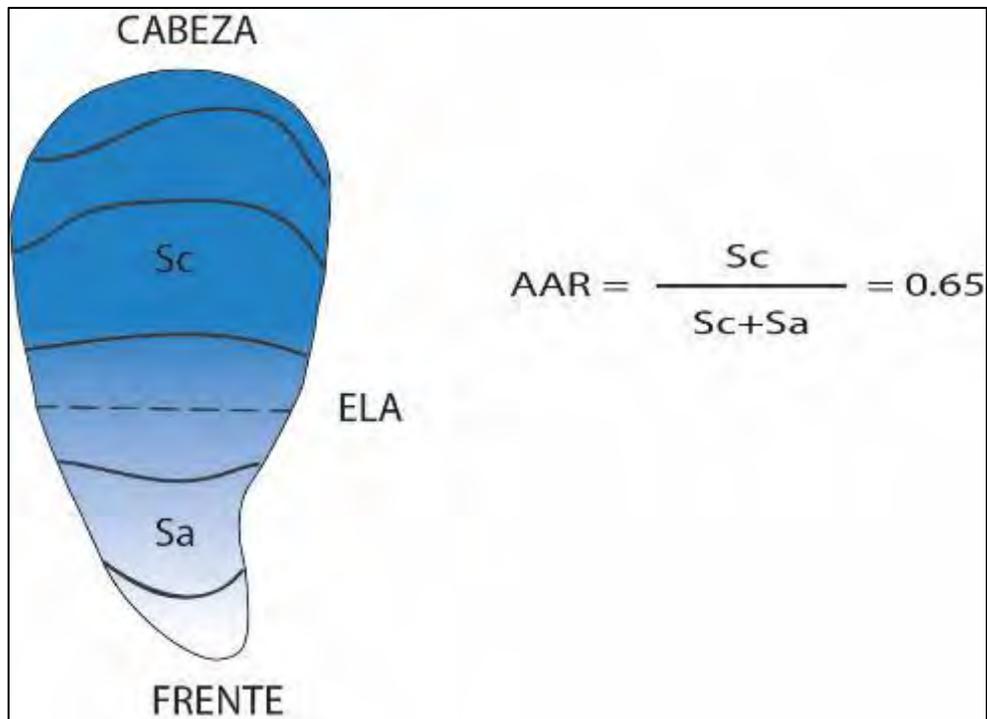


Figura 1. 17. donde se observa la glaciar subdivido en bandas altitudinales donde se diferencian las zonas de acumulación y ablación y la fórmula utilizada en el cálculo de la ELA con la metodología AAR, fuente (Porter, 2001)

Donde:

Sc: Superficie del área de acumulación.

Sa: Superficie del área de ablación.

#### - Método AABR

El método AABR (Accumulation Area Balance Ratio) por su acrónimo en inglés o Acumulación Área por Balance Ratio, es el segundo método para el cálculo de ELA más difundido en el mundo. fue ampliamente descrito por Osmaston (2005), trabajo en el cual incluyó las instrucciones necesarias para programar hojas de cálculo de Excel para agilizar el proceso del cálculo de ELA. Esta metodología es reconocida por ser más robusta que el método AAR (Pellitero et al., 2015) dado que, toma en cuenta la hipsometría Osmaston (2005), y el gradiente de balance de masa (Benn & Lehmkuhl, 2000). Este método se basa en tres asunciones:

- Que los grados de ablación y acumulación son aproximadamente lineales.
- El Balance Ratio (BR) es conocido y se mantiene fijo a través del tiempo.
- Asume que la topografía contiene a los glaciares, por lo que un cambio en el clima se verá reflejado en la elevación del término (Pellitero et al., 2015).

También reconoce que el aporte de una superficie glaciar en particular a el balance de masa es mayor en la medida que esta se encuentre más alejada de la ELA (Osmaston, 2005). El método AABR es más adecuado para glaciares que son alimentados por nieve, para glaciares limpios, y no para glaciares que son alimentados por avalanchas o glaciares cubiertos por escombros o detritos, esta metodología será tratada a fondo en el capítulo de Metodología.

# **Capítulo II**

## **CONTEXTO GEOLÓGICO, ESTRUCTURAL Y GEOMORFOLÓGICO**

### **2.1. GEOLOGÍA**

El área de estudio se ubica en sector central de la Cordillera de los Andes peruanos. Donde afloran unidades litoestratigráficas con edades que van desde el Precámbrico (representado por el Complejo Metamórfico Huaytapallana), pasando por el Paleozoico (Grupo Tarma), Mesozoico (Grupo Mitú y la Formación Chambará), sobre las cuales se depositan Depósitos Cuaternarios (figura 2.2). Según la Carta Geológica Nacional de INGEMMET a escala 1:100 000 el área ocupa parte del extremo sureste de la hoja de Jauja 24m y se proyecta hasta el extremo suroeste de la hoja de Andamarca 24n. Durante la elaboración de esta tesis se corrigió y mejoró la disposición de los depósitos cuaternarios en el área de estudio, los cuales fueron superpuestos sobre el cartografiado geológico existente.

La descripción de las unidades litoestratigráficas, se realizó corroborando la información existente del Ingemmet, coadyuvado por la recopilación de muestras y estudios petrográficos y mineralógicos en los trabajos de campo, con ello se ajustó la escala cartografiada, corrigiendo contactos, especialmente entre rocas, glaciares y depósitos cuaternarios, para generar un nuevo mapa ajustado al área de trabajo.

A continuación, se presenta el mapa geomorfológico regional del área de estudio y la columna estratigráfica simplificada del mismo, donde se relatan las unidades litoestratigráficas identificadas.

COLUMNA ESTRATIGRÁFICA SIMPLIFICADA DEL CUADRÁNGULO DE JAUJA 24m

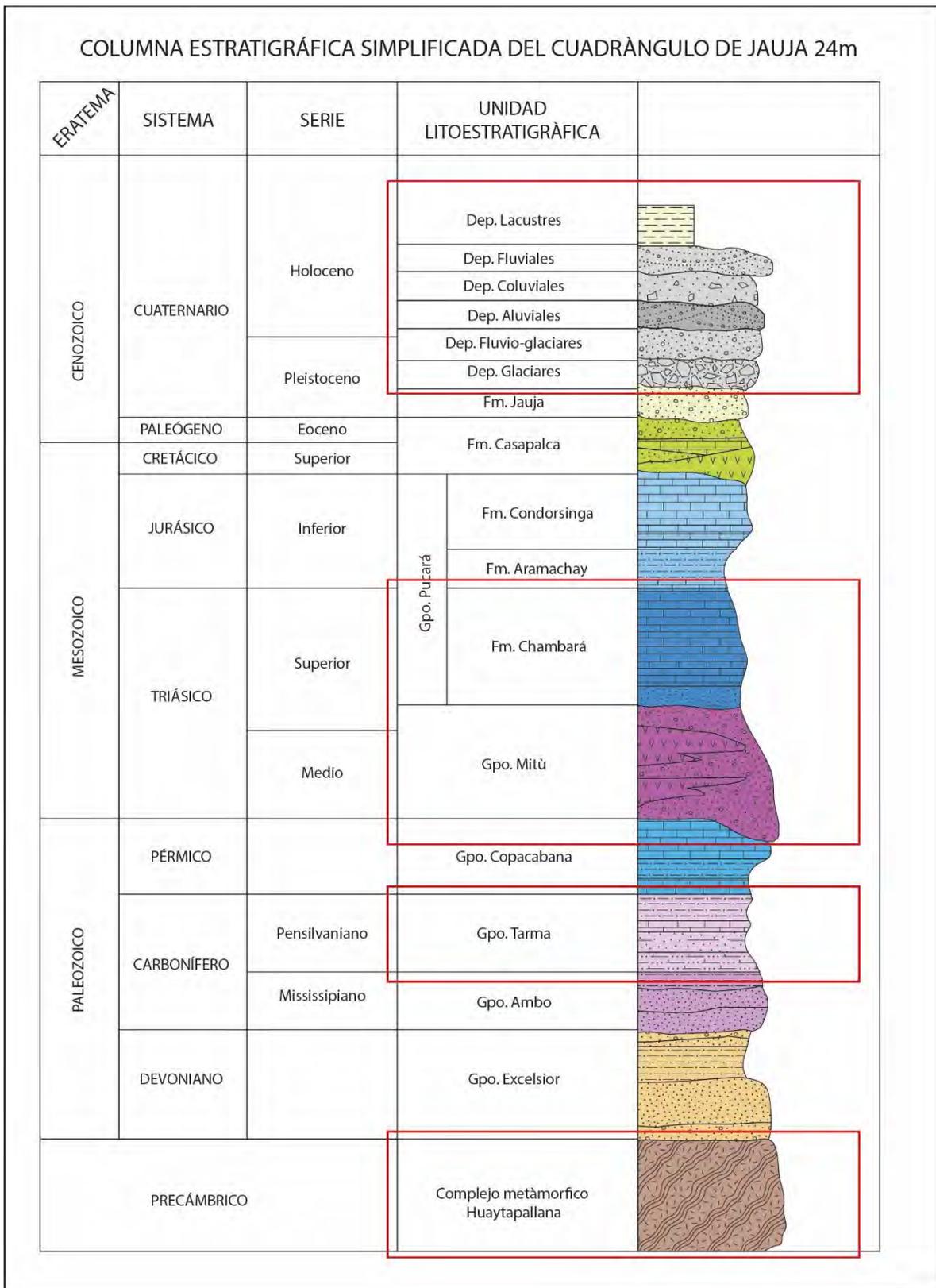
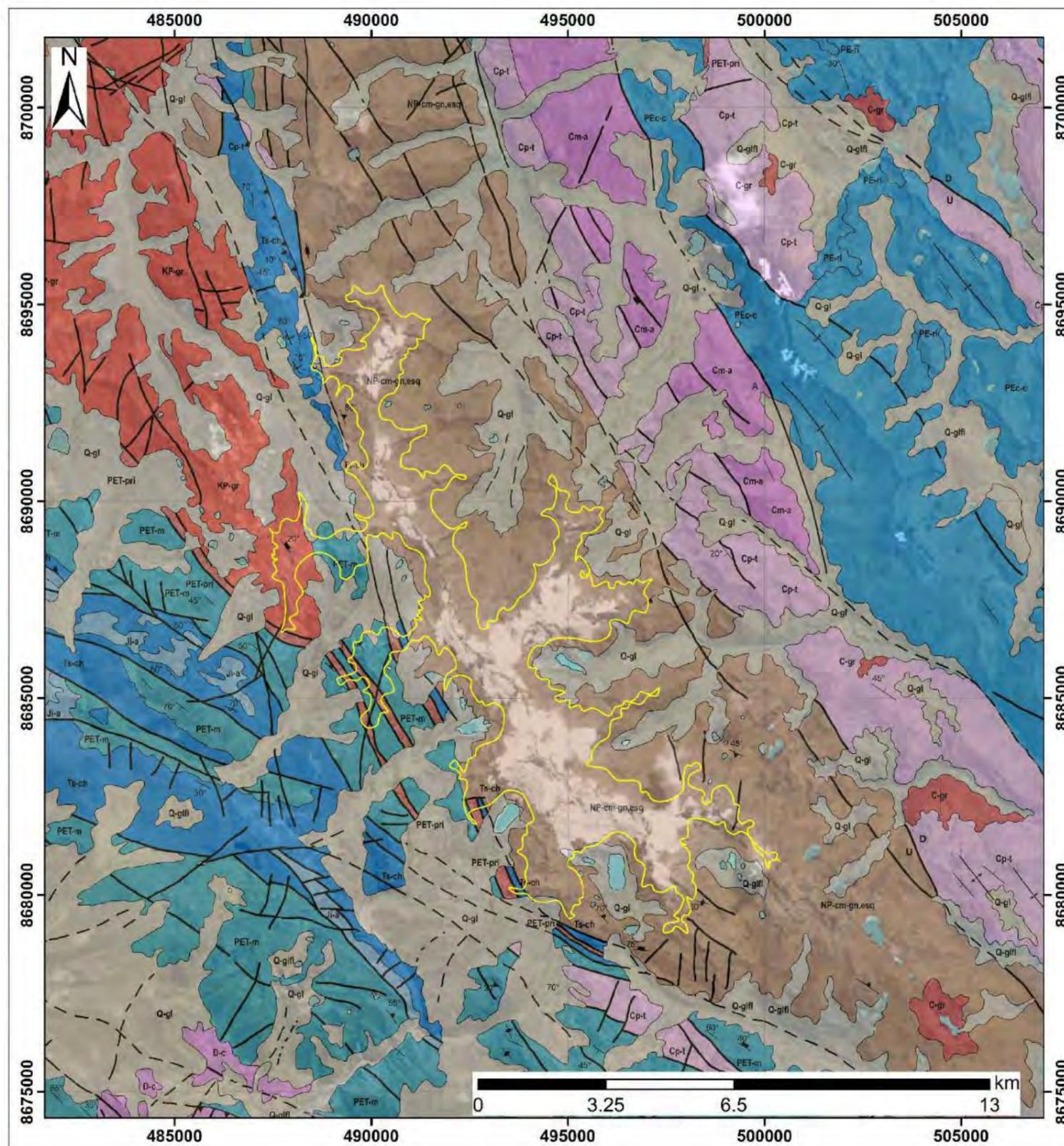


Figura 2. 1 Columna estratigráfica del cuadrángulo de Jauja 24m modificada de (Paredes Pacheco, 1994). Donde se señalan enmarcadas en rojo las unidades litoestratigráficas y depósitos cuaternarios encontrados en la zona de trabajo.



**LEYENDA**

Eratema	Sistema	Serie	Edad (MA)	Unidades litoestratigráficas	Rocas Intrusivas y subvolcánicas	
Cenozoico			2.58 66	Depósito Aluvial	Q-al	
				Depósito Aluvial pleistocénico	Q-al	
				Depósito Coluvial	Q-cl	
				Depósito glacial	Q-gl	
Mesozoico	Jurásico	Cretácico	145 174.1		Kp-gr	
	Triásico	Superior	201.3	Grupo Pucará	Pu-p	
				Grupo Mitu	Mi-m	
	Paleozoico	Carbonífero	Permiano	298.9 323.2	Grupo Copacabana	Co-p
					Grupo Tarma	Ta-p
Devónico		Missisipiense	358.9	Grupo Ambo	Am-p	
				Grupo Cabanillas	Cb-c	
Ordovícico	Silúrico		419.2 443.4			
Neo proterozoico			485.4	Complejo del Marañón	NP-m-gn,esq	

**SÍMBOLOS**

<ul style="list-style-type: none"> <li>↘ Rumbo y buzamiento de estratos fotointerpretados &lt; 30°</li> <li>↘ Rumbo y buzamiento de estratos</li> <li>↘ Rumbo y buzamiento de diaclasas</li> <li>↘ Rumbo y buzamiento de estratos fotointerpretados 30° - 60°</li> <li>↘ Rumbo y buzamiento de foliación</li> <li>— Contacto geológico</li> <li>- - - Contacto geológico inferido</li> <li>— Limite de la cota glaciar en la cordillera Huaytapallana (color amarillo)</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>U Falla normal</li> <li>U Falla normal inferida</li> <li>F Falla inferida</li> <li>L Lineamiento</li> <li>I Falla inversa</li> <li>S Falla de rumbo sinistral</li> <li>A Eje de anticlinal</li> <li>S Eje de sincinal</li> <li>T Eje de sincinal tumbado</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>— Curva de nivel - primaria</li> <li>— Río principal</li> <li>— Río secundario</li> <li>— Quebrada</li> <li>L Laguna</li> <li>• Localidad común</li> <li>⊙ Capital de provincia</li> <li>— Carretera afirmada, transitable</li> <li>- - - Camino de herradura</li> </ul>
---	--	---

**UNIVERSIDAD NACIONAL SAN ANTONIO ABAD DEL CUSCO**  
**Facultad de Ingeniería Geológica Minas y Metalurgia**

*"Evidencias del cambio climático en los Andes centrales peruanos, derivados de registros geomorfológicos - Cordillera Huaytapallana (Junin, Perú)"*

<b>Mapa Geológico Regional</b>	MAPA
Escala: 1:100 000 DATUM: UTM WGS 84 Zona: 18 Sur Versión digital. Año 2020	<b>4</b>

Figura 2. 2. Mapa geológico regional, del cuadrángulo de Jauja 24m modificada de (Paredes Pacheco, 1994).

## 2.2. UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS

### 2.2.1. Precámbrico

**Complejo Huaytapallana:** Mégard (1979) dividió este complejo en 5 subunidades o bloques según el grado de metamorfismo y facies metamórficas, siendo estos macizos de Jabonillos, Huaytapallanaku, Huaytapallana, Maraynioc-Marairazo y el de Chupán – Huasahuasi (Figura 2.3), presentes en el cuadrángulo de Jauja (hoja 24m) con dirección Andina, N150° atravesando oblicuamente dicha hoja (Paredes, 1994). En el área de estudio aflora la subunidad Huaytapallana que litológicamente consta de facies metamórficas de alto grado, principalmente paragneises en facies de anfibolita, con zonas metamórficas del grado “granate”, con presencia de cuarzo, feldespato, granate y biotita, evolucionando en ciertos tramos a gneises cordieríticos y gneises migmatíticos con segregaciones félsicas (Pedemonte Castro, 2016).

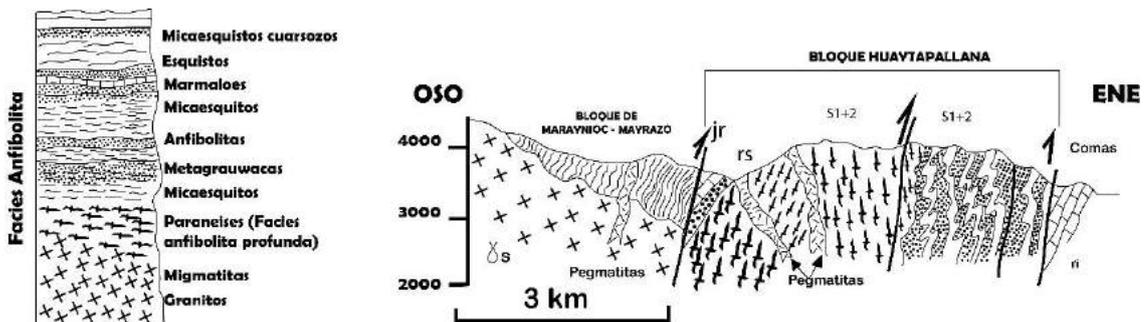


Figura 2.3. Sección teórica donde se observan las distintas litologías para la facie de las anfibolitas del complejo metamórfico, así como una sección donde se observa el bloque Huaytapallana. (Fuente Modificado de Mégard, 1979)

Esta unidad es la de mejor exposición en la zona de estudio, presenta una orientación andina de noroeste a sureste, y su forma de contacto con unidades suprayacentes es discordante o fallado. domina el sector central Esta unidad fue asignada al Precámbrico por (Harrison (1951), Audebaud et al (1971), Hein (1974) y Mégard (1979)) aunque esta edad fue asignada en base a estudios correlativos sin contar con dataciones geocronológicas, más adelante Dalmayrac et al. (1980) a través de geocronología de U-Pb, en zircones para granulitas de la Cordillera Oriental de Huánuco, determinó una edad de metamorfismo de 600 Ma, recientemente nuevos trabajos concluyen que el Complejo Huaytapallana se puede considerar como una secuencia meta sedimentaria cuyas edades máximas de deposición oscilan entre los 750 y 470 Ma (edad Precámbrica – Paleozoica), posiblemente depositada sobre el basamento Mesoproterozoico superior con una edad de metamorfismo de ~260 Ma (edad determinada por dataciones de U-Pb y Th-Pb) (Pedemonte (2016).

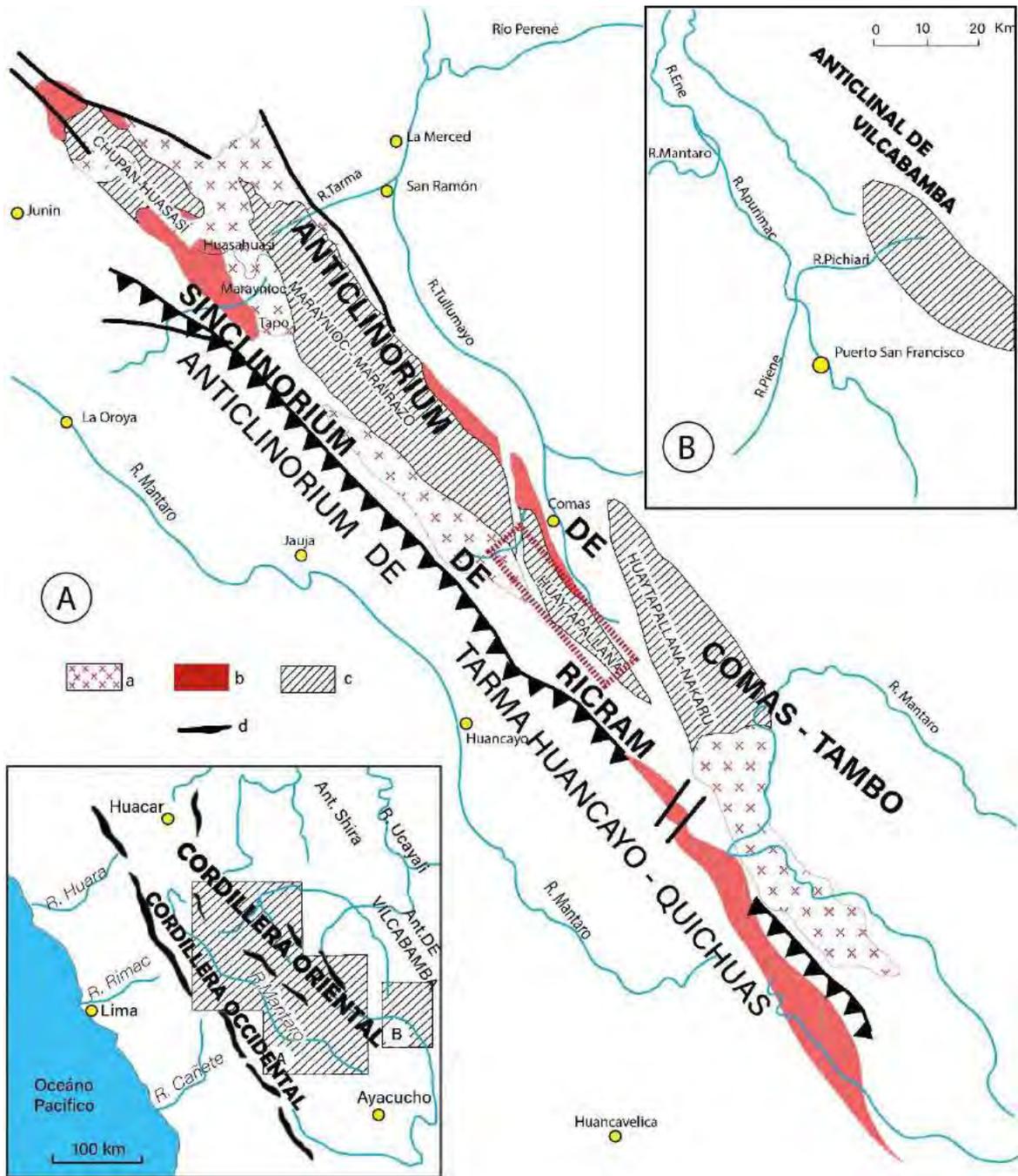


Figura 2.4.- Mapa mostrando la disposición de los principales complejos metamórficos de la zona central de la Cordillera Oriental del Perú, (Mégard, 1979). Se observa en líneas entrecortadas rojas la ubicación de la zona de estudio. (Fuente: Modificado de Megard, 1979)

Tres Muestras estudiadas por INGEMMET y recientemente publicadas en el GEOCATMIN se ubican dentro de la zona de estudio, las 3 corresponden al Complejo Metamórfico Huaytapallana, la primera HUAY-07-19 ubicada al Sur del Cerro Muradayo reporta un gneis cuarzo feldespático, la segunda HUAY-13-19 ubicada al este del Nevado Ventanilla reporta esquistos y la tercera HUAY-15-19 ubicada al sur del Cerro YanaUcsha reporta esquistos con anfíboles (Tabla 2.1)

<b>Código de muestra</b>	<b>HUAY-07-19</b>	<b>HUAY-13-19</b>	<b>HUAY-15-19</b>
<b>X (m)</b>	490433	497006	494812
<b>Y (m)</b>	8689625	8688255	8681114
<b>Z (m s.n.m)</b>	5031	4744	4744
<b>Tipo de Roca</b>	Metamórfica	Metamórfica	Metamórfica
<b>Metamorfismo</b>	Regional	Regional de grado medio	Regional de grado medio
<b>Clasificación de la roca</b>	Gneis cuarzo feldespático	Esquisto	Esquisto con anfíboles

Tabla N° 2.1. Donde se muestra la ubicación de las muestras estudiadas por INGEMMET 2020.



Figura 2. 5.- Gneis foliados del Complejo Huaytapallana al Sur del Cerro Muradayo.



Foto 2.1. Esquistos con foliación vertical, a la derecha se observa parte de una lengua glaciar del Glaciar YanaUcsha.

### 2.2.2. Paleozoico

**Grupo Tarma:** en la Hoja de Jauja 24m Paredes (1994) distinguió 2 facies para este Grupo, una occidental compuesta de predominancia de areniscas y conglomerados idéntica a la descrita Newell (1949), y otra oriental más fina compuesta por areniscas calcáreas finas, limolitas, lutitas negras y calizas gris verdosas, esta facie fue identificada cerca del refugio para turistas al sur del glaciar Yana Ucsha y la Laguna Carhuacocha, donde se encuentra en contacto fallado con el Grupo Mitu.

2 muestras datadas por Reitsma (2012) de circones detríticos en una sección en la Hacienda Huanca en Cerro Pasco arrojó una edad del Carbonífero medio con una edad máxima de 308 Ma, esto sumado a lo ya establecido por el registro paleontológico reportado por Dunbar et. al (1946) de fusulinela peruana marcan una edad del Carbonífero-pensilvaniano para el Grupo Tarma.



*Foto 2.2.- calizas plomizas en bancos centimetricos compactas, ubicadas al sur del Cerro Muradayo.*

### 2.2.3. Mesozoico

**Grupo Mitu:** estudiada inicialmente por Mclaughlin (1924) en la localidad de Mitú en Pasco, litológicamente esta unidad fue separada en por 2 facies por Paredes (1994), la primera detrítica compuesta de conglomerados, areniscas y lutitas; y la segunda volcánica compuesta de lavas, tufos e ignimbritas.

En el Perú central el Grupo Mitú se encuentra sobre yaciendo a secuencias metamórficas (Complejo Marañón-Huaytapallana), continentales y epicontinentales (Grupo Ambo) clásticas (Grupo Tarma) o carbonatadas (Grupo Copacabana), e infra yaciendo a secuencias carbonatadas del Triásico superior (Grupo Copacabana). Aunque en la zona de estudio se encuentran generalmente en contacto fallado con rocas metamórficas del Complejo Huaytapallana o el Grupo Tarma; e infra yacen en discordancia paralela al Grupo Pucará (Pedemonte 2016).

(Reitsma, 2012) redefinió la edad del Grupo Mitu en base a dataciones de U-Pb y concluyó una edad Triásico medio para la base y pudiendo haberse extendido la deposición de los miembros superiores hasta el Noriense.



*Figura 2.6.- Se observan afloramientos del Grupo Mitu compuesto por areniscas conglomerádicas altamente meteorizadas, con un característico color rojo ladrillo que caracteriza este Grupo Este afloramiento se observa en la Quebrada Chuspe, a un costado de la trocha carrozable, que lleva hacia la laguna Chuspicocha.*

**Grupo Pucará:** Grupo definido inicialmente por Mclaughlin (1924), y subdivido en tres formaciones (Chambará, Aramachay y Condorsinga) por Mégard (1968), siendo solo la Formación Chambará expuesta en la zona de estudio. Paredes (1994) dentro del cuadrángulo de Jauja 24m diferenció dos miembros para esta unidad. Uno inferior mayormente terrígeno compuesto de grauwakas, margas, yesos y dolomitas. Y otro superior predominantemente calcáreo compuesto de dolomitas, calizas con chert, brechas calcáreas y turbiditas calcáreas.

Sobre yace al Grupo Mitu e infra yace concordantemente a la Formación Aramachay. Se asume una edad del Triásico superior para la Formación Chambará en base a contenido paleontológico estudiado por Cox (1949), Hass (1953), Boit (1966), Galli (1968) y Mégard (1968).

#### **2.2.4. Cenozoico**

Las series Cretácicas, así como del Paleógeno y Neógeno se encuentran ausentes en la zona de estudio, siendo solo depósitos no consolidados del Cuaternario los representativos del Cenozoico.

**Depósitos Glaciares:** corresponden a los depósitos producto de la dinámica glacial que se encuentran formando depósitos de till o geoformas como morrenas, están compuestas de

fragmentos de rocas angulosos a sud-redondeados polimícticos en una matriz de arcillas, limos y arenas. Se encuentran sobre unidades Precámbricas, Paleozoicas y Mesozoicas a ambos márgenes y a lo largo de la Cordillera Huaytapallana. Dado el detallado cartografiado realizado durante la fotointerpretación del cartografiado geomorfológico glacial se pudo corregir y mejorar la disposición de los depósitos glaciares.

**Depósitos Fluvioglaciares:** corresponde a materiales re-depositados productos de la erosión y re-transporte de morrenas o Depósitos Glaciares. Está compuesto de por gravas polimícticos y áreas en una matriz areno limosa.

**Depósitos Aluviales:** está compuesto por gravas y bloques sub-redondeados a sub-angulosos polimícticos en una matriz arenosa limosa, se encuentra formando terrazas a las márgenes de los ríos o formando abanicos aluviales.

**Depósitos Fluviales:** corresponde a los lechos de los ríos y bordes, están compuestos por clastos de gravas sub-redondeados a redondeados en una matriz arenosa y con limos y arcillas en los flancos. En la zona de estudio están asociados a los cauces de los principales ríos como el Shullcas, Pisullo, Anchillahuiña entre otros.

**Depósitos Coluviales:** se encuentran compuestos de clastos y bloques heterométricos, polimícticos angulosos y sub-angulosos en una matriz arenosa limosa. Son el producto de la acción de la erosión y la meteorización, se encuentran en las laderas a todo lo largo de la Cordillera Huaytapallana generalmente formando depósitos cónicos o de cuña.

**Depósitos Lacustres:** compuestos de sedimentos de grano fino como limos y arcillas. En la zona de estudio se encuentra este tipo de depósitos asociados a la formación de lagos glaciares represados por el crecimiento de morrenas glaciares. También asociado a algunos depósitos de turba.



*Fotografía 2.3.- Calizas color gris claro a blanquecino en estratos centimétricos aflorando a la margen derecha del río Shullcas, al lado de la trocha carrozable que da acceso a la Laguna Putcacocha.*

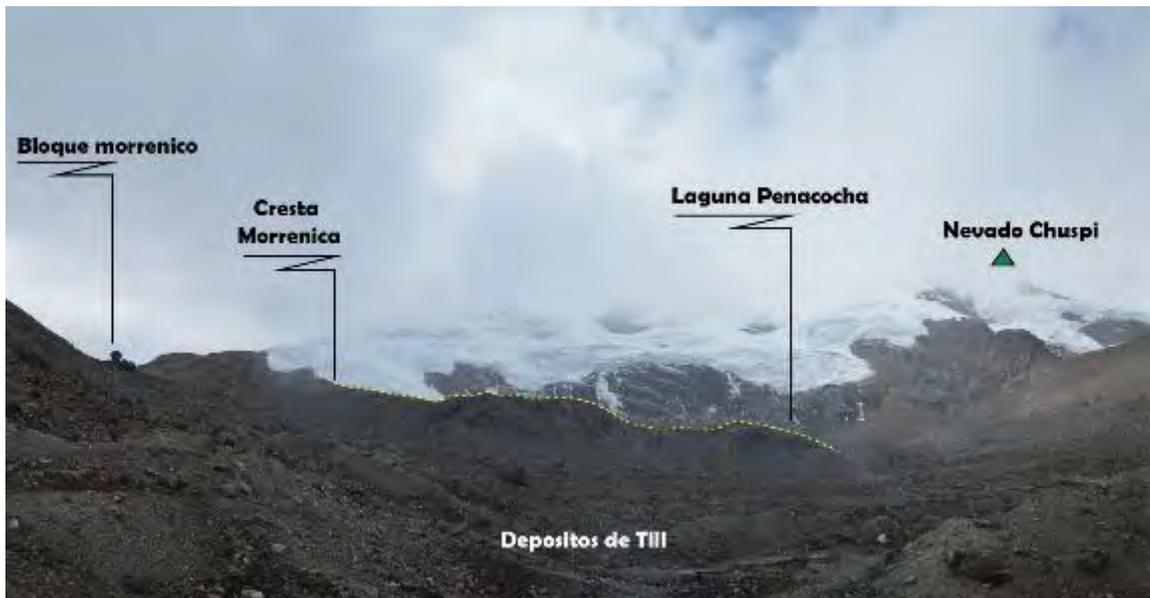
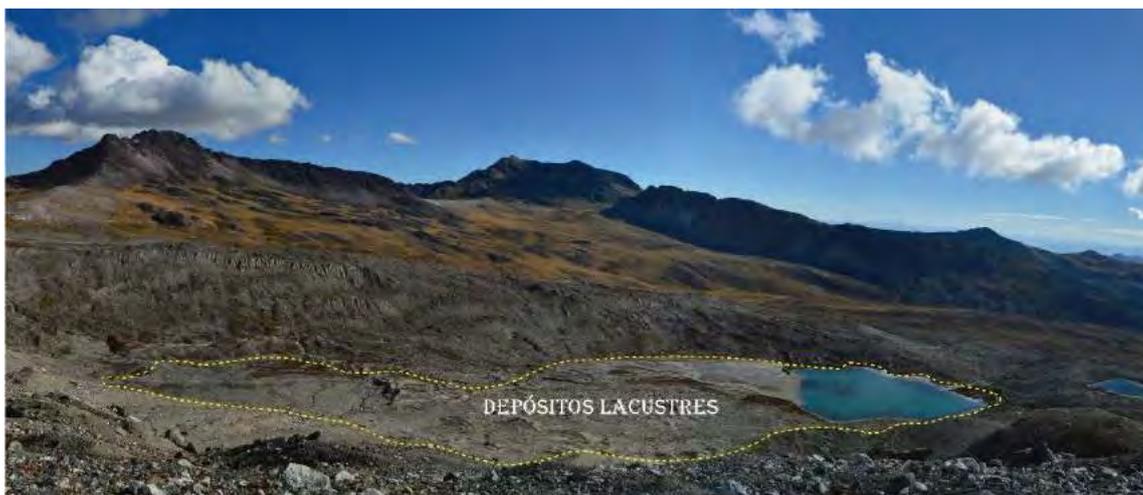


Figura 2. 7.- Obsérvese depósitos de origen glaciar (morrenas y depósitos de till) conformado por bloques sub-angulosos en una matriz areno-limosa. En el fondo de la fotografía se puede observar un bloque sobre una cresta morrénica transportada en una fase de avance glaciar al Noroeste de la laguna Peñacocha.



Figura 2.8: se observan depósitos coluviales en la vertiente de una montaña metamórfica (formando conos detriticos). en las vertientes de la margen izquierda de la quebrada Anchipata, Este del Nevado Ventanilla.



*Figura 2. 9: se observan depósitos de origen lacustre, y depósitos aluviales, en la laguna Potacocha que desembaló sus aguas debido a la ruptura del dique morrénico frontal. Ubicada en la quebrada Añas de la cuenca Peréne,*

### **2.2.5. Rocas Ígneas**

Existen 2 unidades intrusivas en el área de estudio la 1 correspondería a pórfidos ríolíticos de edad permo-triásica, se encuentran aflorando a manera de cuerpo delgados alargados con una dirección de noroeste-sureste y en contacto fallado con las unidades que lo rodean. Se observan afloramientos de esta unidad con una dirección andina entre la Quebrada Chonta, Cerro Chihuan y Pampa Doblecuto, esto al Oeste de los Nevados Chupi y Huaytapallana.

La segunda unidad intrusiva corresponde a granitos de edad Cretácica-Terciaria que corresponderían al Macizo de Sucllamachay descrito por Paredes (1994), este se encuentra cortando a secuencias metamórficas Precámbricas como a las secuencias Paleozoicas y mesozoicas, y se encuentra paralelo a las estructuras andinas (Paredes 1994). Se observa un gran cuerpo granítico en el sector noroeste de la zona de estudio entre los cerros Panlashuyo y Techor.

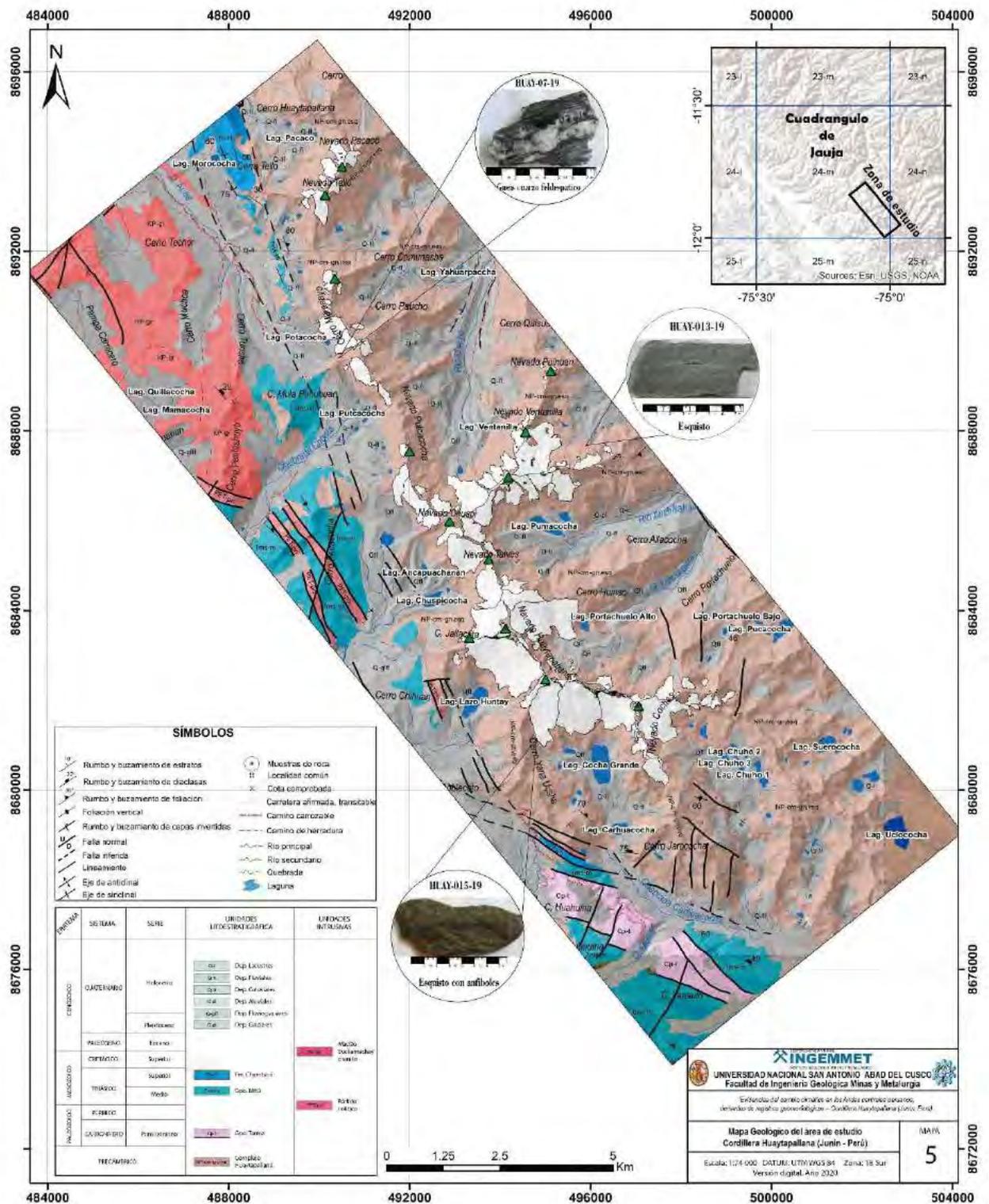


Figura 2.10.: Mapa geológico de la zona de estudio elaboración propia, en base al cartografiado del mapa del Cuadrángulo de Jauja 24m (Paredes et al., 1994) y correcciones de unidades cuaternarias.

## 2.3. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL.

El área de estudio se encuentra ubicada en la zona del Perú central es un área estructuralmente compleja, que presenta grandes e importantes estructuras y morfo estructuras. Ubicada entre los cuadrángulos de Jauja 24m Andamarca y 24n, los cuales estructuralmente ocupan el Altiplano donde se ubica la ciudad de Huancayo y la Cordillera Oriental del Perú, donde se encuentra Ubicada la Cordillera Huaytapallana.

a. **El Altiplano** corresponde en el Perú central a una franja estrecha que se va ensanchando hacia el sur, se extiende con dirección Noroeste a Sureste entre la Cordillera Oriental y Occidental. La Cordillera Oriental corresponde al rasgo más importante de la zona de estudio y presenta una serie de plegamientos y fallas con dirección NO-SE.

b. **La Cordillera Huaytapallana** es el principal rasgo característico de esta zona central de la Cordillera Oriental, tiene una orientación de Andina de NO-SE, una extensión de 25km y una altura máxima 5558 m s.n.m correspondiente al Nevado Huaytapallana, otros tres picos que sobrepasan los 5000 msnm, Nevado cochas 5315msnm, Nevado Chuspi 5383 msnm y Nevado Putcacocha 5236 m s.n.m. Se desarrolla principalmente sobre rocas precámbricas del Complejo Metamórfico de Huaytapallana. Y se encuentra en contacto con secuencias Clásticas y carbonatadas Carboníferas y Triásicas por una serie de fallamientos.

La zona es dominada por la depresión Jauja-Huancayo, que es la principal receptora de depósitos cuaternarios a lo largo de la cuenca del río Mantaro, estos depósitos provenientes de ambos márgenes como parte de los procesos denudativos, propios de la formación de la Cordillera los Andes en sus fases Tectónicas. Producto de estas fases Tectónicas en la zona encontramos gran cantidad de estructuras como pliegues (anticlinales y sinclinales) y fallas (normales inversas y de rumbo), la mayor parte de estas estructuras principales siguen la tendencia andina y tienen una orientación NO-SE (figura 2.11); y se encuentran afectando a las secuencias de rocas desde las más antiguas Precámbricas (Complejo Metamórfico Huaytapallana) hasta las secuencias más recientes paleógenos (Formación Casapalca).

### 2.3.1. NEOTECTÓNICA – FALLA HUAYTAPALLANA

La Falla Huaytapallana es una falla inversa siniestral, está confirmada por deformación sísmica superficial (Philip y Megard 1977), (Macharé et al., 2009), está localizada en la Cordillera Oriental 20 km al este de la ciudad de Huancayo (Suárez et al., 1990) a la falda del Nevado Huaytapallana a 4500 msnm Machare 2008. La Falla Huaytapallana tiene una dirección de NO-SE está formada por 2 segmentos de rumbo promedio N120° y buzamientos de 60 a 70° hacia el noreste (Macharé et al., 2009). Sus segmentos afectan a depósitos morrénicos cuaternarios y a rocas vulcano sedimentarias del Grupo Mitú, y granitos de Sacsacancha (Luque et al., 2020).

La falla es activa y tuvo 2 movimientos registrados hace 51 años. El primero tuvo lugar el 23 de julio de 1969, una magnitud de 5.6 y una profundidad de 1 km (Maza, 1992). Producto de este sismo se reportaron daños ligeros en caseríos y pueblos aledaños. Según Deza (1971)

se observó un desplazamiento vertical de unos cuantos centímetros, el bloque NE se levantó con respecto del bloque SO.

El segundo sismo tuvo lugar el 1 de octubre de 1969 el sismo tuvo una magnitud de 6.2. se reportaron 130 personas muertas y varios heridos (Maza, 1992). Según Deza 1970 se observó desplazamientos verticales de grietas con saltos de entre 1.6 a 2.5 metros esto al noreste de la Hacienda Acopalca. Los saltos de falla producidos por el sismo generaron Sadponds o lagunillas (Macharé 2008)

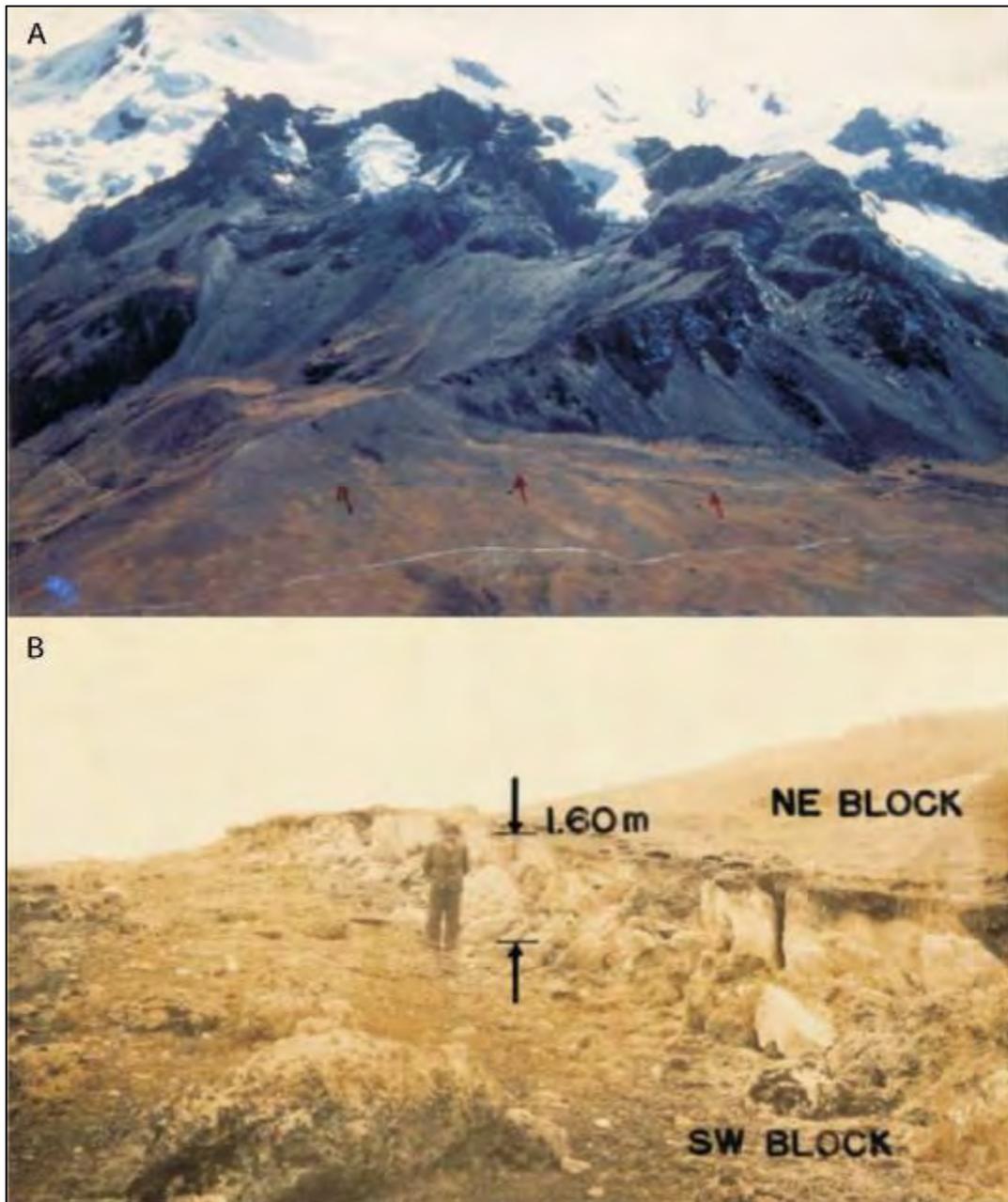


Figura 2.11: A) Falla Huaytapallana a los pies del Nevado Huaytapallana producto de los sismos de 1969. B) escarpe de falla de 1.6 metros producto de los sismos de 1969 (Macharé et al., 2009)

## 2.4. MARCO GEOMORFOLÓGICO (FISIOGRAFÍA)

### A. MONTAÑAS (MR)

Estas unidades consideradas de carácter Tectónico-degradacional, son geoformas con alturas mayores a 300 m respecto al nivel base local (valle glaciar), pueden presentar cimas o cumbres agudas, subagudas, semiredondeada, y estribaciones, resultado de las deformaciones erosionales por diferentes índoles (levantamientos, glaciaciones, precipitaciones, etc.). Teóricamente sus laderas presentan pendientes mayores al 30% (Villota,2005)

En un contexto regional y a un nivel de escala mayor al estudiado, en el área de la Cordillera Huaytapallana, se puede diferenciar 4 tipos de montañas (montaña cubierta por glaciares, montañas en rocas intrusivas y montañas en rocas metamórficas) que ocupan un 56 % del mapa mostrado en la figura: 2.16). **Las montañas metamórficas (RM-rm)** tienen las elevaciones más altas, siendo su pico representativo el Huaytapallana (5844 m s.n.m), conformadas por el gneises, cuarcitas y esquistos de edad precámbrica (ver capítulo de geología), sus pendientes son abruptas catalogadas muy fuertes (25° - 45°), llegando a superar los 45° en algunos sectores. Sobres estas montañas elevadas se han depositado masas de hielo, que conformaron glaciares (hasta la fecha existente, pero en proceso de desglaciación), a estas formas se les denomina **Montañas con cobertura glaciar (RM-cgl)**, superan los 4900 m s.n.m (Nevados Huaytapallana, Putcacocha, Muradayo, Tello, etc.), las condiciones de temperatura (frías), a las que están sometidas las rocas de esta montaña generan procesos crío clásticos, aumentando la erosión de la roca por intemperismo, y generando pendientes muy abruptas (>45°), en zonas de rimaya glaciar. **Las montañas en rocas intrusivas (MR-ri)**, se desarrollan, en cuerpos intrusivos (granitos y riolitas porfiríticas), aflorantes al Noroeste de las montañas metamórficas, mientras que las montañas en rocas sedimentarias están compuestas por rocas calcáreas, de los grupos Tarma y Pucará.

### B. LOMADAS Y COLINAS (RC).

Estas geoformas tienen alturas menores a 300 m, con respecto al nivel base, y ocupan un 16 % en la figura del mapa, pudiéndose clasificar en Colinas en materiales detríticos (RC-md) y Colinas en roca sedimentaria (RC-rs), **Las colinas en depósitos detríticos** se caracterizan por estar formadas en la acumulación de depósitos fluvioglaciares y se las puede encontrar en las vertientes de los valles glaciares, fueron disectadas, por acciones denudativas. **Las Colinas en rocas sedimentarias** se han formado en litologías calcáreas y areno - calcáreas de las formaciones Chambará y el grupo Tarma, presentan pendientes moderadas a fuertes (5°-25°).

### C. MORRENAS (Mo)

Esta unidad comprende a geoformas convexas suaves y alargadas producidas por la acumulación de materiales depositados por acción glaciar durante el Pleistoceno-Holoceno, y es considerada como una geoforma de carácter deposicional y agradacional. Su caracterización requiere un cartografiado detallado. Su desarrollo se realiza en el capítulo siguiente (Geomorfología glaciar)

## **D. VERTIENTES GLACIALES O DE GELIFRACCIÓN. (V-g)**

Es una subunidad geomorfológica formada por la acumulación gravitacional de detritos al pie de las paredes de un valle glaciar, los cuales son producidos por la meteorización mecánica (gelifracción) del substrato rocoso que conforman las paredes del valle. Se encuentran en las laderas de las montañas, están relacionados a la gelifracción e intemperismo en alta montaña, tanto en la zona glaciar como periglacial afectando todo tipo de roca, un desarrollo más exhaustivo de esta geoforma (cono de detritos y talud de detritos) se desarrolla en capítulo siguiente.

## **E. VALLE GLACIAR CON LAGUNA (VII-g/l)**

Corresponde a depresiones existentes en las cabeceras de los valles principales y tributarios de ambientes glaciares, con formación de lagunas de diferentes dimensiones. En la parte alta los fondos de valle son más abiertos, tienen sección transversal en U (Fotografía 2.4), con topografía aplanada y pendientes que van de 1° a 15°, como máximo, determinando una mayor estabilidad en estas formas. El pie de las paredes del valle glaciar se encuentra constituido por vertientes de gelifracción (Luque et al.,2020). Además de ello, estos valles suelen tener lagunas en las partes altas acompañadas de zonas de bofedal y llanuras lacustres (que muestran la existencia de antiguas lagunas).



*Fotografía 2.4. Muestra el Nevado Huaytapallana (5844 m s.n.m) (montaña con cobertura glaciar), y la laguna Lazo Huntay (laguna de origen glaciar) (Fuente: Propia).*



*Fotografía 2.5.: Muestra una morrena frontal, al Oeste del nevado Chuspi (Cordillera Huaytapallana) (Fuente propia)*



*Fotografía 2.6: Vista del valle glaciar Chuspe desde la laguna Peñacocha. (Fuente: propia)*



*Fotografía 2.7. Montaña en roca sedimentaria (Calizas de la formación Tarma), en el valle Shullcas. (Fuente: propia)*

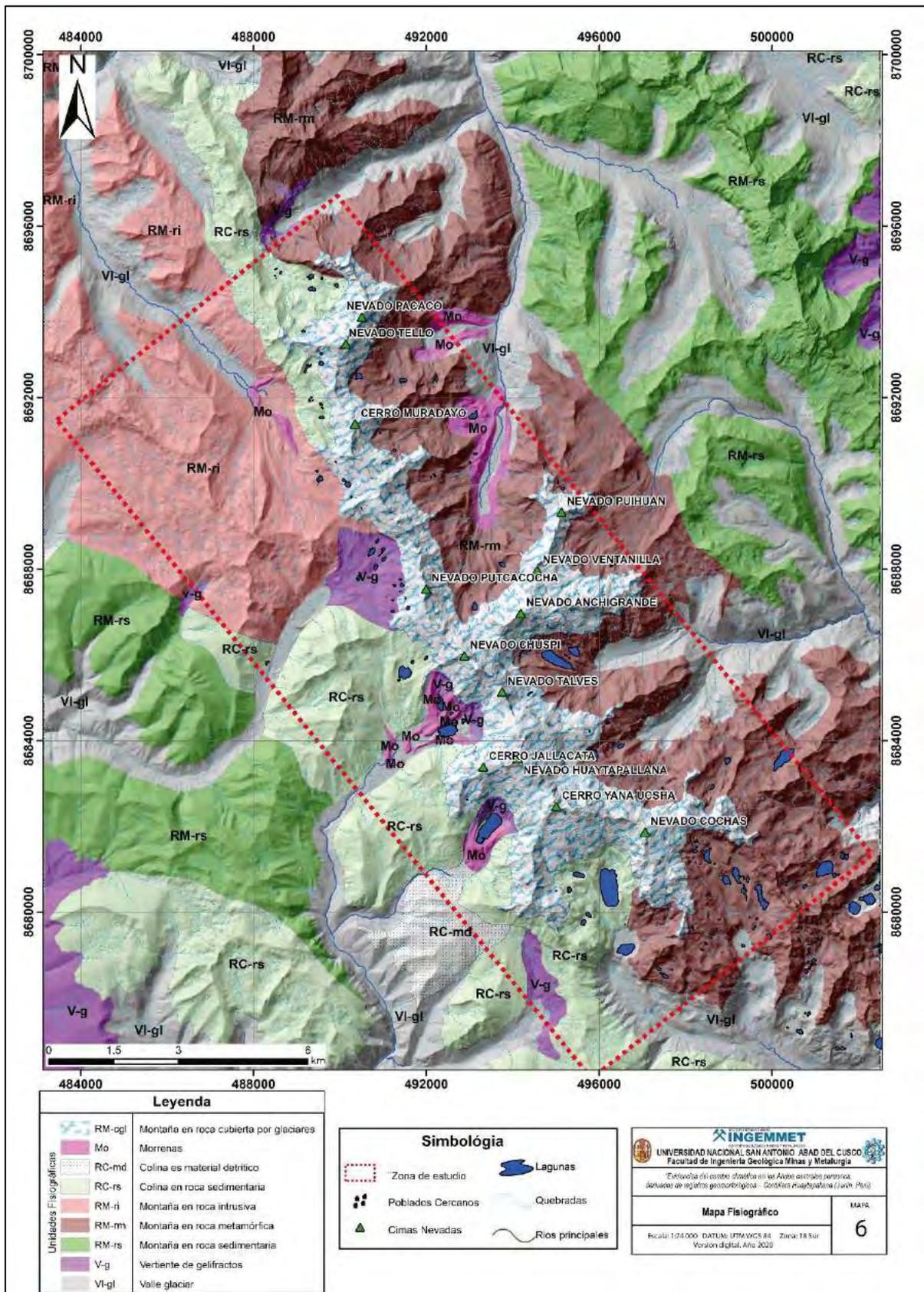


Figura 2.12: Mapa de unidades fisiográficas, en el área de estudio (Fuente: Elaboración propia usando el mapa geológico a escala 1:100 000 del INGEMMET)

# Capítulo III

## GEOMORFOLOGÍA GLACIAR EN EL NEVADO HUAYTAPALLANA

### 3.1. INTRODUCCIÓN

En este capítulo se han distinguido las formas de origen glaciar y periglacial, ubicadas en la zona de estudio alrededor de la Cordillera Huaytapallana, considerando las zonas glaciares, ambientes donde se localizan estos incluyendo picos montañosos descubiertos de hielo. Los ambientes periglaciares se han considerado aquellos ambientes fríos y criogénicos, pero no glaciares (Trombotto et al.,2014), de esta manera se tuvo en consideración los siguientes conceptos:

Los glaciares se forman en latitudes de baja radiación solar, donde el calor no es suficiente para provocar la fusión completa de los aportes pluviométricos recibidos en forma de nieves (Muñoz, 1995), estos aportes de nieve, llegan a compactarse y formar masas de hielo (glaciares) más o menos canalizadas que se mueven vertiente debajo de las montañas producto de la gravedad y su propio peso, La dinámica glaciar modela el relieve de manera significativa (gran parte de la cual es observables, sólo cuando las masas de hielo se retiran (figura 3.3)

El término periglacial se refiere a las condiciones climática y geomorfológicas de las zonas periféricas a masas de hielo (glaciares), donde el congelamiento y descongelamiento (ciclos de hielo y deshielo), modelan el relieve, sin embargo, este término a veces confundido, es utilizado en zonas donde ya no existen glaciares, pero predomina las temperaturas por debajo a 0°C (terrenos permanente o estacionalmente-helados) (Washburn, 1979), donde el término correcto de denominación será geocriológicos. Los ambientes periglaciares ocupan una quinta parte de superficie del globo y, en períodos fríos pleistocénicos ha ocupado un 20% más (French y Karte, 1988.)

### 3.2. GEOFORMAS EN AMBIENTES GLACIARES Y PERI- GLACIARES

En este capítulo se tomará en cuenta aquellas geoformas originadas por episodios climáticos en la Cordillera Huaytapallana (formas del relieve dominadas por el clima (Tricart y Cailleux, 1955, 1965)) y factores gravitatorios, relacionados a la dinámica glaciaria (factor importante en la evolución del relieve), bajo la premisa de que “El origen de muchos de los paisajes actuales, está estrechamente vinculados a los procesos erosivos y de acumulación de la acción glaciaria, ocurridos por la alternancia de períodos glaciares e interglaciares durante el Cuaternario” (Concha, 2015). Estas fluctuaciones glaciares han ido modelando el relieve de manera paulatina. Por ejemplo, Un evento glaciario pudo modelar el terreno formando morrenas en la parte baja del valle, este registro puede ser borrado por una glaciación más intensa o quedar como parte del relieve frente a glaciaciones menos intensas o períodos interglaciares (períodos de retroceso glaciario).

El cartografiado de unidades geomorfológicas se ha realizado sobre una imagen spot7 de 6m/px, un mapa de sombras y un mapa de pendientes de la misma resolución, el objetivo fue identificar el registro en el terreno de la última glaciación mundialmente reconocido denominado “La pequeña edad del hielo”, en la figura 3.1, se detalla las unidades geomorfológicas glaciares identificadas en la Cordillera Huaytapallana

<b>GEOFORMAS EN AMBIENTES GLACIARES Y PERIGLACIARES</b>	 Glaciario
	<b>Geoformas de caracter deposicional o agradacional</b>
	<ul style="list-style-type: none"> <li> Glaciarios cubiertos de escombros</li> <li> Morrena Frontal</li> <li> Morrena Lateral</li> <li> Morrena de Fondo</li> <li> Till Indiferenciado</li> <li> Llanura de origen Lacustre (Turbera)</li> <li> Cono de detritos y gelifractos</li> <li> Vertiente de Bloques (gelifractos)</li> <li> caída de rocas</li> <li> Abanico aluvial</li> <li> Flujo de detritos y depositos fluvioglaciares</li> </ul>
	<b>Geoformas de caracter tectónico degradacional</b>
<b>Geoformas particulares</b>	
	<ul style="list-style-type: none"> <li> Lagunas</li> <li> Bofedal</li> </ul>

Figura 3.1: Lista de unidades geomorfológicas y su respectiva simbología, identificadas en la zona glaciaria y peri glaciaria de la Cordillera Huaytapallana

### 3.2.1. GLACIARES.

La Cordillera Huaytapallana se encuentra cubierta por glaciares, (masas de hielo fluidas), las cuales se forman por procesos de acumulación, recristalización y compactación de nieve, que fluyen pendiente abajo por efectos de la gravedad, estas masas de hielo fluidas poseen una gran capacidad modeladora del relieve.

Las masas glaciares se forman bajo las siguientes condiciones de entorno:

1. Condiciones térmicas caracterizadas por la intensidad y duración del frío.
2. Precipitaciones sólidas (nieve) suficientes.
3. Topografía adecuada para la acumulación de nieve y su posterior transformación en hielo.
4. Balance permanente entre la innivación y fusión de nieve (Muñoz, 1995)

Los glaciares además de su trabajo de transporte, realizan significativas labores de erosión y acumulación, producto de las cuales se origina una morfología original y bien diferenciada (gran parte de la cual no puede ser observada sino hasta que se produce la desaparición de los propios cursos de hielo que la han generado) (Muñoz, 1995) (figura 3.3)

Los glaciares pueden ser clasificados como regionales (de grandes extensiones, ubicados en los polos y representan el 97% de los glaciares mundiales) y locales (de extensiones pequeñas, que se adaptan a la forma de las montañas, y representan solo el 3% de las masas glaciares mundiales). Los glaciares del Huaytapallana tienen glaciares de orden de 0 a 2 km<sup>2</sup> y por su ubicación geográfica son considerados glaciares de montaña también conocidos de circo.

En la actualidad estas masas glaciares se encuentran encima de los 4739 msnm, pero la evidencia geomorfológica (morrenas, lechos rocosos pulidos, etc.) indican que en el pasado se encontraban en una cota mucho más baja.

El cartografiado geomorfológico de estas masas de hielo sobre la imagen satelital del 2016 nos ha permitido identificar, un total de 130 glaciares con 14.2 km<sup>2</sup> (individualizándolos en base a la forma de sus lenguas glaciares, circos y dirección de flujo), los glaciares más extensos identificados fueron los de la cara sur del nevado Huaytapallana (1.34 km<sup>2</sup>), ubicado encima de la laguna Lazo Huntay y el de la cara este del mismo nevado (1.08 km<sup>2</sup>). Otros glaciares de extensiones similares fueron aquellos ubicados encima de la laguna Chuspicocha (cara Sur del Nevado Chuspi, cara oeste del nevado Cochas y el glaciar Yana Ucsha), en la figura (3.2) se pueden ver un gráfico comparativo entre los glaciares y la extensión de su área en km<sup>2</sup>.

En cuanto a la pendiente, los glaciares de la Cordillera Huaytapallana poseen pendientes: altas (25° a 45°), a muy altas (>45°), solo en los glaciares pequeños en las cimas de montaña, se pueden evidenciar pendientes moderadas (5° a 15°), pertenecientes a glaciares colgados, que no poseen una lengua de avance. Ubicándose usualmente en la parte alta entre dos circos glaciares de dos vertientes diferentes.

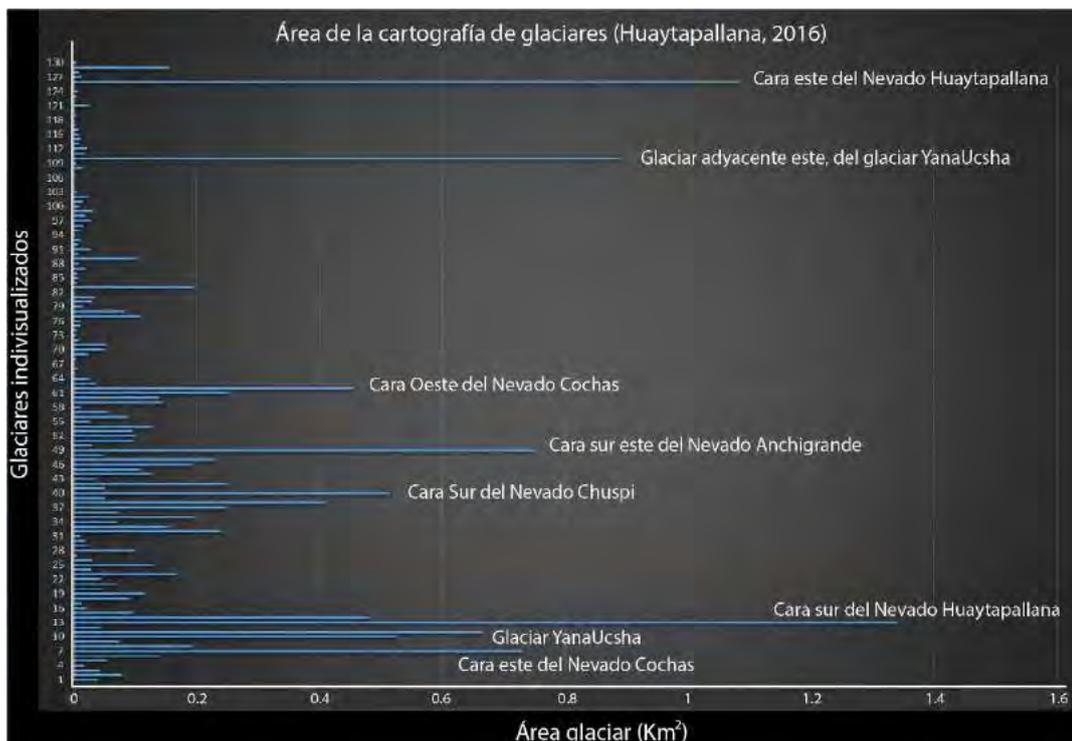


Figura 3.2 Gráfico comparativo entre los glaciares cartografiados y su área glacial en Km2, en base al cartografiado sobre las imágenes del Huaytapallana, 2016

Dentro de los glaciares cartografiados, se pueden ver diferentes tipos de estructuras en el hielo, como, por ejemplo:

- **Estratificación:** los glaciares presentan cierta estratificación similar a la sedimentaria, esto refleja las diferentes capas de hielo que se han ido acumulando, año tras año y han formado las masas glaciares, en algunos casos se puede ver inter estratificados sedimentos y capas de hielo.
- **Pliegues o bandeamientos:** los pliegues y bandeamientos glaciares son visibles debido a la plasticidad del hielo, el desplazamiento del fluido y el empuje generado por la gravedad y peso del hielo
- **Las grietas o crevases:** son estructuras superficiales del hielo, se deben a esfuerzos extensionales donde el esfuerzo de avance superó la plasticidad perfecta del hielo provocando grietas semi verticales, por donde el agua se infiltra.
- **Seracs:** se da por el cruce de varias grietas, esto provoca el fraccionamiento del hielo, generando pináculos y bloques sueltos.
- **Rimayas:** es la grieta visible (satelitalmente), que separa la masa glaciar del basamento rocoso en la zona de circo glaciar.
- **Fallas de gravedad y deslizamientos:** son estructuras que se desarrollan en las zonas de cambio de pendiente fuerte, marca la zona de cambio.

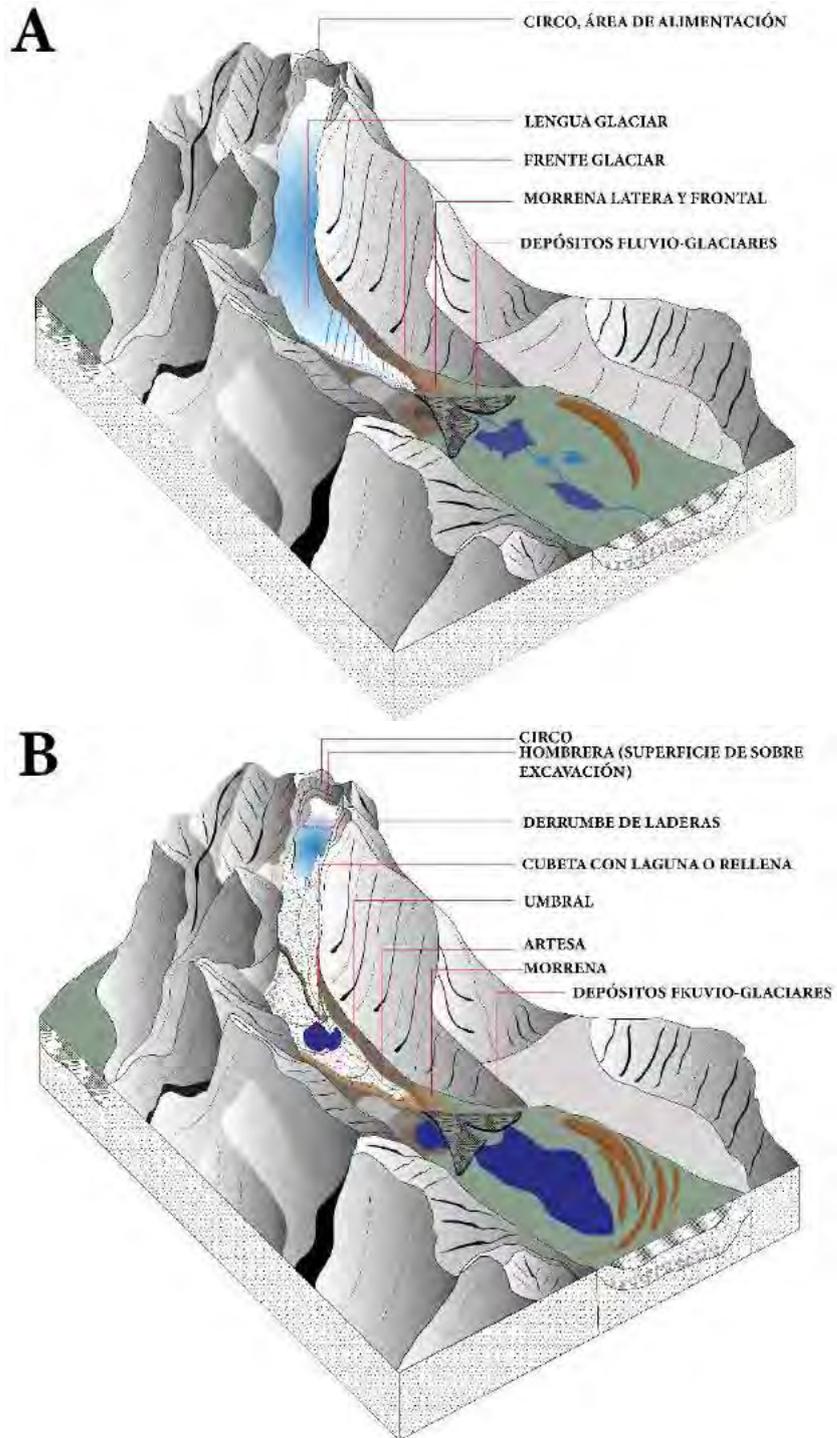


Figura 3.3: A) y B) representa la evolución del relieve glaciar en el Nevado Sulcon (Fuente: Elaboración propia)

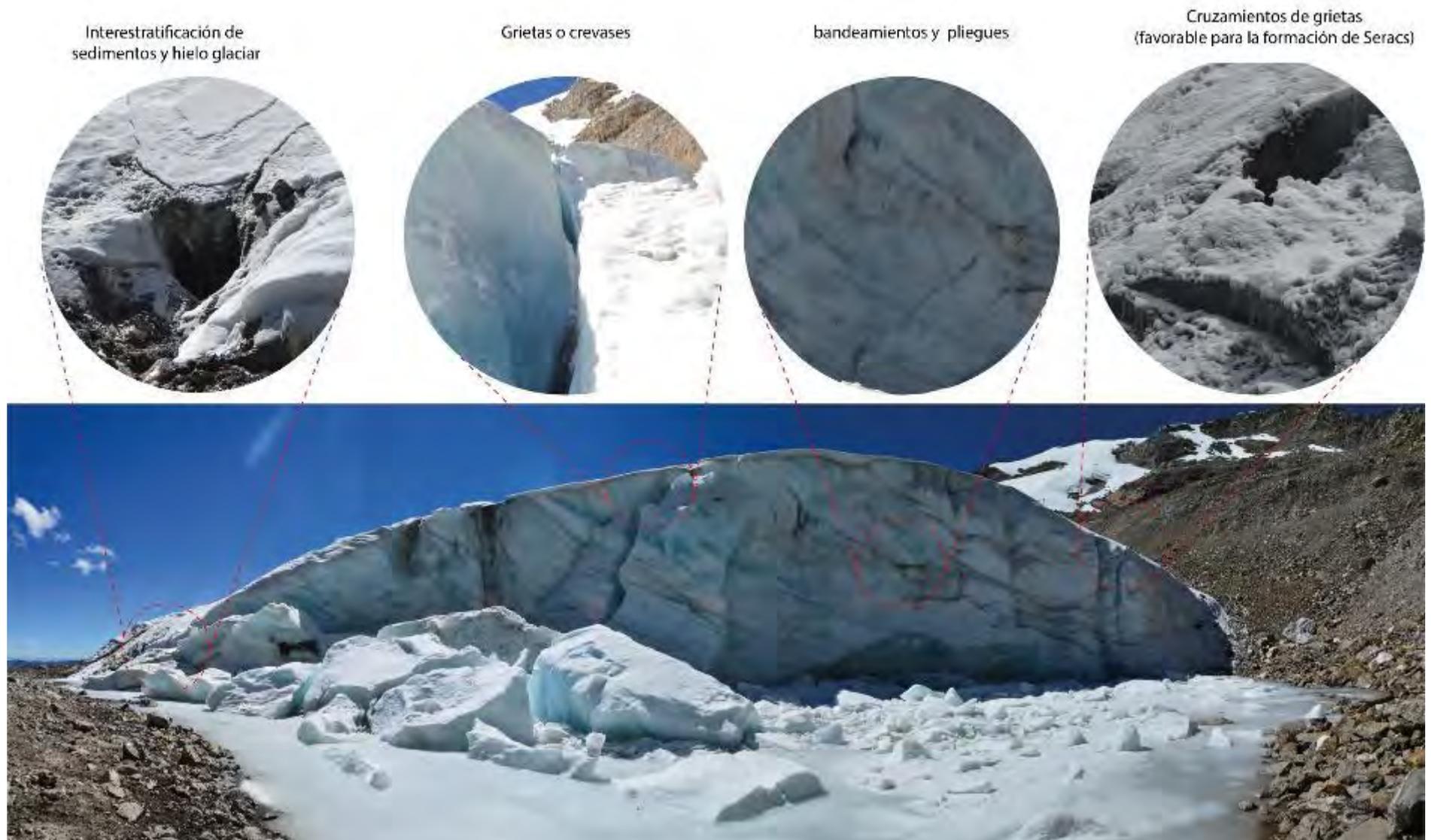


Figura 3.4: Se observan las estructuras en las masas glaciares (hielo) formado por los cambios de pendiente y el comportamiento plástico del hielo (Glaciar ubicado al sur del Cerro Muradayo en la quebrada Añas, ubicado en las coordenadas Y:8689749 y X: 490396 en la Cordillera Huaytapallana (Fuente elaboración propia)

Además de ello, es posible evidenciar formas particulares en las superficies glaciares que revelan en gran magnitud el estado actual de desglaciación de las masas de hielo. (figura 3.5), en esta figura se puede observar la acumulación de crioonitas (mezcla de partículas emitidas a la atmósfera por fuentes naturales y antrópicas Cruz et al.,2019), estas partículas aparentemente sedimentos finos, se presume que fueron depositados por acción del viento y gravedad (desde la cabecera del circo glaciar).

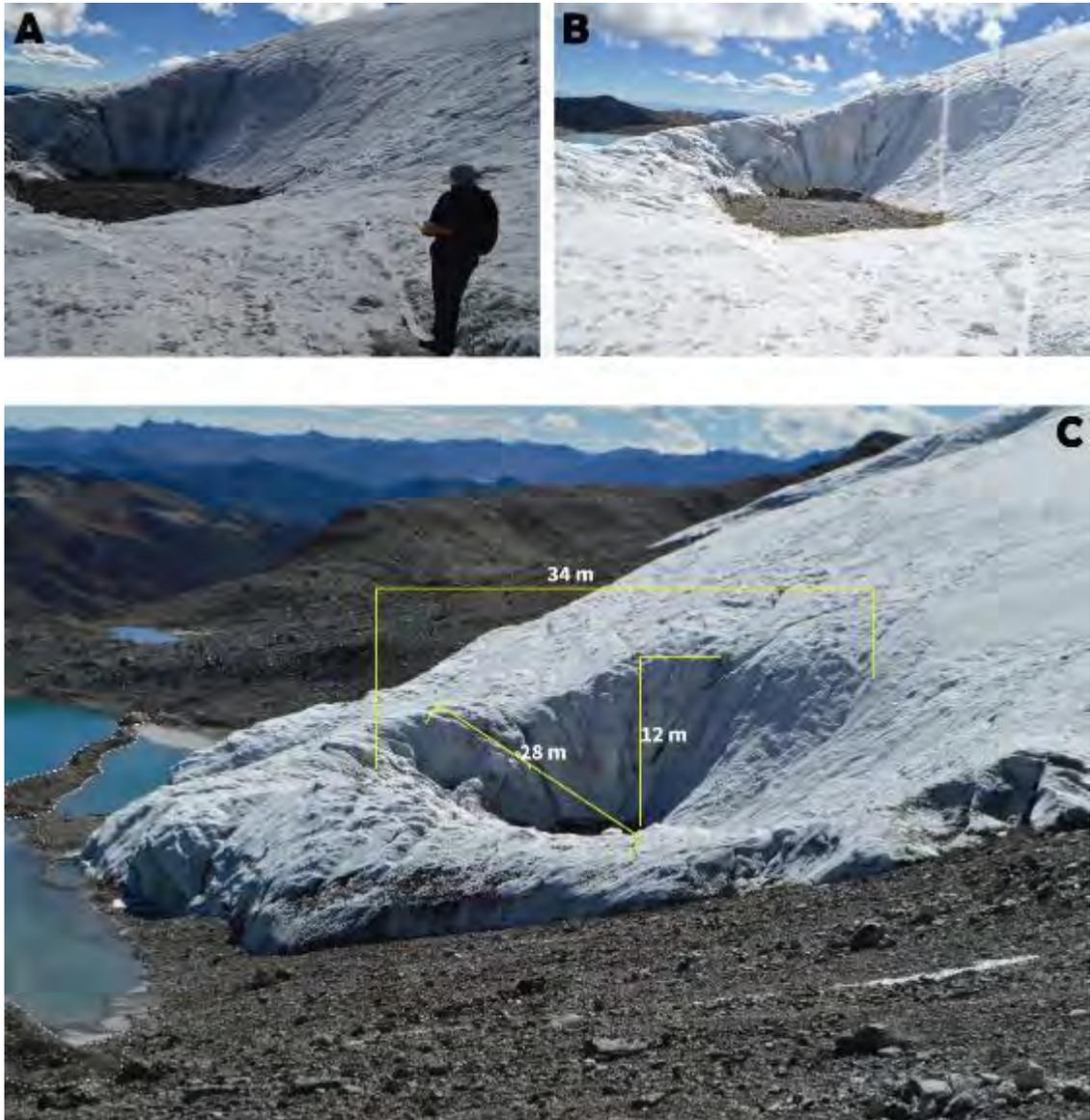


Figura 3.5: Ejemplo de pozos de crioonitas en la Cordillera Nevada Huaytapallana. A y B) muestran los depósitos (sedimentos) sobre el glaciar en el cerro Muradayo, C) muestra las medidas referenciales del pozo de crioonitas y la laguna en formación proveniente de la percolación de sus aguas (Fuente: Elaboración propia)

Cruz et al.,2019, explica la degradación de las masas de hielo a causa de este efecto en 5 Fases, teniendo como área de estudio el glaciar Artesonraju de la Cordillera Blanca; La primera fase corresponde a la acumulación de criocónitas en la superficie glaciar. La segunda fase comprende la fusión parcial del hielo alrededor de las partículas oscuras que irradian calor absorbido de los rayos solares (onda larga o radiación infrarroja). La fase 3 es conocida como la formación de pozos de criocónitas, en la fase 4 y 5, los pozos de criocónitas llegan a juntarse y formar cauces de escorrentía sobre las masas de hielo (ver figura 3.6). En este caso las criocónitas (sedimentos sobre la superficie glaciar del Huaytapallana- cerro Muradayo), habrían formado un pozo, cuyas aguas percolan a través de las fracturas glaciares, alimentando la laguna (en formación), a los pies de la lengua glaciar



Figura 3.6: Fases de formación de pozos de criocónitas en el Nevado Artesonraju – Cordillera Blanca (Fuente: Modificado de Cruz et al.,2019)

Otro fenómeno de desglaciación en la zona de estudio se debe a la erosión de los sedimentos glaciares (morrenas de fondo), por un incremento en el caudal del meltwater (agua que fluye debajo de las masas de hielo), causado por el incremento de la tasa de desglaciación, este fenómeno se puede observar en distintos puntos de la Cordillera Huaytapallana, pero principalmente en los depósitos supraglaciares de los cerros Muradayo, Ventanilla y Putcacocha. Como resultado de este proceso se observan pequeñas cavernas en las paredes glaciares (Figura 3.7)

Una vez que determinamos que las masas glaciares modelan el paisaje y a la vez estos responde de manera directa a las variaciones climáticas, podemos afirmar que las geoformas glaciares son parte de la geomorfología climática, así mismo las formas originadas por la dinámica glaciar puede subdividirse en geoformas de carácter deposicional o agradacional y geoformas de carácter degradacional

### 3.2.2. GEOFORMAS DE CARÁCTER DEPOSICIONAL O AGRADACIONAL

#### - TILL INDIFERENCIADO.

El till es el producto de los mecanismos de la sedimentación glaciár pobremente clasificado constituido por partículas y bloques de diferentes tamaños en una matriz areno-arcillosa, sin estratificación y formado por bloques de diferentes litologías (En el caso del Huaytapallana la mayoría son metamórficas), las morrenas están conformadas de till, Cuando los mecanismos de erosión glaciár no llegan a acumular suficiente material o es difícil de reconocer si este pertenece o no a una morrena se le denomina till indiferenciado (sabemos que su origen es glaciár pero desconocemos en qué proceso dinámico glaciár se formó), por ejemplo la desembocadura de los valles glaciáres (vertiente glaciár) en la Cordillera nevada Huaytapallana está formada por sedimentos de origen glaciár (till), pero no podemos reconocer un relieve morrénicos, esto por la erosión del valle y otros factores que degradaron su forma original.

Existe un conjunto de procesos primarios ligados a la sedimentación del material estos pueden ser de origen supraglaciár, endoglaciár y subglaciár.

- a. **Detritos supraglaciáres:** es el material detrítico transportado sobre las masas de hielo cuyo origen puede ser: avalanchas de roca y nieve, derrumbes, en la parte superior a la rimaya glaciár e inclusive la acción eólica puede suministrar partículas al conjunto glaciár (Boulton, 1978; Small, 1987; Kirkbride, 1995; Benn y Evans, 1998). Los detritos endoglaciáres, pueden encontrarse diseminado en la masa de hielo (no representan más del 15% de la masa total (Embelton, 1979a), los detritos subglaciáres pueden derivar del propio lecho de material que penetra a favor de grietas, estos detritos de fondo experimentan abrasión y roturas, con mayor porcentaje de redondez, donde el transporte es fundamentalmente por tracción (Sharp, 1988).

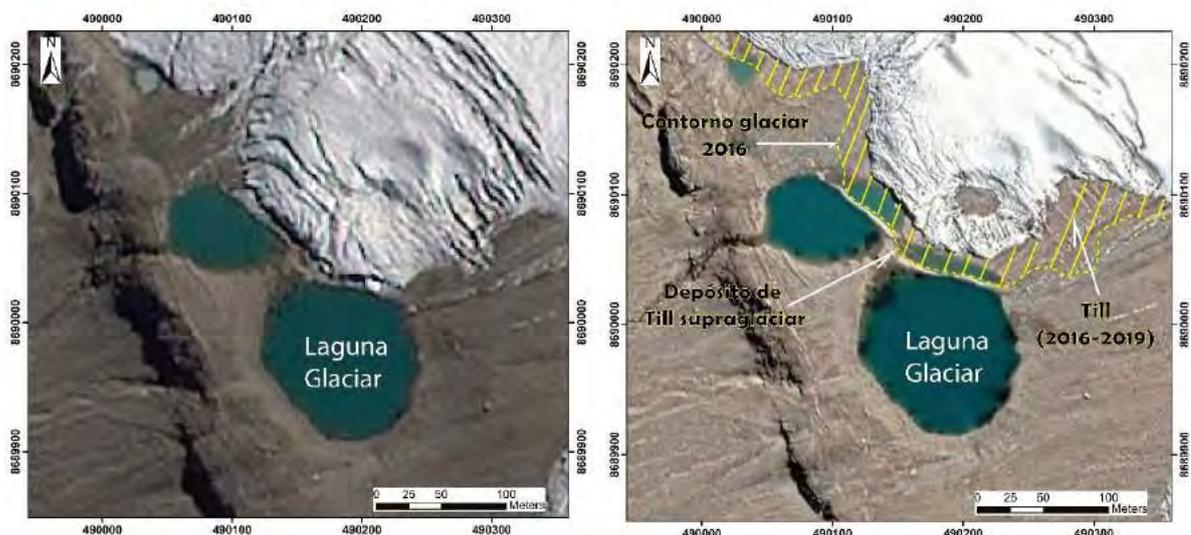


Figura 3.7 Ejemplo de deposición de till supraglaciár formando pseudo morrenas de retroceso. La imagen izquierda corresponde a una imagen satelital del 2016 y la imagen derecha corresponde a la imagen del 2016

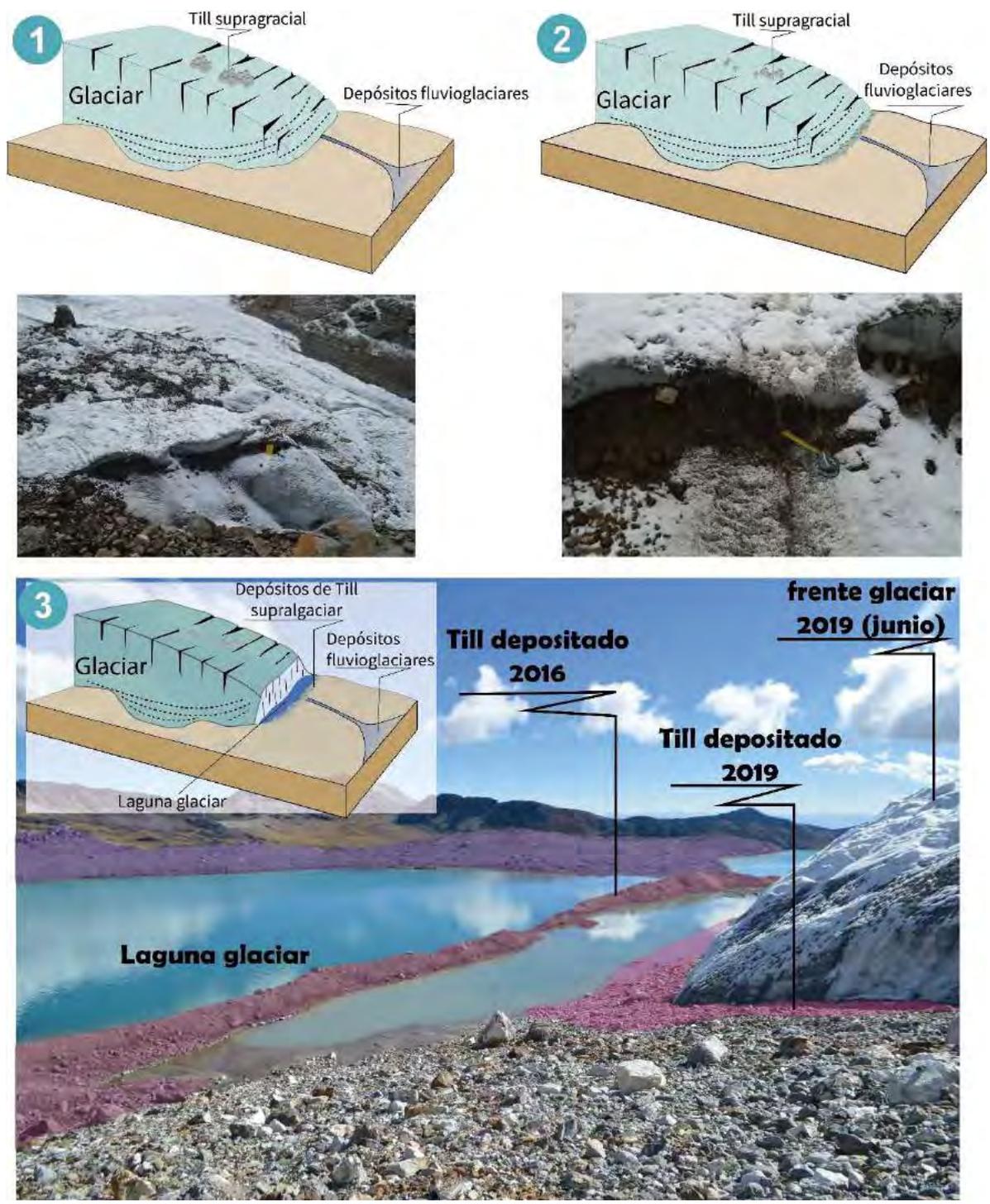


Figura 3.8: Ejemplificación de los procesos de sedimentación de till supraglacial, 1) Acumulación de till, producto de crioclastia de las rocas en la cima glaciar. 2) Arrastre del till supraglacial por escorrentía superficial y acumulación en el frente glaciar. 3) muestra el retroceso glaciar y formación de lagunas con evidencias de pseudomorrenas (mezcla de till supraglacial, subglacial y endoglacial).

- **MORRENAS.**

son crestas o depósitos de detritos de rocas transportados por un glaciar, las formas más comunes son: Morrena de fondo: formada debajo de un Glaciar; Morrena lateral formado a lo largo de las márgenes laterales de las masas de hielo (figura 3.9), Morrena central formada a lo largo del centro y Morrena frontal o terminal, depositada frente al término del glaciar: (Trombotto, et al 2014)

Las morrenas quedan después de que el glaciar se ha retirado, y dan evidencia paleo climática de su existencia pasada (Figura 3.10).

En la Cordillera Huaytapallana, las morrenas se encuentran conservadas de manera óptima, se puede identificar de manera clara las del último avance glaciar reconocido a nivel mundial (la pequeña edad del hielo – PEH). Las estructuras de estas morrenas están afectadas por derrumbes y en algunos casos se observan diques rotos por el desembalse de lagunas glaciares (Caso morrena frontal de la laguna Chuspicocha y Lazo Huntay), donde también se observan evidencias de derrumbes internos y externos.

Las morrenas cartografiadas alrededor del nevado Huaytapallana (391 morrenas laterales, 90 morrenas frontales y 55 morrenas de fondo) ocuparon un área total de 38271 km<sup>2</sup>, en la figura 3.11, se pueden observar la diferencia de extensión entre las morrenas laterales, frontales y de fondo expresadas en metros cuadrados, allí se observa la predominancia de morrenas laterales siendo la de mayor extensión aquella ubicada Noroeste de los nevados Ventanilla y Puihuan. La morrena frontal de mayor extensión fue aquella ubicada al Suroeste del nevado Chuspi, mientras que la morrena de fondo de mayor extensión fue la ubicada al lado sur del cerro Muradayo.

La gran diferencia entre el número de morrenas laterales y frontales, se puede explicar debido a que por cada morrena frontal existirán dos morrenas laterales, y que las morrenas frontales en su mayoría fueron erosionadas por desembalses de lagunas y derrumbes, mientras que las morrenas de fondo fueron erosionadas y transportadas convirtiéndose en depósitos fluvioglaciares.

Si el cartografiado se extendiera más allá de los límites propuestos (suficientes para identificar la extensión glaciar en la pequeña edad del hielo), se podrían hallar más evidencias geomorfológicas de morrenas.

Tabla N° 3.1. Muestra el número de morrenas cartografiadas y su extensión total en kilómetros y metros cuadrados.

<i><b>TIPO DE MORRENA</b></i>	<i><b>NÚMERO DE MORRENAS</b></i>	<i><b>EXTENSIÓN EN (km<sup>2</sup>)</b></i>	<i><b>EXTENSIÓN EN (m<sup>2</sup>)</b></i>
<i><b>Lateral</b></i>	<i><b>321</b></i>	<i><b>25 741</b></i>	<i><b>25 741009</b></i>
<i><b>Frontal</b></i>	<i><b>90</b></i>	<i><b>7 345</b></i>	<i><b>7 345034</b></i>
<i><b>Fondo</b></i>	<i><b>55</b></i>	<i><b>5 185</b></i>	<i><b>5 185502</b></i>



Figura 3.9. Ejemplo de una morrena lateral de 81 metros de altura, con evidencias de erosión, en la cara noroeste del nevado Chuspi, al Sur de la laguna Chuspicocha (Cordillera Huaytapallana).

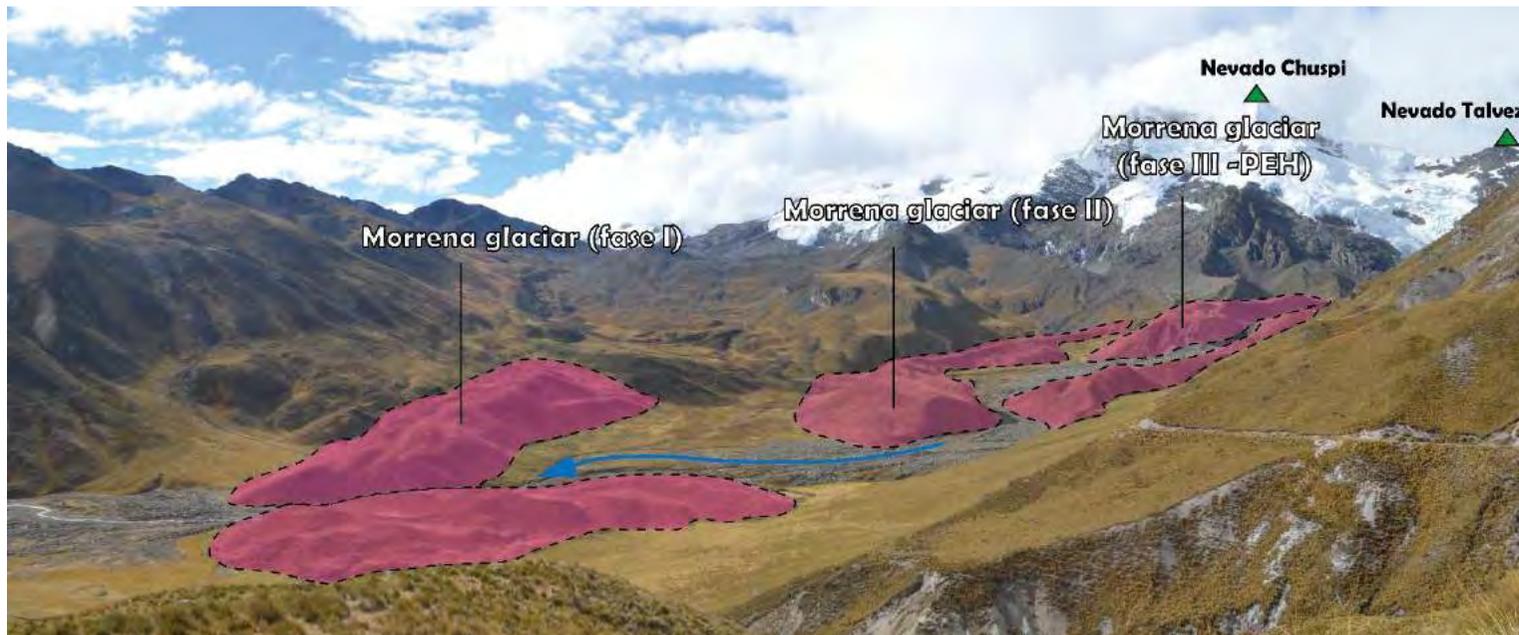


Figura 3.10. : Secuencia de morrenas frontales depositadas durante el cuaternario, cuyo circo principal fue el Nevado Chuspi. Revela las fluctuaciones glaciares durante el pleistoceno en este valle glaciar.

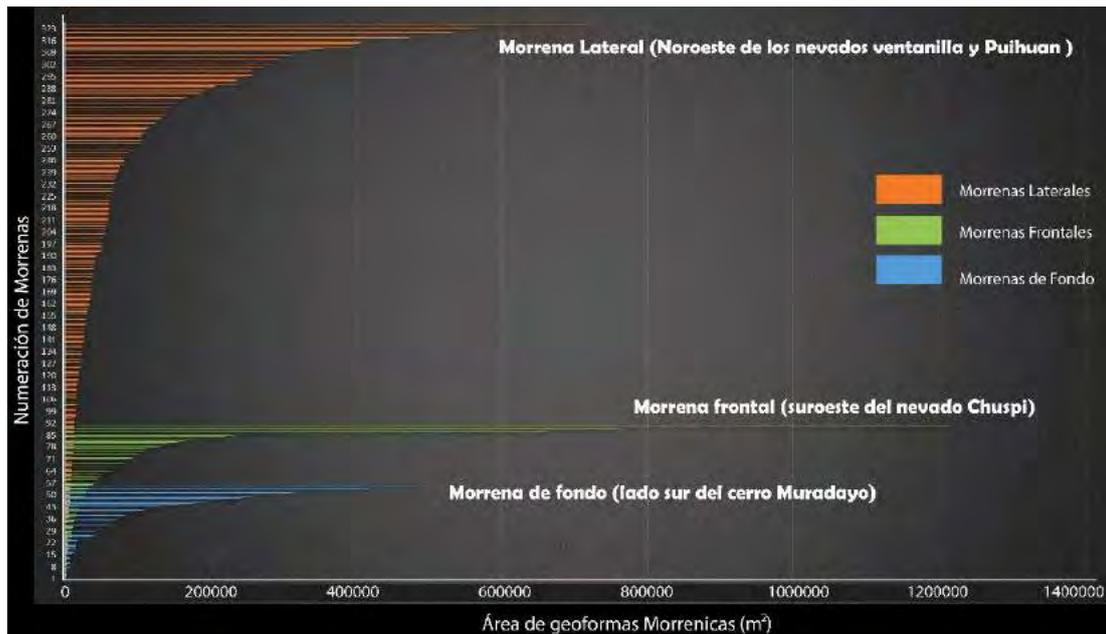


Figura 3.11: : Gráfico comparativo entre las morrenas cartografiadas y su extensión en m2, en base al cartografiado sobre las imágenes satelitales del Huaytapallana, 2016.

#### - ABANICO ALUVIAL

Estas geoformas se presentan en las vertientes glaciares del nevado Huaytapallana, relacionados a la dinámica fluvial producida por el deshielo glaciar. Los abanicos aluviales más representativos se encuentran en las vertientes de los picos nevados del glaciar Huaytapallana y Chuspi, originados por flujo de detritos, producto de la rotura del dique morrénico de las lagunas Lazo Huntay y Chuspicocha.

Localmente se ha cartografiado un área total de 0.67 km<sup>2</sup> de esta unidad, la cual es difícil de separar de los depósitos fluvio-glaciares originados por fenómenos similares de menor intensidad.

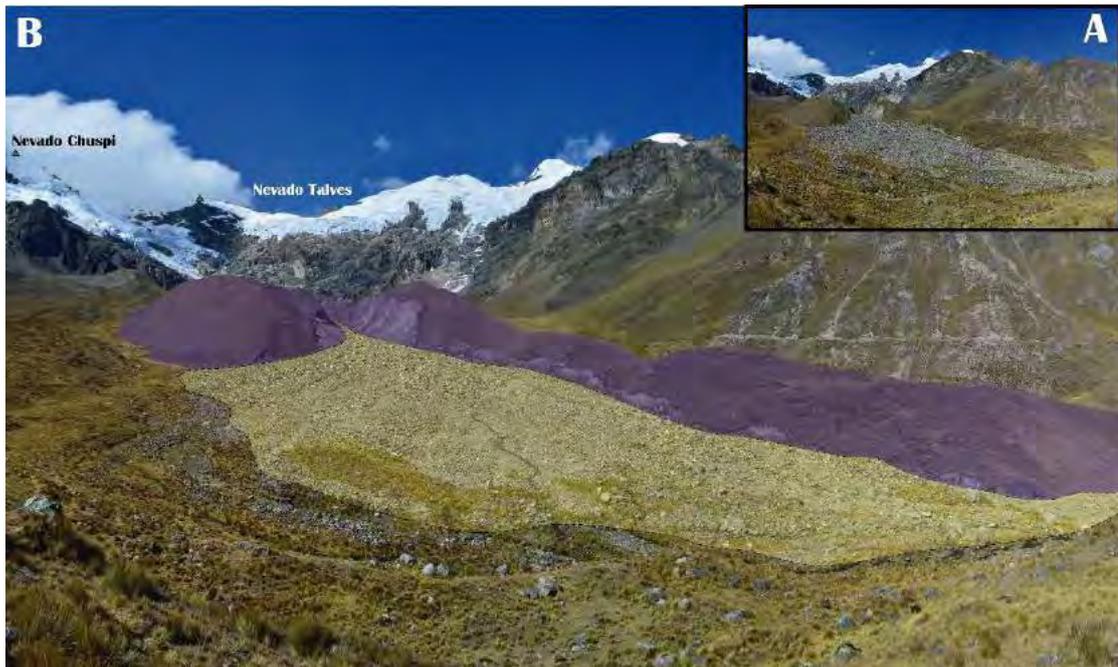


Figura 3.12: Muestra un abanico aluvial en el valle Chuspi, producto del desembalse de la laguna Chuspicocha

### - FLUJO DE DETRITOS Y DEPÓSITOS FLUVIOGLACIARES

Los flujos de agua en zonas glaciares y periglaciares se alimentan de nieve, hielo fundido, lluvias, agua subterránea y una pequeña cantidad de glaciares rocosos (Elorza 2008), este tipo de depósitos y geformas están condicionados a la fusión del hielo y aumento de precipitaciones en períodos de avenida, se presentan en zonas de pendiente baja compuestos por el transporte de sedimento glaciar (till) a lo largo del cauce de un río o riachuelo estacional. En la Cordillera Huaytapallana estos eventos son más notorios en los valles glaciares de las lagunas Chuspicocha y Lazo Huntay, producto del desborde de sus aguas que han transportado material glaciar (till) vertiente abajo. En el valle Chuspicocha podemos observar diferentes niveles y alturas de estos depósitos que forman terrazas a lo largo del flujo del río Shullcas.



Figura 3.13: A) muestra los depósitos fluvio-glaciares, en la cabecera del río Shullcas posterior a la laguna Chuspicocha, B muestra los depósitos fluvio-glaciares en la zona intermedia del valle y C muestra depósitos fluvio-glaciares en la parte baja del valle donde forma terrazas de 4 m aproximadamente.

### - VERTIENTE DE BLOQUES Y GELIFRACTOS

Estas geoformas se producen por la acción del intemperismo (congelamiento y descongelamiento abrupto de las rocas), son frecuentes en zonas periglaciares produciendo la acumulación de gelifractos y dejando paredes abruptas de roca (generalmente del Complejo Metamórfico Huaytapallana).

El complejo metamórfico Huaytapallana sobre el cual se han formado masas de hielo (Nevado Huaytapallana), posee grietas productos de fallamientos y diaclasas por el cual penetra el agua (de precipitación o deshielo glaciar), que al congelarse se expande como consecuencia de las bajas temperatura, produciendo esporádicos desprendimientos de rocas (crioclastia o gelifracción) (Figura 3.14), que por fuerza de gravedad caen. El resultado de este proceso es una ladera cubierta de gelifractos al pie de cornisas rocosas

### - CONO DE DETRITOS

Son unidades geomorfológicas de origen similar a la vertiente de bloques y gelifractos, donde los gelifractos resultantes de procesos crio clásticos caen ladera abajo en forma más organizada depositándose los clastos de mayor tamaño en la parte inferior y los de menor tamaño en la parte superior (esto en respuesta a la energía cinética del tamaño de cada bloque), cuando los fragmentos rocosos resultantes de la gelifracción se canalizan , producen una hendidura en el substrato (característica de los conos de detritos)que pueden ser utilizados para avalanchas de nieve y roca, este material movilizado se deposita finalmente dando origen a los conos de derrubios (Elorza), los conos de detritos generalmente colapsen lateralmente con otros (Figura 3.16).



Figura 3.14: Ejemplo de procesos de crioclastia, al Noroeste del Nevado Chuspi- Cordillera Huaytapallana (Fuente Elaboración: propia).

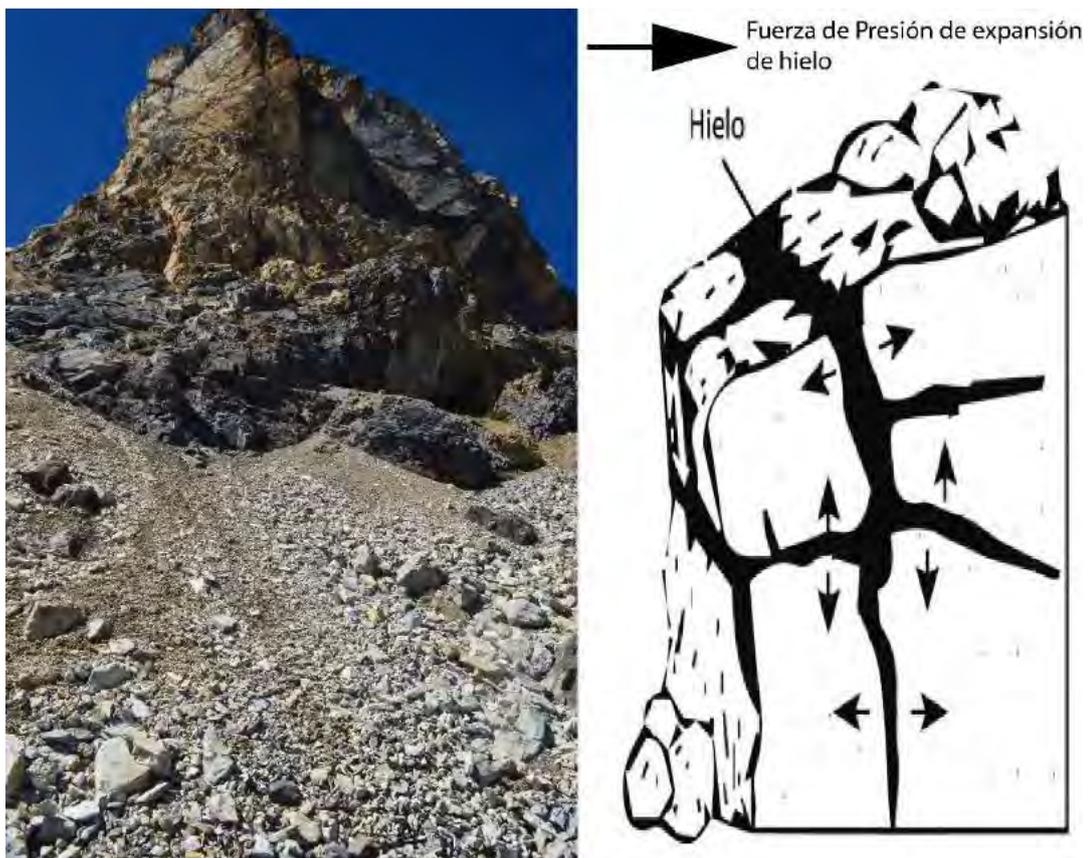


Figura 3.15: Ejemplo de procesos de crioclastia, al sur del Nevado Muradayo- Cordillera Huaytapallana que genera una vertiente de bloques (Fuente Elaboración: propia)



Figura 3.16: Vertientes de roca en el Nevado YanaUcscha, nótese las cornisas de roca de donde provienen los bloques

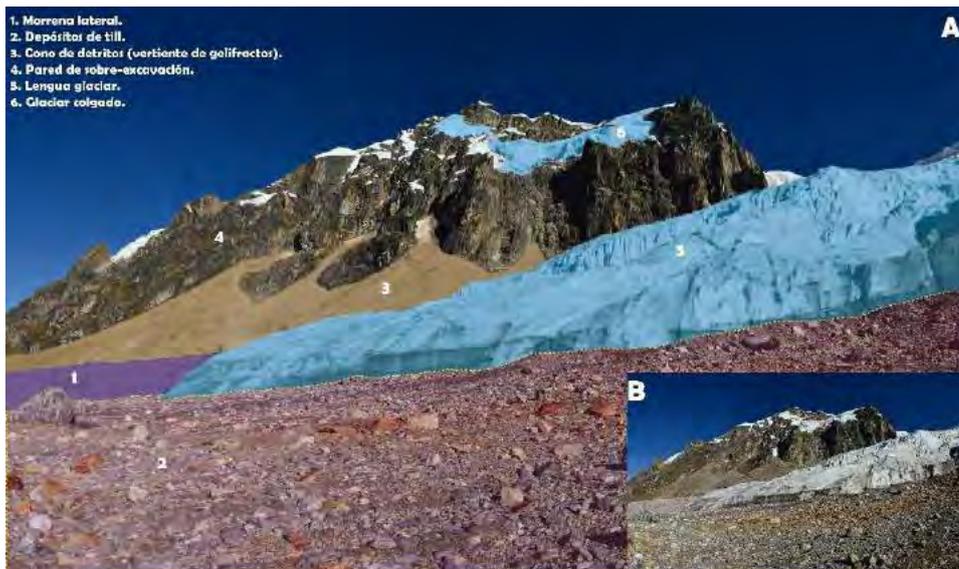


Figura 3.17: Conos de detritos, producto de caída de rocas por gelifracción en el Nevado Ventanilla – Cordillera Huaytapallana. (fuente: Elaboración propia)

#### - GLACIARES CUBIERTOS DE ESCOMBROS – GLACIARES ROCOSOS

Los glaciares rocosos están constituidos por bloques y clastos angulosos, en forma de lengua o forma lobular, con hielo en su interior que se mueve pendiente abajo. El hielo presente en este geoforma se encuentra cementando los clastos o en forma de núcleo de hielo cubierto por fragmentos rocosos (Potter, 1972), En la Cordillera Huaytapallana estas geoformas ocupan un total de 1.32 km<sup>2</sup>, individualizados en 14 geoformas, distribuidos y próximos a las vertientes periglaciares: Este y Oeste, donde los procesos crio clásticos son evidentemente elevados, por ende, es mayor la producción de bloques y clastos que caen ladera abajo, de igual manera la existencia de saturación de agua es alta, producto de la ablación glaciar.

Las geoformas de glaciar rocoso han sido clasificados en dos tipos: glaciogénicos y criogénicos, los glaciares de roca criogénicos se originaron a partir de una lengua glaciar separada de su zona de acumulación, que posteriormente fue cubierta por clastos suficientemente grandes que lo protegieron de la radiación solar, evitando su deshielo. Los glaciares rocosos criogénicos en cambio se formaron por la interacción directa de avalanchas de hielo y roca en vertientes glaciares.



Fotografía 3.1: Glaciares rocosos criogénicos en la vertiente entre los Nevados Putcacocha y Chuspi. (Fuente: propia)



Fotografía 3.2: Formación de un glaciar rocoso glaciogénicos, en la vertiente oeste del nevado Chuspi, obsérvese cómo la lengua glaciar actual se encuentra cubierta por clastos. (Fuente: propia)



Figura 3.18: Glaciar rocoso glaciogénico ubicado encima de la laguna Ancapuachanan (laguna al sur de la laguna Chuspicocha) (Fuente: Elaboración propia)

## - LLANURA DE ORIGEN LACUSTRE (TURBERAS Y BOFEDALES)

Geomorfológicamente las llanuras de origen lacustre son superficies de pendiente baja que marcan la antigua existencia de una laguna proglacial, donde al aporte orgánico fue mayor que el hídrico (esto puede deberse a la infiltración del agua a través del dique morrénico o el colapso parcial de este), este tipo de geoformas se encuentra alrededor de la Cordillera Huaytapallana, generalmente delimitado por rastros de morrenas laterales. Los bofedales conforman generalmente planicies y están relacionados a las cuencas altas o valles cerrados. Su génesis está relacionada a represamientos naturales, por deposición y decantación de material fino en aguas tranquilas, así como la deposición de material fino en cuencas endorreicas. También se pueden presentar por afloramientos del nivel freático en superficie, que da origen a humedales, donde crece vegetación, se deposita material fino y material orgánico, como resultado de la descomposición de la vegetación, como es el caso de los bofedales. Se encuentran constituidos por sedimentos muy finos arcillo-limosos, a veces con intercalaciones de lentes areno-gravosos. Se encuentran estratificados en capas muy finas denominadas "varvas". También ocurren intercalaciones con lentes orgánicos.

Los mecanismos de transporte y sedimentación son muy idénticos a los existentes en otros medios lacustres, inicia con una sedimentación en lagos subglaciares (posteriormente descubiertos), marginales y pro glaciares. En este tipo de sedimentación pueden reconocerse capas de fondo, que representan la sedimentación distal de partículas finas, y las capas frontales y de techo que señalan aporte de material proximal más grueso (Elorza 2008),

En el área de estudio las turberas ocupan un área total de 7.74 km<sup>2</sup> mientras que los bofedales ocupan un área de 5.31 km<sup>2</sup>

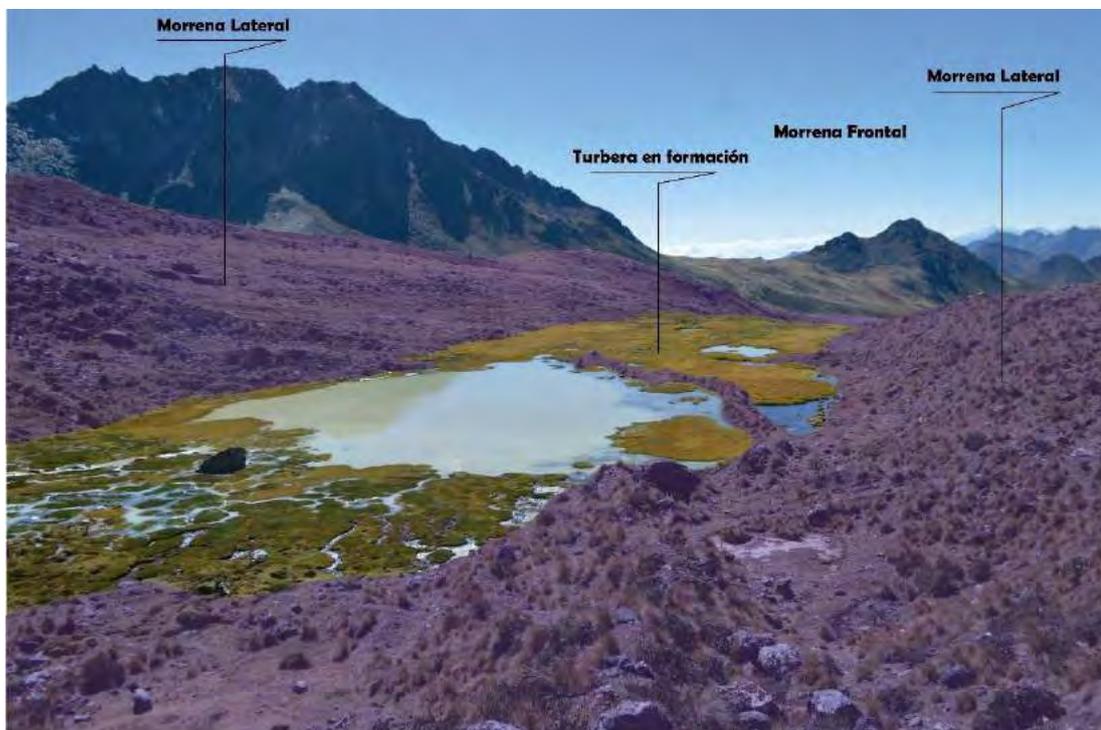


Figura 3.19: Turbera en el valle glaciar al este del nevado Ventanilla, limitado lateralmente por dos morrenas (Fuente: Elaboración propia)



Figura 3.20: A) bofedales y B) llaretas (vegetación típica de alta montaña), presentes en los bofedales de la Cordillera Huaytapallana.

### 3.2.3. GEOFORMAS DE CARÁCTER TECTÓNICO DEGRADACIONAL

#### - SUPERFICIES DE ABRASIÓN GLACIAR - ROCAS ABORREGADAS

Estas geoformas se encuentran íntimamente relacionadas con los procesos mecánicos de erosión glaciár producidos durante la interacción entre el hielo glaciár y el basamento rocoso.

Las partículas subglaciares (producto de la extracción de partículas del fondo rocoso) que se mueven por la dinámica glaciár sobre el lecho rocoso produce acciones erosivas sobre este, que se manifiesta a través de estrías, formas acanaladas y pulido de la superficie rocosa del substrato o basamento. Las estrías son surcos alineados no superiores al metro de longitud y de pocos milímetros de anchura y profundidad (Elorza 2008) muchos estudios afirman que las estrías se desarrollan más fácilmente en rocas de grano fino y sus dimensiones dependen de la materia de abrasión (arenas, gravas o bloques) (Concha 2015).

Las acanaladuras tienen un origen similar a las estrías glaciares, lo que los diferencia es su longitud y profundidad, las acanaladuras son más profundas y superan el metro de longitud, igual que las estrías su dirección es acorde al movimiento glaciar. Los bloques pulidos se forman debido a la abrasión constante de partículas finas (limos y arcillas) que forman estrías pequeñas visibles microscópicamente que caracterizan al substrato rocoso con una capa superficial lisa, similar a las superficies denominadas espejos de falla (producidos por la fricción entre dos bloques de roca de similar dureza)

Cuando el glaciar se desarrolla sobre un substrato rocoso, se puede diferenciar dos tipos de vertiente (rocas aborregadas y superficies de sobre excavación), Las rocas aborregadas son el conjunto de rocas que han sufrido procesos de abrasión glaciar (pulimento, estriamiento o acanaladuras) esto demuestra que han estado cubiertas por masas de hielo.

En la Cordillera Huaytapallana podemos encontrar diversidad de estas geoformas, especialmente posteriores a los frentes glaciares, donde el retroceso de masa de hielo ha dejado descubierto el basamento rocoso, pulido, estriado y acanalado. En las zonas más bajas se pueden hallar sobre superficies cubiertas por till, estas geoformas que revelan la dirección del antiguo avance glaciar (figura 3.21)

#### - CIRCOS GLACIARES

Los circos glaciares son depresiones semicirculares o semielípticas que han estado cubiertas de hielo glaciar cuyas paredes están fragmentadas producto de la sobre excavación glaciar, cada valle glaciar de la Cordillera Huaytapallana este coronado por un circo glaciar, de donde parten las lenguas glaciares, esta zona de contacto entre el área del circo glaciar y hielo es conocida como rimaya.

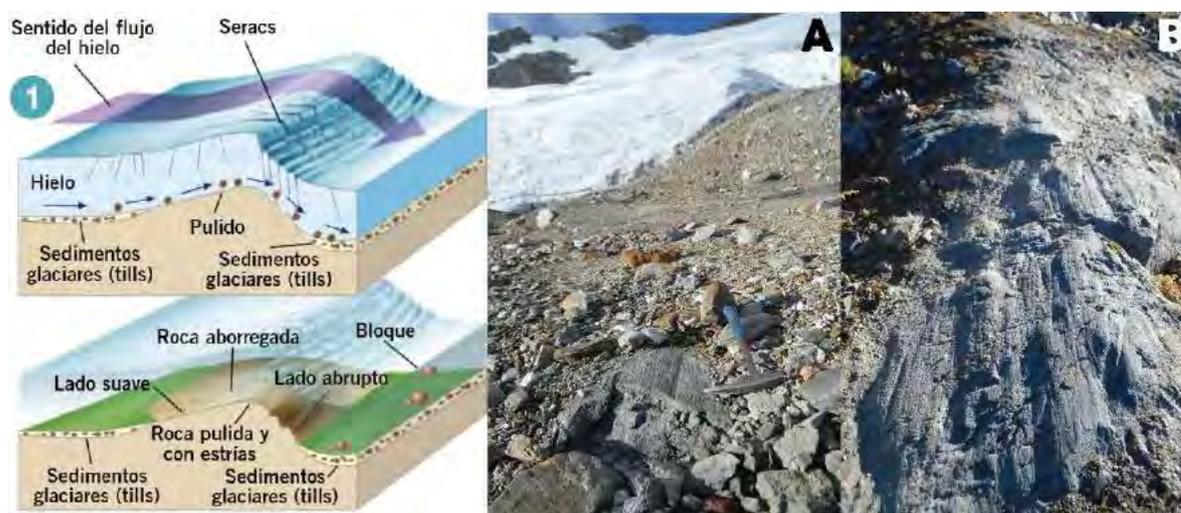


Figura 3.21: 1) Esquema de formación de estriamientos sobre el basamento rocoso, A y B, muestran estriamientos y acanaladuras en el basamento rocoso cubierto por till en la Cordillera Huaytapallana

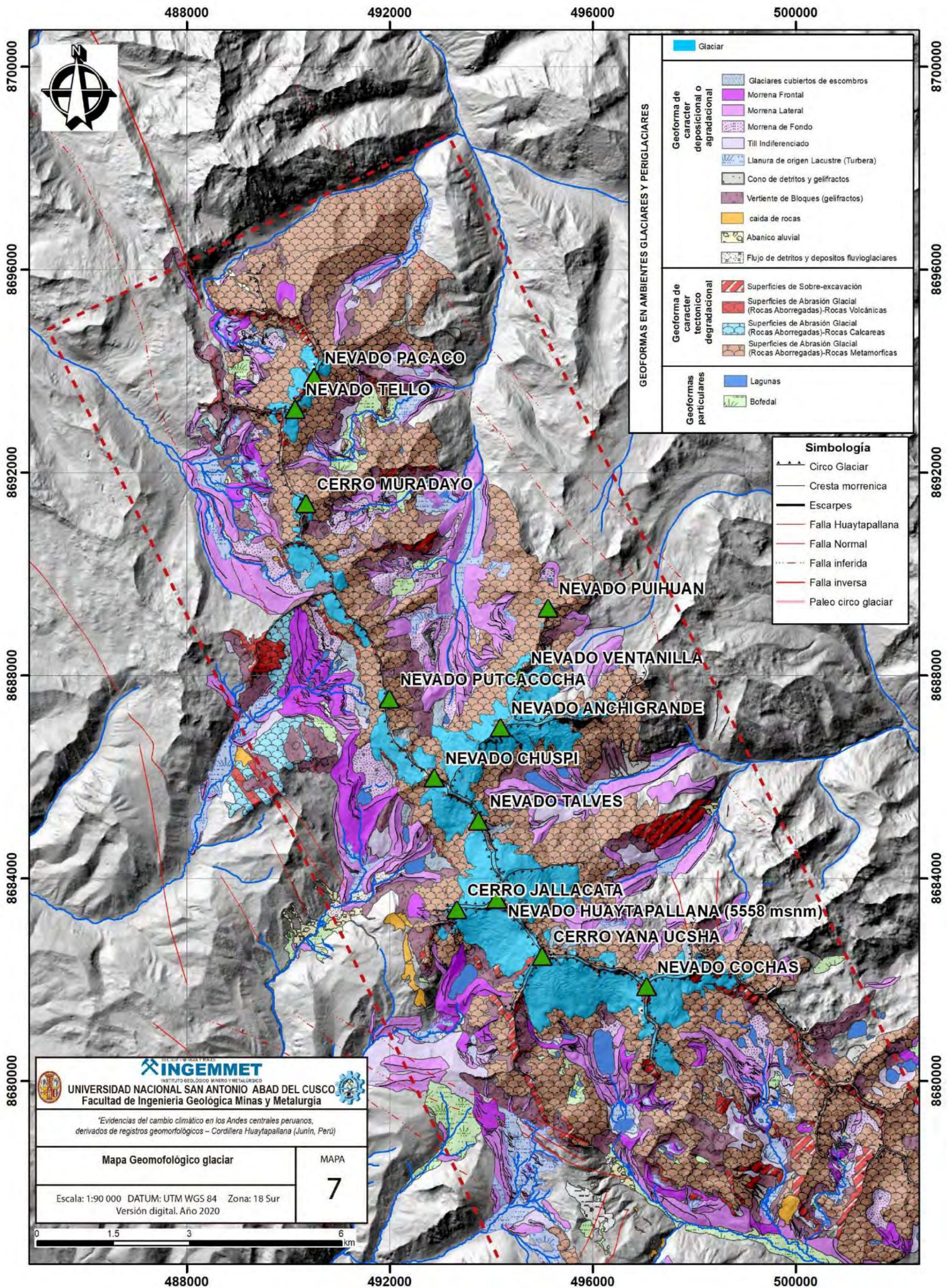


Figura 3.22: Mapa geomorfológico de unidades glaciares y periglaciares en la Cordillera Huaytapallana

# Capítulo IV

## DELIMITACIÓN Y ANÁLISIS DE LA EXTENSIÓN GLACIAR DEL NEVADO HUAYTAPALLANA

### 4.1. INTRODUCCIÓN

La delimitación glaciaria para los diferentes escenarios en la Cordillera Huaytapallana, y para los diferentes períodos evaluados (pequeña edad del hielo, PEH, 1962 y 2016), fue hecho de manera cuidadosa, representando de la mejor manera posible la individualización de cada aparato glaciario para posteriormente digitalizar sobre ellos las líneas de ramificación (branch lines) y las líneas de flujo (flow lines) para la estimación de volúmenes glaciares actuales y paleoglaciares. (ver capítulo V).

### 4.2. METODOLOGÍA

#### 4.2.1. DELIMITACIÓN DE CONTORNOS GLACIARES DURANTE EL 2016.

La delimitación de la extensión glaciaria se realizó en base a una imagen satelital spot 7 de 6 metros por píxel de resolución (Figura 4.1), obtenido a través de la Comisión Nacional de Investigación y Desarrollo Aeroespacial (CONIDA). Las imágenes satelitales capturadas por las misiones spot 6 (lanzada el tercer trimestre del 2012) y spot 7 (lanzada el primer trimestre del 2014 (30 de junio del 2014)) con una vida útil de 10 años cada una y pudiendo obtener una resolución especial de 1.5 m (dependiendo del área de estudio), ratifica la confiabilidad del posicionamiento correcto de la imagen.

El mayor obstáculo para la obtención de una imagen satelital correctamente orto rectificadas y de precisión georreferencial, para el área de estudio (Nevado Huaytapallana), fue encontrar aquella que no tuviera cobertura de nubes, es por eso que la imagen obtenida fue de fecha: 4 de Julio del 2016, perteneciente a una imagen multiespectral de 4 bandas del satélite spot 7 (ver tabla 4.1)

Tabla N°4.1: Tipos de productos spot disponibles (fuente: CONAE-Comisión Nacional de Actividades Espaciales).

Satélite	Resolución espacial	Modo espectral
SPOT 4	20 m	Multiespectral
SPOT 4	10 m	Multiespectral (fusión)
SPOT 4	10 m	Pancromática
SPOT 5	10 m	Multiespectral
SPOT 5	5 m	Pancromática
SPOT 5	2.5 m	Pancromática (fusión)
SPOT 6 Y 7	1.5 m	Fusión 3 bandas (color natural)
SPOT 6 Y 7	1.5 m	Fusión 3 bandas falso color
SPOT 6 Y 7	1.5 m	Fusión 4 bandas (color)
SPOT 6 Y 7	1.5 m	Pancromática
SPOT 6 Y 7	6 m	Multiespectral 4 bandas
SPOT 6 Y 7	1.5 m +6 m	BUNDLE (pancromática multispectral)

La delimitación sobre la imagen satelital se hizo con la herramienta de cartografiado AcrMap de Arcgis, donde se digitalizo manualmente cada contorno desde el circo hasta la lengua glaciér en una escala de cartografiado de 1:250, se usaron otros insumos como el hillshade de la imagen satelital (6 m/px), fotografías aéreas de 1962 de la zona de estudio y herramientas de apoyo como Google Earth, ArcScene, y ENVI, para garantizar la correcta delimitación de las masas glaciéres, en base a los siguientes criterios:

- Las metodologías automatizadas para la delimitación glaciér (por ejemplo, Obtención de cobertura glaciér a través de Normalized Difference Snow Index (NDSI) procesadas en ENVI. Son herramientas útiles para la realización de un primer cartografiado, pero se debe tener en cuenta que estos métodos no diferencian entre masas de hielo glaciér y zonas cubiertas de Nieve (por precipitación sólida o avalancha de nieves), presentes en la imagen base que se esté utilizando, es por ello que se usaron solo como referencia para la digitalización manual.
- Para diferenciar zonas de masas glaciéres, de zonas cubiertas de nieve, de manera precisa se recurrió a imágenes satelitales históricas presentes en el Google Earth, una vez confirmada la ausencia o presencia de masas de hielo en diferentes períodos (de estiaje y precipitaciones), se continuó con el cartografiado.
- El modelo de sombras (hillshade) y las curvas de nivel ayudaron a la individualización de masas glaciéres, en algunos casos la dirección de las grietas y seracs sirvieron para identificar los límites entre cada aparato glaciér (Figura 4.2).
- Se corroboró que cada lengua glaciér cartografiada para el período 2016 tuviera una lengua glaciér de mayor extensión en las fotografías aéreas georreferenciadas y orto rectificadas de 1962, en algunos casos se observó la unión de dos lenguas

glaciares del 2016) en una sola de 1962, con esto se confirmó la correcta individualización de cada sistema glaciar.

Como resultado se lograron cartografiar 130 glaciares cubriendo una extensión de 14.2 km<sup>2</sup> los glaciares más extensos identificados fueron los de la cara sur del nevado Huaytapallana (1.34 km<sup>2</sup>), ubicado encima de la laguna Lazo Huntay y el de la cara este del mismo nevado (1.08 km<sup>2</sup>). Otros glaciares de extensiones similares fueron aquellos ubicados encima de la laguna Chuspicocha (cara Sur del Nevado Chuspi, cara oeste del nevado Cochas y el glaciar Yana Ucsha).

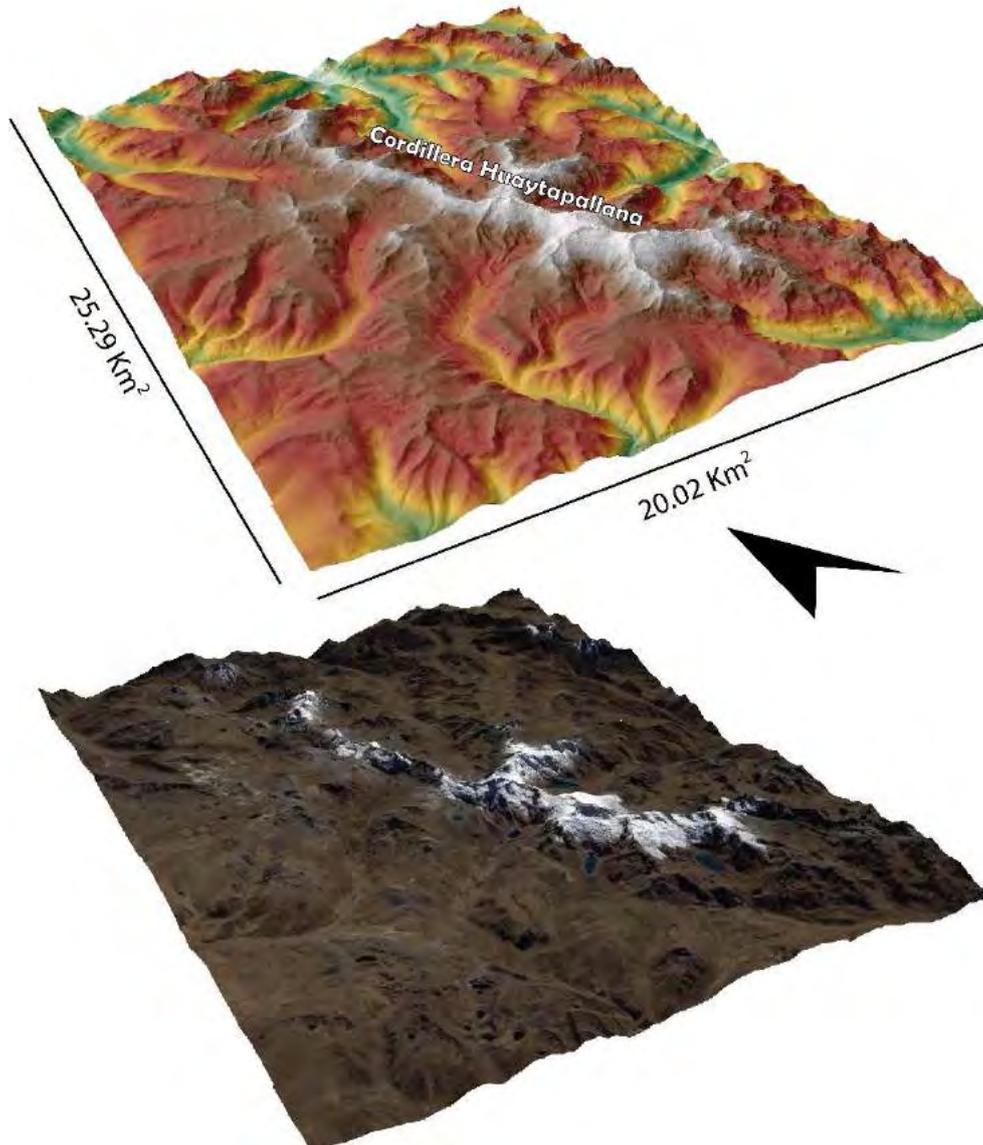


Figura 4.1: Modelo de elevación digital e imagen satelital (spot 7-6 m/px) usado, para el cartografiado, glaciar y geomorfológico (Fuente: Elaboración propia).

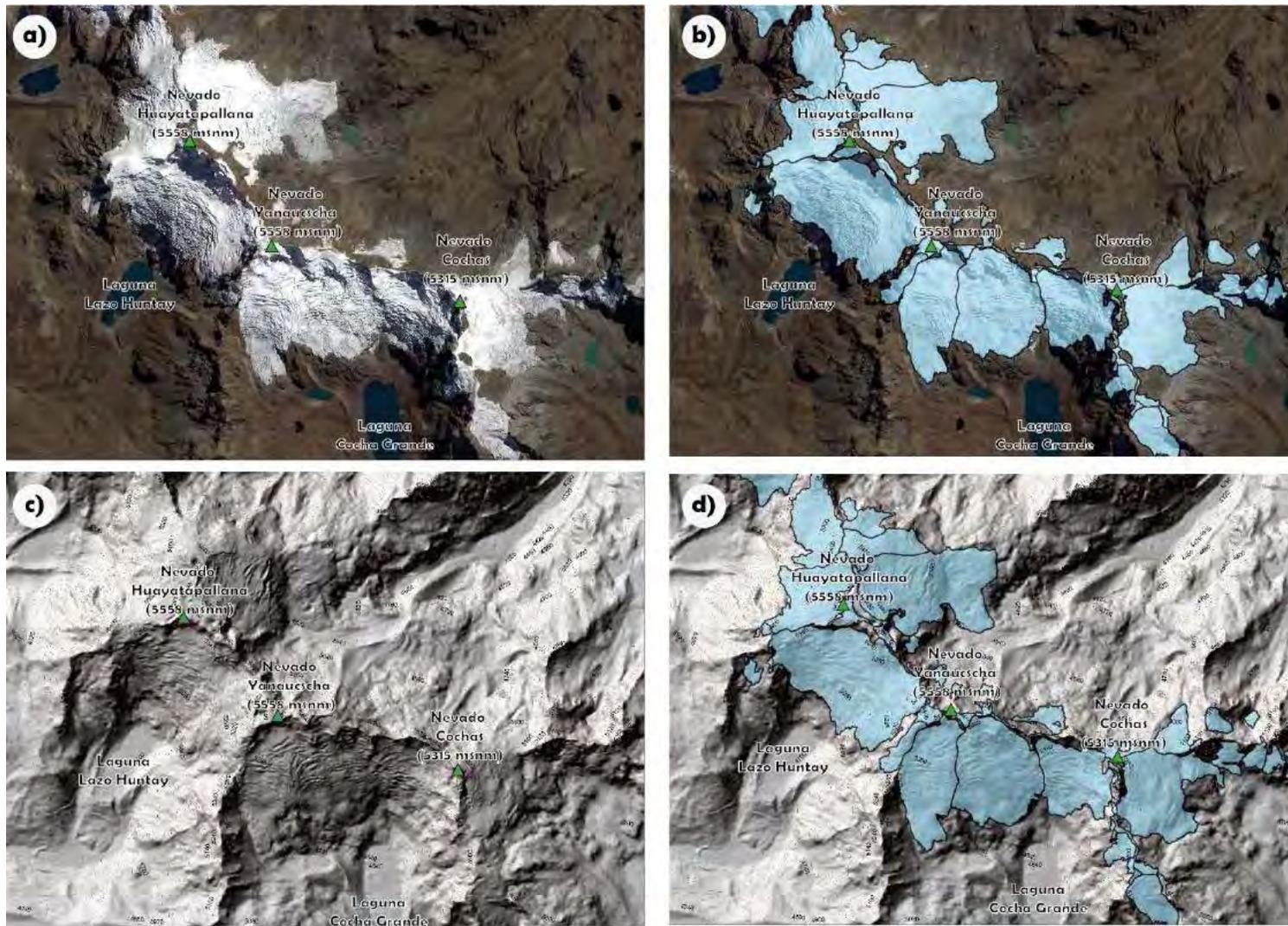


Figura 4.2. Ejemplo de la delimitación glaciar en un segmento de la Cordillera Huaytapallana, a) imagen satelital spot 7 (resolución de 6 m/px), c) modelo de sombras derivado del modelo de elevación digital (DEM), b) y d) muestras el cartografiado de contornos glaciares sobre la base satelital y el modelo de sombras, buscando la correcta individualización de cada aparato glaciar (Fuente: Elaboración propia).

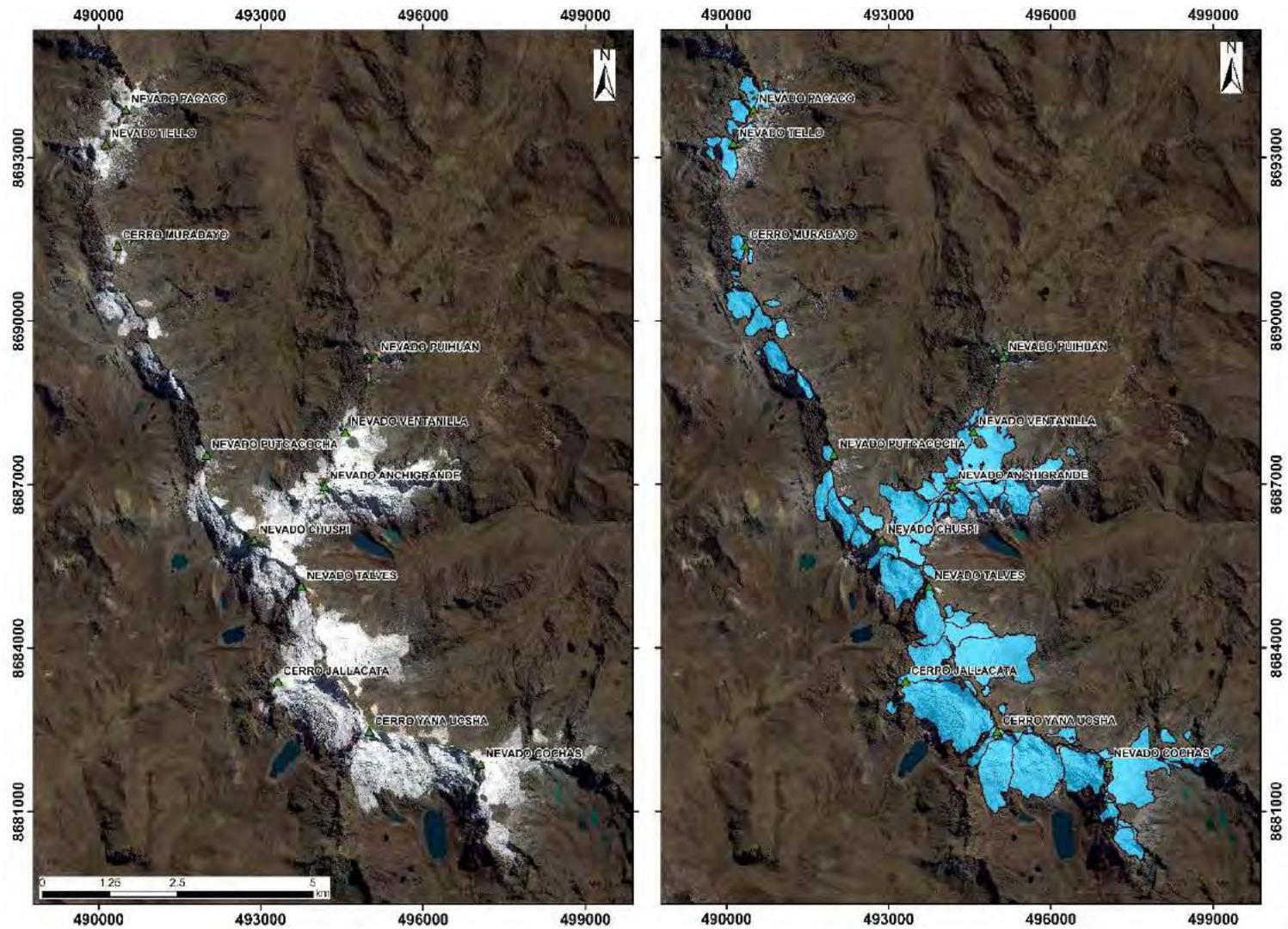


Figura 4.3. Delimitación glaciar final para el período 2016 sobre una imagen spot 7 de (6m/px) cartografiado a una escala de 1:250 m (Fuente: Elaboración propia)

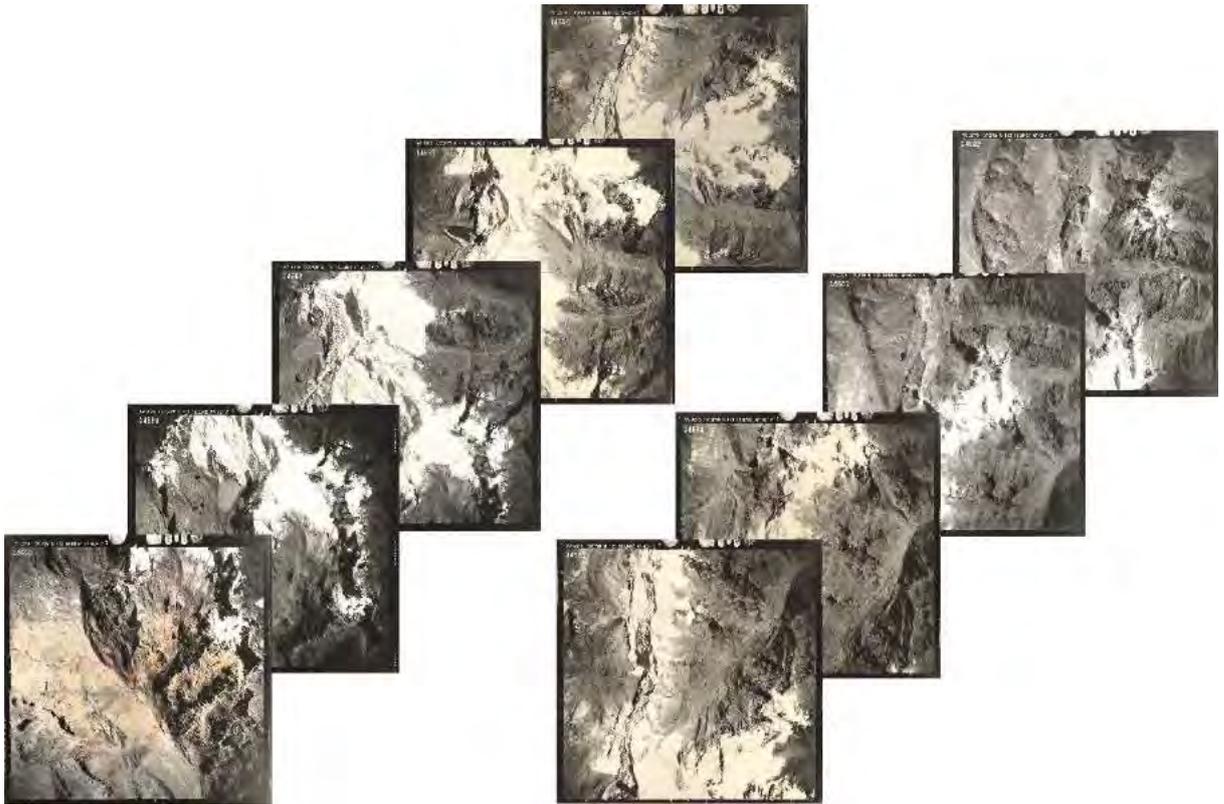
#### **4.2.2. DELIMITACIÓN DE CONTORNOS GLACIARES DURANTE 1962.**

Uno de los parámetros básicos para la reconstrucción de paleoglaciares (en este caso glaciares de 1962), es la delimitación del contorno paleoglaciario, para ello se puede hacer uso de las evidencias geomorfológicas en campo y registro de fotografías aéreas tomadas en el período de evaluación, para este caso se han utilizado 09 fotografías aéreas de 1962, que abarcan la zona glaciaria del Nevado Huaytapallana (Figura 4.4).

Lo primero que se hizo fue cortar los bordes negros de cada fotografía (figura 4.5), luego con ayuda de la herramienta Georeferencing del ArcMap (ARCGIS 10.6), se procedió a georeferenciar cada fotografía aérea teniendo en cuenta las siguientes recomendaciones:

- Se escogieron las fotografías teniendo en cuenta que: cubran el área glaciada de la Cordillera Huaytapallana, sean nítidas (no presenten alta decoloración), y que exista traslape entre ellas (figura 4.4).
- Se usó una imagen satelital spot 7 de 6m/px, como base para la georeferenciación (figura 4.6).
- Los puntos de georeferenciación se pusieron sobre zonas del relieve sin evidente cambio (picos de montañas, rocas distinguibles en la imagen satelital, caminos antiguos aún conservados, etc.), desde el borde de la fotografía, hasta la parte central (Figura 4.7).
- Cada fotografía debía tener un traslape con su fotografía previa y posterior.
- Se tuvo un mínimo de 400 puntos por fotografía aérea
- El error residual (valor resultante cuando la fórmula general se deriva y aplica a cada punto de control) de cada punto por fotografía no superó el valor de 0.126
- Cada fotografía se trabajó con una transformación "spline", a partir de los 10 primeros puntos establecidos.
- El error total calculado mediante la suma cuadrática media (RMS) de todos los errores residuales por fotografía tuvo un valor mínimo de 0.049.
- Se eliminaron todos aquellos puntos que generaban alteraciones significativas y aumentaban en el RMS.
- Se remuestreó cada fotografía utilizando el IDW (remuestreó por el valor del inverso a la distancia), para asignar a cada pixel una ubicación en el espacio en base a los puntos de control establecidos anteriormente, esto genera una transformación geométrica del centro de cada pixel (rotación, traslación o alineación) con los puntos de control establecidos.
- Finalmente, las fotografías fueron rectificadas y exportada en formato Tiff, se utilizó el programa Agisoft para generar una sola imagen de 1962 (en base a 9 fotografías aéreas)

El error es la diferencia entre dónde terminó el punto de partida, frente a la ubicación real especificada (la posición del punto de destino). El error total se calcula mediante la suma cuadrática media (RMS) de todos los errores residuales para calcular el error RMS. Este valor describe el grado de coherencia de la transformación entre los distintos puntos de control (vínculos). Cuando el error es especialmente grande, puede quitar y agregar puntos de control para ajustarlo.



*Figura 4.4. Fotografías aéreas tomadas por el Instituto Geográfico nacional del Perú el 12 de junio de 1962, que cubren el área glaciada de la Cordillera Huaytapallana (Fuente elaboración propia)*



*Figura 4.5. Proceso de selección (1), recorte de bordes (2) y orto rectificación (3) de fotografías aéreas del Nevado Huaytapallana (Fuente: elaboración propia)*

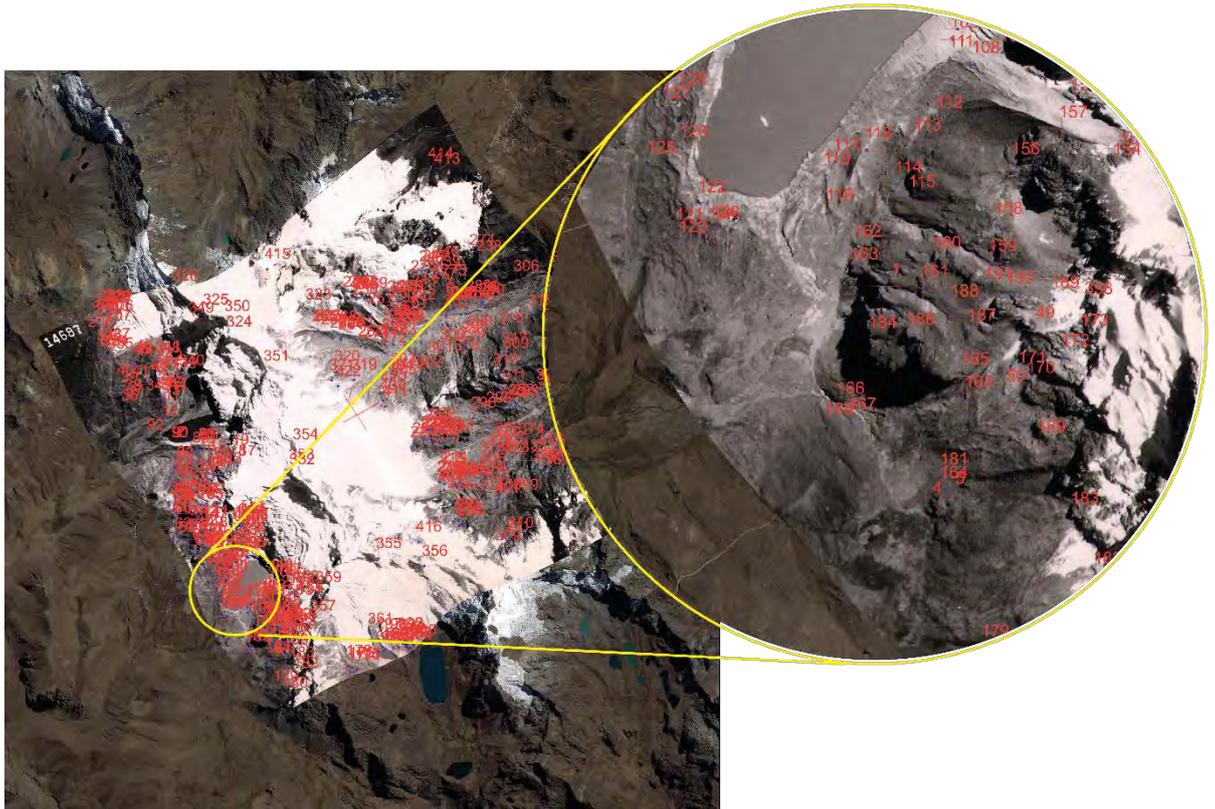


Figura 4.6: Ejemplo del proceso de georreferenciación de una fotografía aérea en basé a la imagen satelital spot del Huaytapallana. (Fuente elaboración propia)

Una vez procesada la imagen área sobre la cual se hará el cartografiado glaciar para el período 1962, esta se carga al Arcgis (versión 10.6), se delimitan los contornos glaciares desde el circo hasta la lengua glaciar, los límites del circo se basan en el cartografiado de glaciares del 2016, suponiendo que estos no han variado (por ser la zona de acumulación), sin embargo se tiene sumo cuidado en delimitar los contornos laterales y frontales de cada glaciar (donde existe la zona de ablación y mayor pérdida de masa glaciar), la escala de cartografiado utilizada es de 1:250 en promedio (figura 3.8).

Como resultado se lograron diferenciar 118 glaciares que ocuparon una extensión de 32.3 km<sup>2</sup> en el período de 1962 (Figura 3.9), la diferencia con el número de glaciares del 2016 se explica debido a la confluencia de lenguas glaciares existentes en 1962, pero no el 2016.

Este cartografiado también nos permitió identificar las lagunas glaciares formadas en el intervalo de tiempo (1962-2016), producto de la desglaciación en curso.

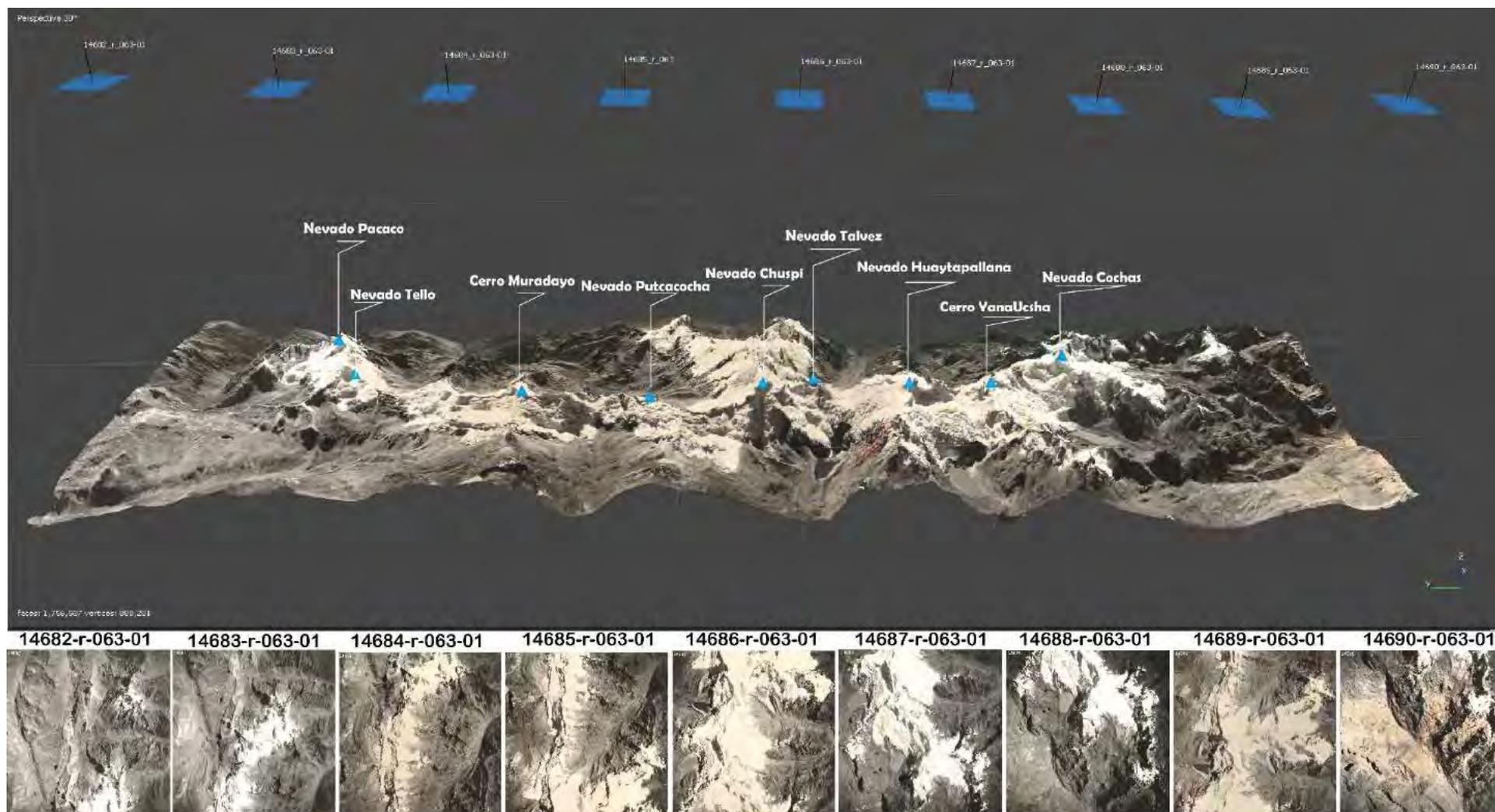


Figura 4.7: Muestra la obtención de un orto mosaico en base a las fotografías de 1962 (georreferenciadas y rectificadas) para obtener un solo archivo TIFF, para usarlo en el cartografiado

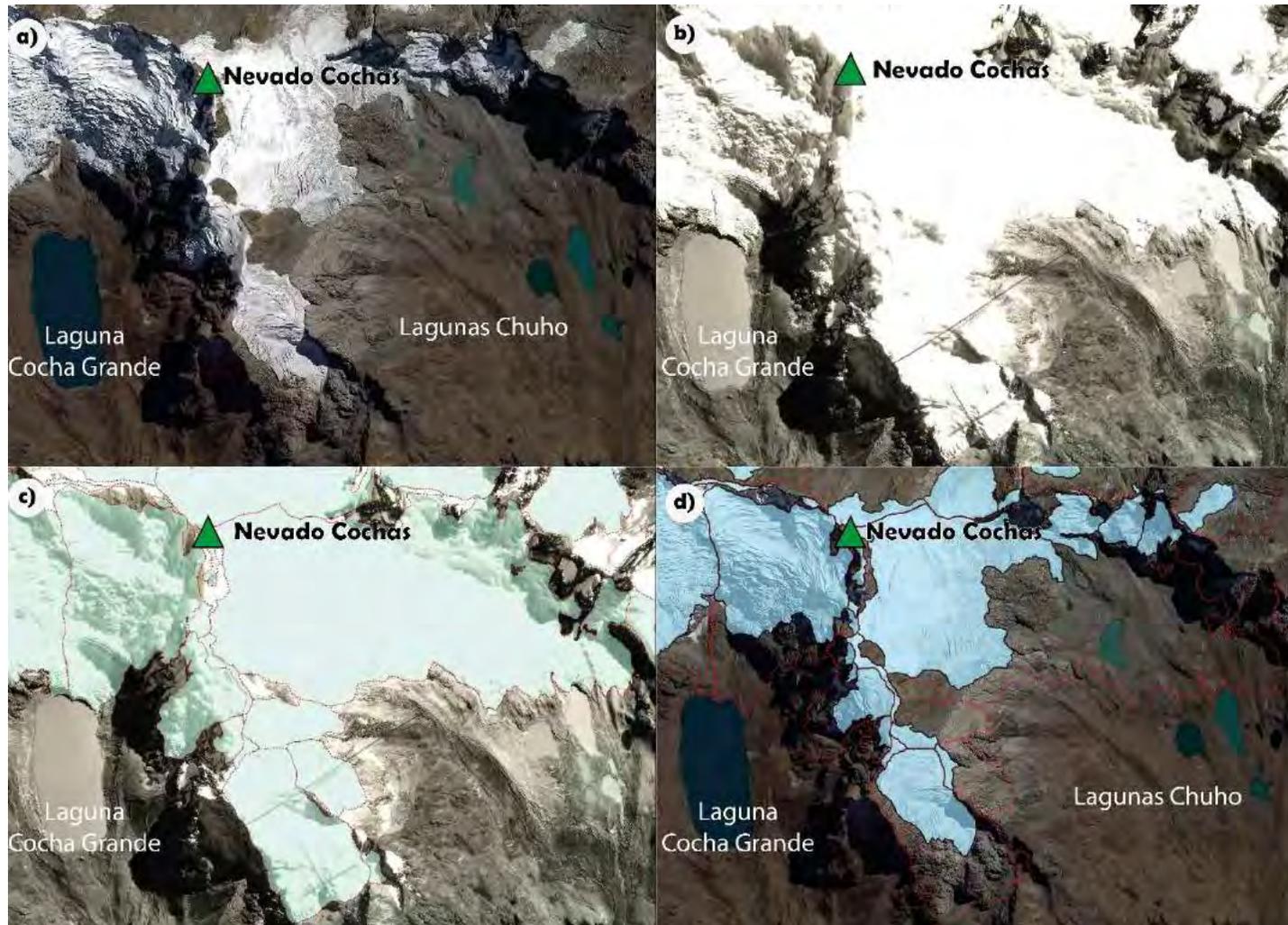


Figura 4.8. Muestra la individualización de glaciares durante el proceso de digitalización de contornos glaciares, a) Imagen satelital spot 7 del período glaciar 2016 (Cordillera Huaytapallana – Nevado Cochas), b) fotografía georreferenciada y orto rectificadas del nevado Cochas, c) delimitación glaciar sobre la fotografía aérea del 1962, obsérvese que los glaciares por encima de la Laguna Cocha grande llegaban hasta el borde de la misma, y todavía no existían las 4 de las 5 lagunas denominadas “Lagunas Chuho”, d) superposición del cartografiado 2016 en polígonos celestes y los glaciares de 1962 en contornos rojos punteados, obsérvese la unión de 4 sistemas glaciares individuales para el año 2016 en un solo sistema glaciar en el cartografiado de 1962 (Fuente: elaboración propia)

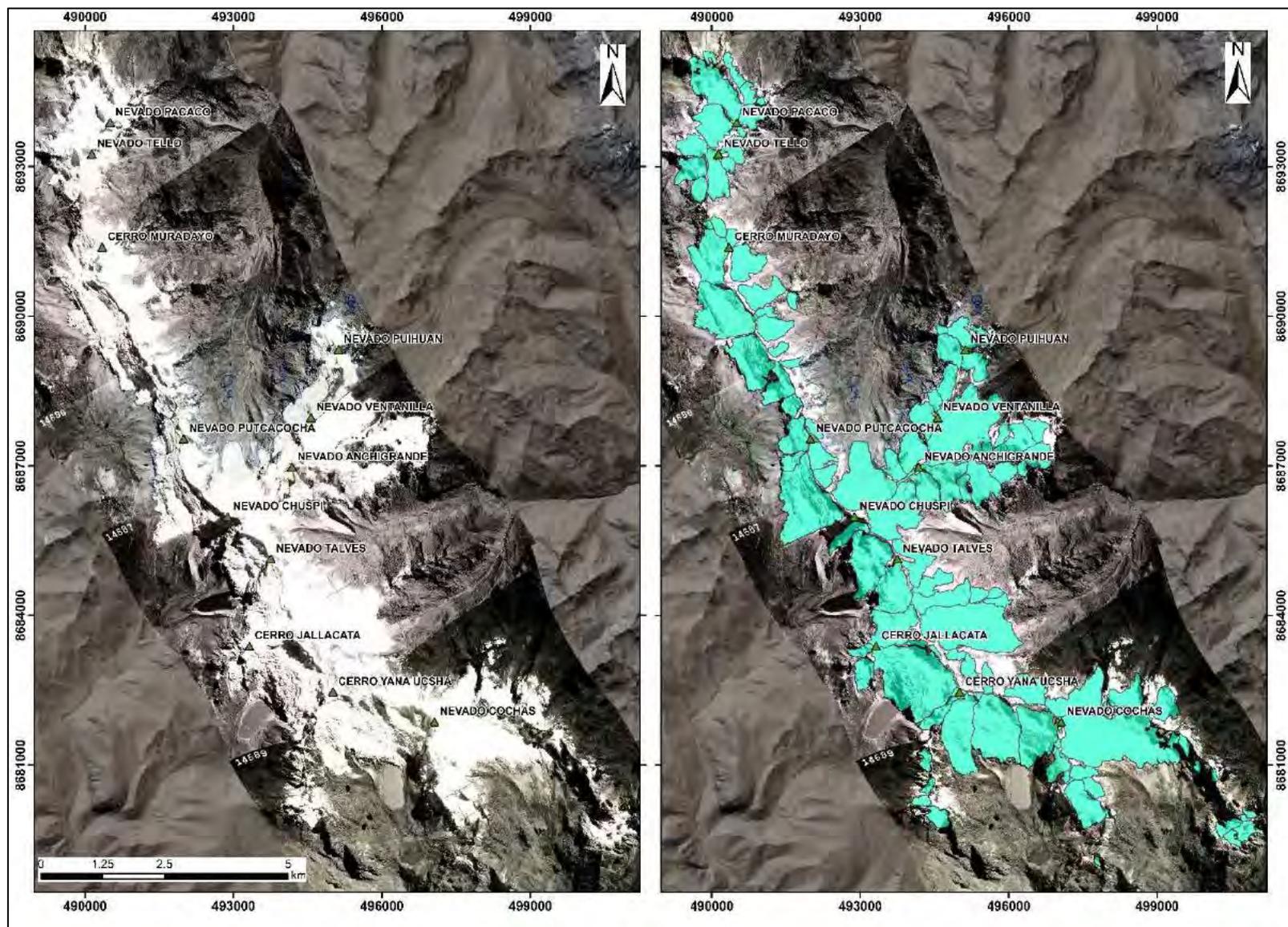


Figura 4.9: Delimitación de contornos glaciares sobre el orto mosaico de fotografías aéreas de 1962, en la Cordillera Huaytapallana

### **4.2.3. DELIMITACIÓN DE CONTORNOS GLACIARES DURANTE LA PEQUEÑA EDAD DEL HIELO (PEH) ~ AÑO 1850.**

En los Andes peruanos se conservan evidencias geomorfológicas de avances y retrocesos de glaciares, que reflejan respectivamente épocas con mayor enfriamiento y/o humedad y mayor calentamiento y/o aridez. Esas oscilaciones climáticas quedaron registradas en forma de depósitos morrénicos y umbrales rocosos pulidos, modelados por masas de hielo que ya no están presentes o se han retirado vertiente arriba de las montañas. Conocer cuando ocurrieron las fases de expansión y retracción de los glaciares andinos es imprescindible para predecir posibles respuestas de las masas de hielo a futuros cambios climáticos y deducir sus consecuencias para los recursos hídricos locales (Licciardi et al., 2009).

El único registro existente para delimitar la extensión glacial de las masas de hielo en el Nevado Huaytapallana, es el registro geomorfológico glacial (morrenas laterales, frontales, rocas aborregadas, pulidas y depósitos de till) que han dejado las fluctuaciones glaciares a lo largo del cenozoico en la Cordillera Huaytapallana.

#### **a. Determinación cronológica de la PEH en los Andes Peruanos.**

Las cronologías publicadas de las fluctuaciones glaciares durante el Cuaternario tardío en los Andes Centrales, están hechas por una combinación de métodos de datación por radiocarbono, liquenometría y núcleos cosmogénicos, Sin embargo, el control cronológico de los depósitos glaciales Holocenos permanece notablemente escaso (Licciardi et al., 2009)

Recientemente se han publicado cronologías que identifican la Pequeña Edad de Hielo en los Andes Centrales. A través de la extracción de testigos de hielo del glaciar Quelccaya realizada por (Thompson et al., 1986 – 1995), se ha detectado que la concentración de  $\delta^{18}O$  en los testigos de hielo tenía valores especialmente negativos entre 1500 y 1890 (>-18‰). Este hecho permite suponer que en ese intervalo se produjo un marcado enfriamiento que se ha interpretado como la Pequeña Edad del Hielo en los Andes centrales (Úbeda, 2011).

Concha et al., 2018 a través del trabajo titulado “Evidencias paleogeográficas y de paleo temperaturas desde el último máximo glacial, deducidas de la geomorfología, en la vertiente sur del Nevado Hualcán (Cordillera Blanca Ancash”, utiliza las dataciones cosmogénicas realizadas por el proyecto GA51 del INGEMMET para definir geomorfológicamente los períodos glaciares en la vertiente Sur del Nevado Hualcán. Identificando 4 escenarios glaciares determinados por dataciones cosmogénicas de rocas y lechos pulidos en el relieve de origen glacial (morrenas), estos períodos identificados fueron: La pequeña edad del hielo (~0.61 ka); el Younger Dryas (~12.45 ka); el Older Dryas (~15.23 ka) y el Máximo glacial (~25 ka) (figura 4.10).

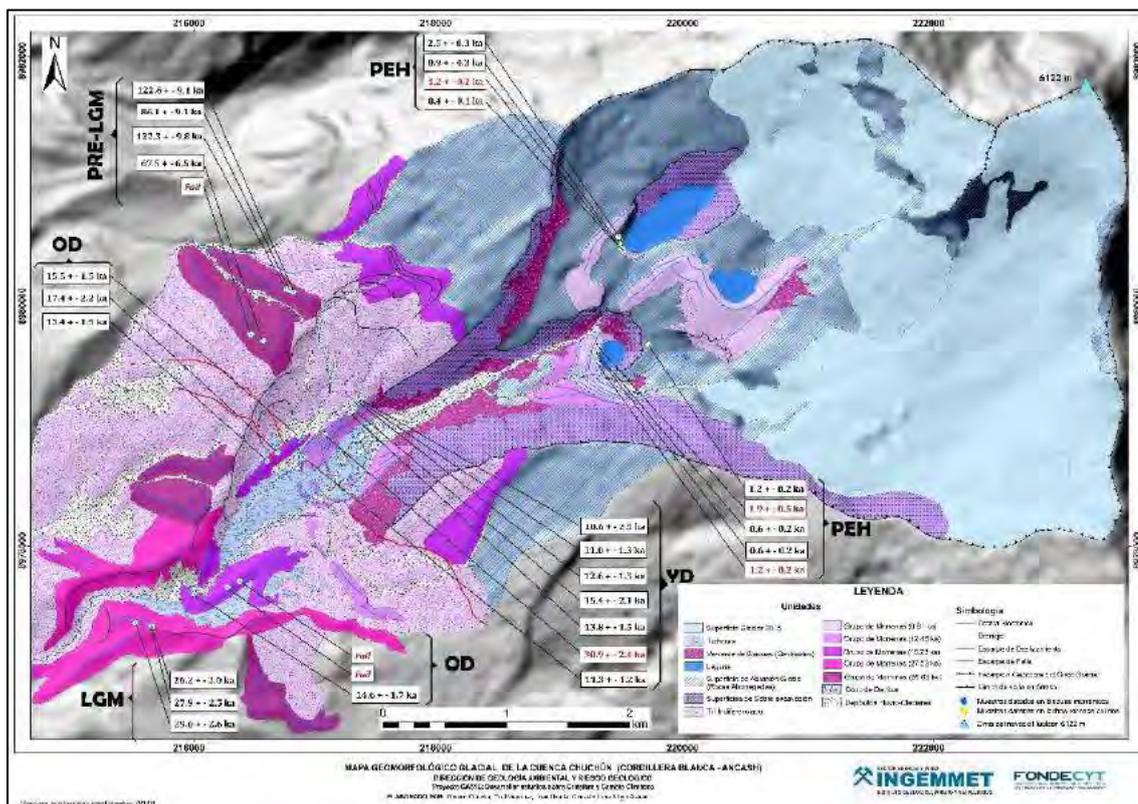


Figura 4.10: Determinación cronológica de la geomorfología glaciar en base a dataciones cosmogénicas en la vertiente sur del Nevado Hualcán (Fuente: Concha et al., 2018).

En base a este trabajo y otros realizados en el marco del proyecto GA51 del INGEMMET, es posible definir geomorfológicamente con un grado de certeza aceptable la edad de las morrenas conservadas en los Andes peruanos. Replicando este mismo análisis fue posible determinar las morrenas correspondientes a la PEH, en cada una de las vertientes glaciares tomando como base el cartografiado geomorfológico glaciar realizado en el capítulo de geomorfología a través de un análisis cuidadoso y selectivo (figura 4.11)

Así los límites glaciares durante la PEH en el Nevado Huaytapallana, fueron definidos desde el circo glaciar de las limitaciones de 1962 y 2016, hasta la primera morrena bien conservada o depósitos de till acumulado valle abajo y el contorno glaciar fue definido a lo largo de la cresta morrénica (figura 4.12 y 4.13).

Se han identificado 99 glaciares pertenecientes a la fase glaciar de la pequeña edad de hielo con una extensión de 52.3 km<sup>2</sup>. La diferencia entre el número de glaciares cartografiados en este período y el de 1962, se debe a la confluencia de glaciares individualizados en las fases anteriores que unen sus lenguas glaciares valles abajo en este período.



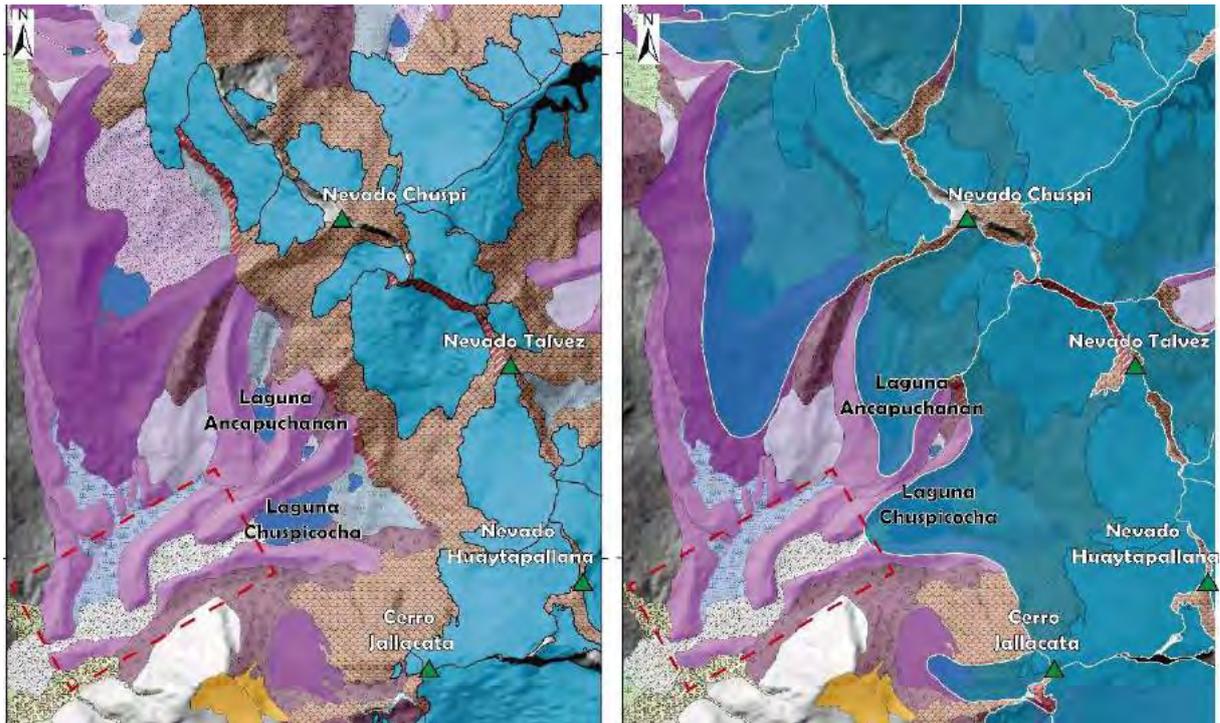


Figura 4.12: Ejemplo de la delimitación glaciara de la PEH, en el valle de la quebrada Chuspe, el cuadro de borde rojo entrecortado muestra la posición de la imagen 3.13 (Fuente: Elaboración propia)

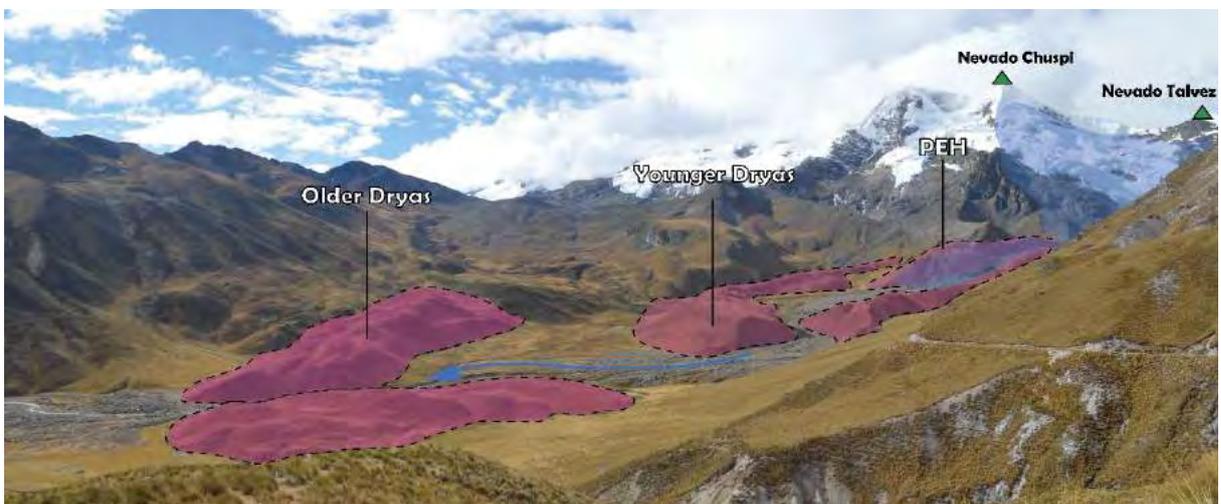


Figura 4.13: Delimitación de fases glaciara en morrenas del valle Chuspe, la ubicación de la figura en planta se puede observar en la figura 4.12 (Fuente: Elaboración propia)

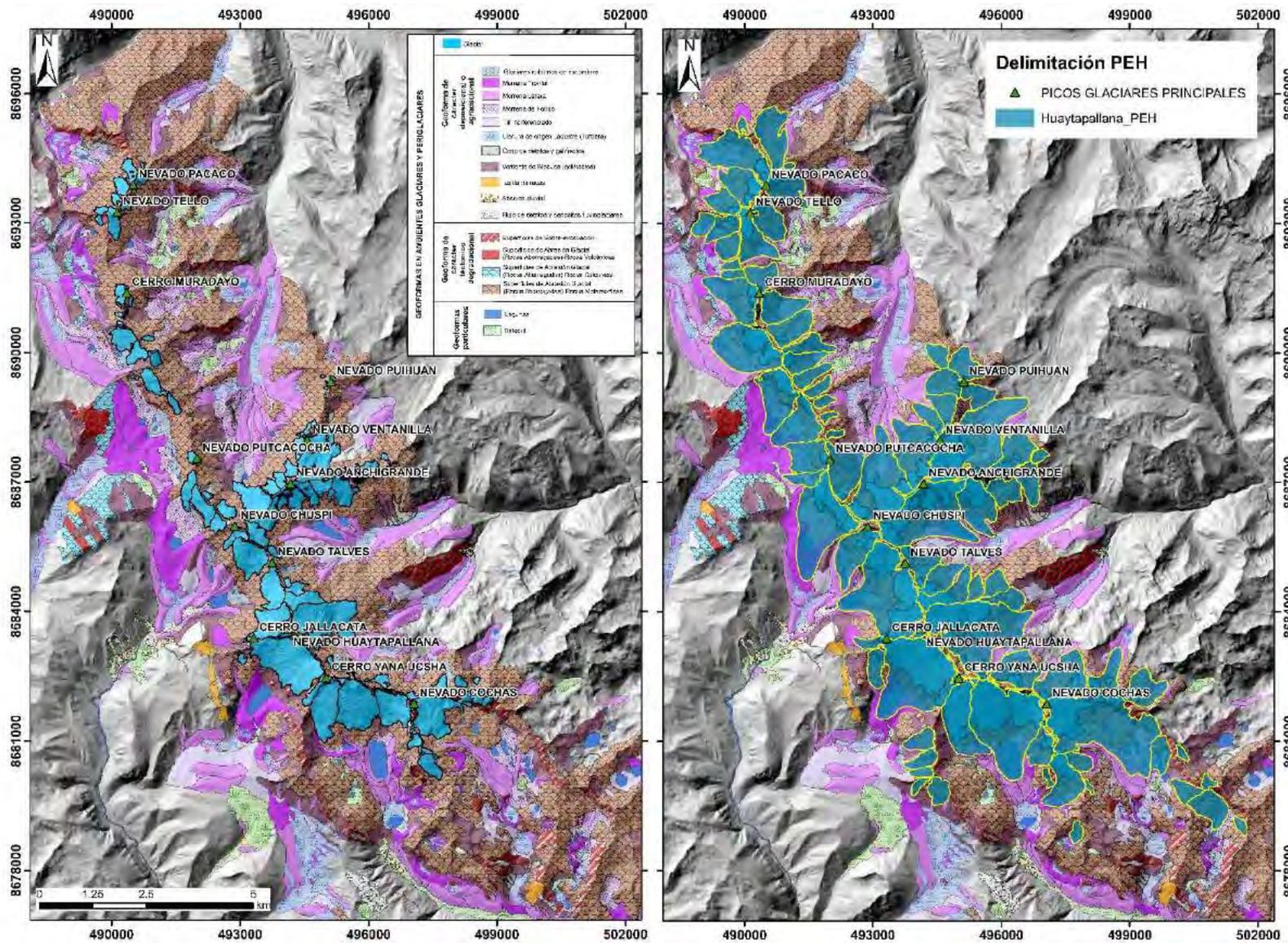


Figura 4.14: Delimitación de la extensión glacial en le PEH, sobre el cartografiado geomorfológico (Fuente: Elaboración propia)

### 4.3. RESULTADOS

#### 4.3.1. ANÁLISIS COMPARATIVO ENTRE LA EXTENSIÓN GLACIAR DE 2016, 1962 Y LA PEH

El cartografiado glaciar de la extensión de los glaciares en la PEH, en 1962 y en 2016 ha permitido evaluar la desglaciación en términos de reducción de superficie (Km<sup>2</sup>). Durante su última expansión (PEH), los glaciares alcanzaron una superficie de 52.3 km<sup>2</sup>, este resultado permite cuantificar la desglaciación posterior con respecto a las dimensiones alcanzadas en la última expansión. En 1962 (32 km<sup>2</sup>), se habría reducido un 38% y comparado con el 2016, la superficie de los glaciares (14 km<sup>2</sup>), se habría reducido un 73%. (Figura 4.15)

Si comparamos el 2016 con su escenario anterior de estudio 1962, el área reducida sería de 56%

Tabla 4.2: Resumen del número de glaciares cartografiados y su extensión en km<sup>2</sup> en la Cordillera Huaytapallana.

<i>Período</i>	<i>Número de glaciares</i>	<i>Área (km<sup>2</sup>)</i>
PEH(~1850)	99	52.3
1962	118	32.3
2016	130	14.2

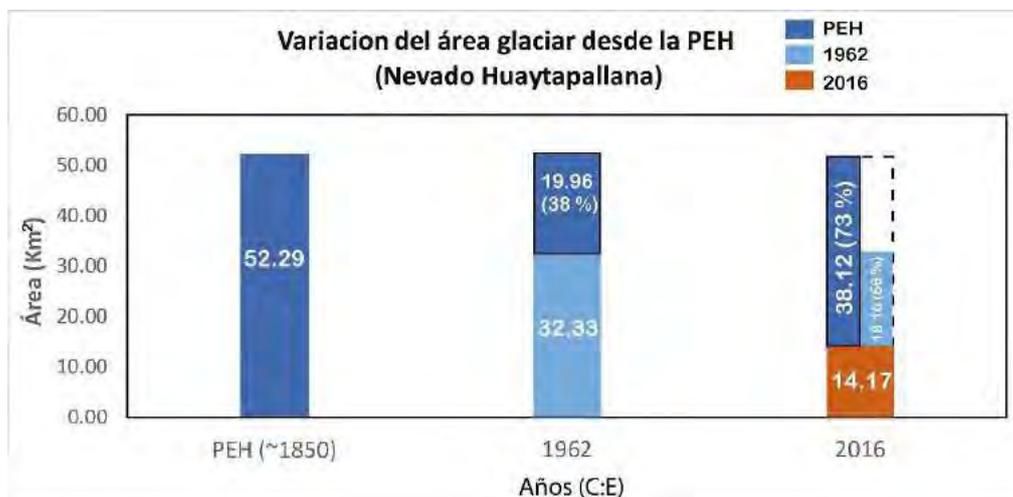


Figura 4.15. Gráfico de barras que muestran la reducción de área glaciar en el Nevado Huaytapallana. (Fuente: Elaboración propia)

El análisis de reducción glaciar en extensión, también se puede realizar a un nivel de valle glaciar, alrededor del nevado Huaytapallana se han identificado 20 valles glaciares (Figura 4.16 y Tabla 4.3)

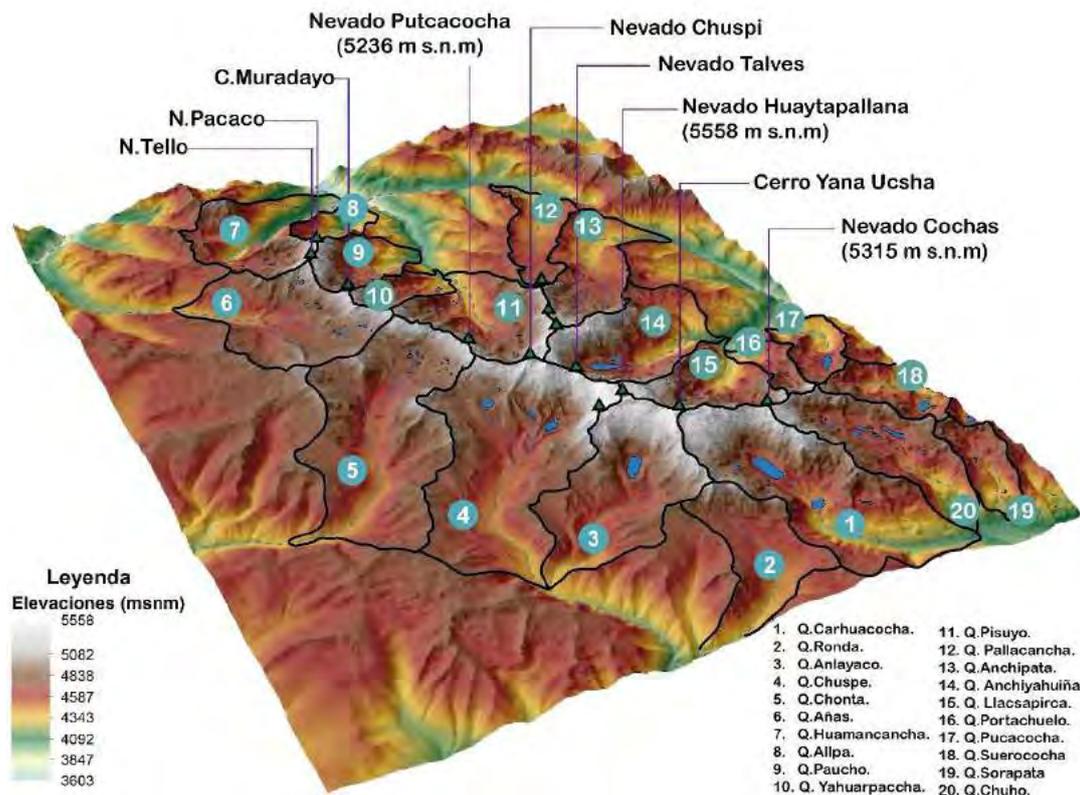


Figura 4.16: Distribución de valles glaciares alrededor del nevado Huaytapallana. (Fuente Elaboración propia)

Los resultados muestran que los valles glaciares Ronda y Sorapata actualmente (2016) no tienen masas glaciares que sí existían en 1962 (0.15 y 0.20 km<sup>2</sup>) y la PEH (0.34 y 0.59 km<sup>2</sup>)

Los valles glaciares con mayor extensión en el 2016 son Pisuyo (1.16 km<sup>2</sup>), Llacsapirca (1.51 km<sup>2</sup>), Anlayaco (1.58 km<sup>2</sup>), Anchiyahuiña (1.68 km<sup>2</sup>), Chuspe (2.08 km<sup>2</sup>), Carhuacocha (2.43 km<sup>2</sup>), Anchipata (0.96 km<sup>2</sup>), y Chuho (0.97 km<sup>2</sup>), seguidos de los valles Chonta, Portachuelo, Yahuarpaccha y Suerococha con rangos de áreas entre 0.56 y 0.3 km<sup>2</sup>. Finalmente, los valles con menor extensión glaciaria son Paliacancha y Allpa (0.01 km<sup>2</sup>), su comparativa con la extensión glaciaria de 1962 y la PEH en cada uno de estos valles se puede ver en el cuadro 4.3 y la figura 4.17.

La distribución porcentual analizada independientemente, para cada año (2016, 1962 y la PEH) muestran la predominancia en extensión glaciaria de los valles Carhuacocha, Chuspe, Anchiyahuiña, Anlayaco, Llacsapirca, y Pisuyo (Figura 4.18)

En el cartografiado del 2016 se observó que las masas de hielo se desarrollan desde los 5490 hasta los 4739 m s.n.m, mientras que en 1962 las lenguas glaciares alcanzaron 4613 m s.n.m (lo que representaría un retroceso glaciario altitudinal de 126 m. Si en la PEH las masas se extendían hasta los 4460 m s.n.m, entonces el retroceso glaciario altitudinal entre 1962 y la PEH es de 153 m, En conclusión, desde la PEH hasta el 2016 la masa glaciaria del Huaytapallana habría retrocedido altitudinalmente 279 m (Figura 4.19)

Tabla. 4.3: Cantidad y extensión de glaciares en las quebradas de la Cordillera Huaytapallana

	Número de Glaciares 2016	Área (km <sup>2</sup> )	Número de Glaciares 1962	Área (km <sup>2</sup> )	Número de glaciares PEH	Área (km <sup>2</sup> )	Área pérdida desde 1962	Porcentaje perdido desde 1962 (%)	Área pérdida desde la PEH	Porcentaje perdido desde la PEH (%)
<b>Ronda</b>	0	0.00	1	0.15	2	0.34	0.15	100.0	0.34	100.0
<b>C. Sorapata</b>	0	0.00	2	0.20	2	0.59	0.20	100.0	0.59	100.0
<b>Paliacancha</b>	1	0.01	2	0.31	1	0.41	0.30	97.2	0.40	97.9
<b>Allpa</b>	1	0.01	2	0.23	1	0.77	0.22	94.7	0.75	98.4
<b>Suerococha</b>	1	0.04	4	0.34	3	0.70	0.29	87.9	0.66	94.2
<b>Yahuarpaccha</b>	3	0.06	2	0.71	2	1.12	0.65	91.3	1.06	94.5
<b>C. Portachuelo</b>	5	0.08	1	0.28	1	0.39	0.21	73.6	0.32	81.0
<b>Chonta</b>	4	0.33	5	1.54	4	2.56	1.21	78.7	2.23	87.1
<b>Huamancancha</b>	4	0.34	4	1.38	4	2.11	1.04	75.5	1.77	84.0
<b>Paucho</b>	4	0.34	8	1.03	5	2.16	0.69	67.1	1.83	84.4
<b>Añas</b>	8	0.56	5	1.99	7	3.29	1.43	71.7	2.72	82.8
<b>Anchipata</b>	7	0.96	6	2.38	4	3.32	1.41	59.4	2.36	70.9
<b>Chuho</b>	8	0.97	7	2.51	6	3.98	1.54	61.4	3.01	75.7
<b>Pisuyo</b>	16	1.16	16	3.42	14	6.37	2.25	66.0	5.21	81.7
<b>Llacsapirca</b>	17	1.51	12	2.98	10	4.60	1.46	49.2	3.09	67.1
<b>Anlayaco</b>	7	1.58	8	2.40	7	3.49	0.82	34.2	1.91	54.8
<b>Anchihuyhuña</b>	17	1.68	13	3.63	10	5.76	1.95	53.7	4.08	70.8
<b>Chuspe</b>	11	2.08	6	3.47	4	5.34	1.39	40.0	3.25	61.0
<b>Carhuacocha</b>	14	2.43	12	3.36	10	4.96	0.94	27.9	2.53	51.1
<b>Anchihuyhuña- Pisuyo</b>	1	0.01	1	0.03	1	0.03	0.02	62.7	0.02	62.7
<b>Llacsapirca- Carhuacocha</b>	1	0.01	1	0.01	1	0.01	0.00	32.2	0.00	32.2
<b>Total</b>	130	14.1 6	118	32.3 4	99	52.30	18.18	56.2	38.14	72.9

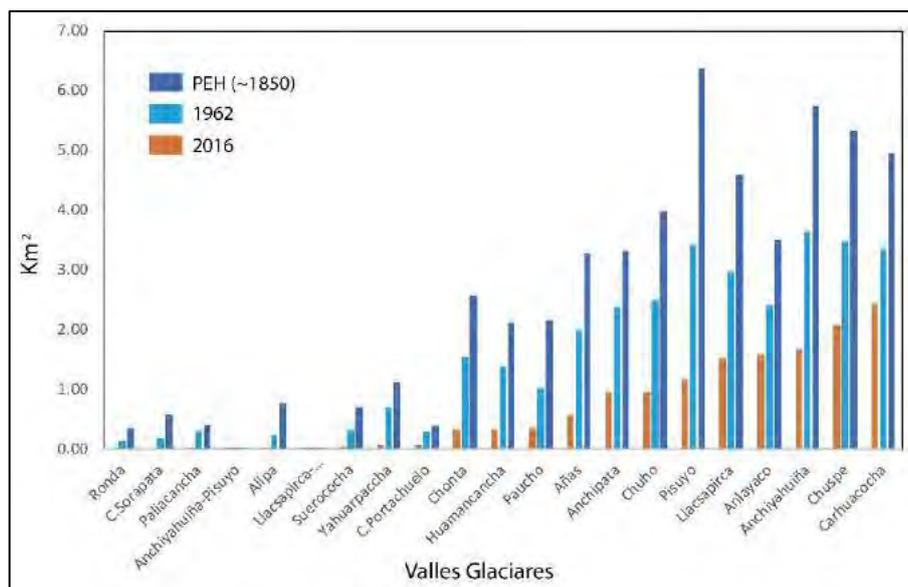


Figura 4.17. Comparativa de la extensión glacial por valles en el Nevado Huaytapallana (Fuente Elaboración propia)

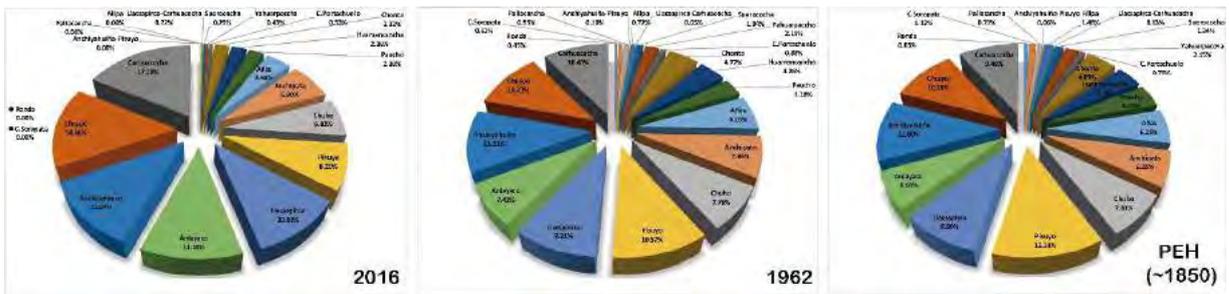


Figura: 4.18 Distribución porcentual del área glaciar en los Valles de la Cordillera Huaytapallana, independientes para cada período de estudio (Fuente: Elaboración propia)

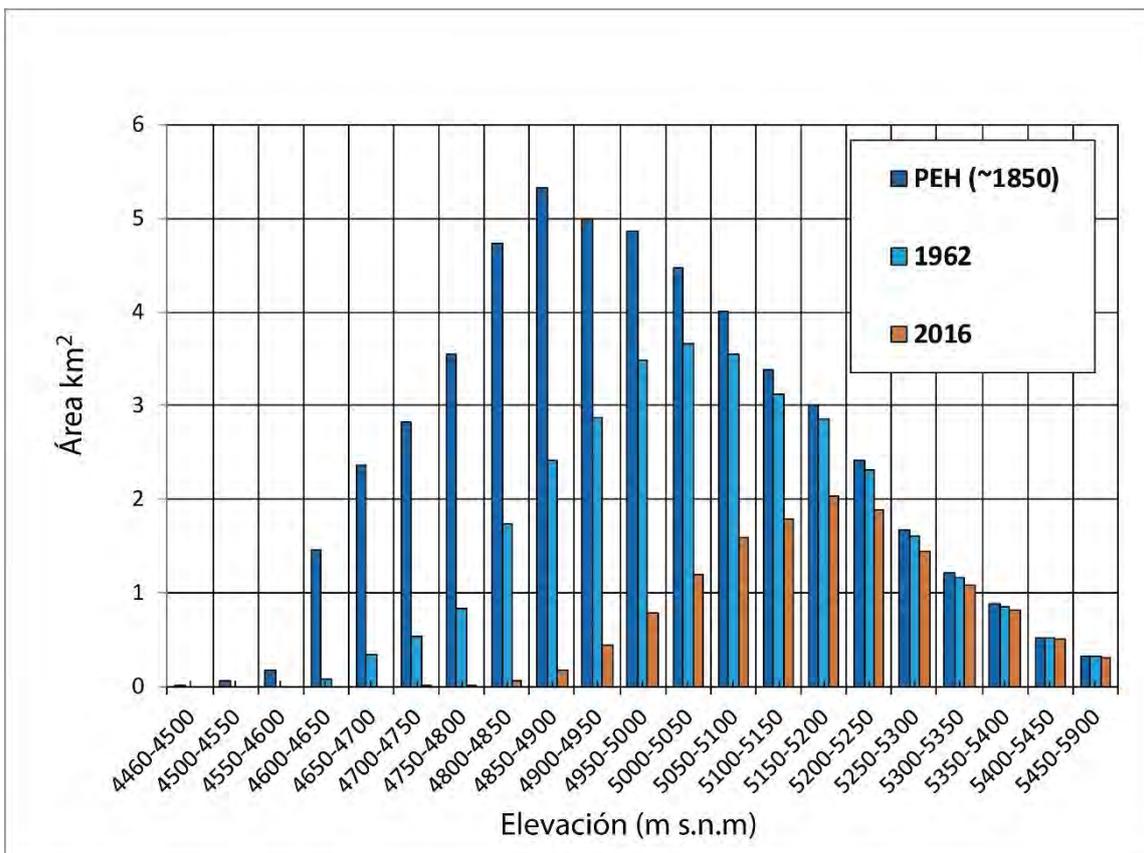


Figura 4.19: Evolución de las áreas glaciares por nivel altitudinal en la PEH, 1962 y el 2016.

### 4.3.2. DETERMINACIÓN DEL NÚMERO DE LAGUNAS FORMADAS ENTRE LA PEH-1962 Y 1962 Y 2016

Los períodos glaciares cartografiados (2016,1962 y la PEH), nos ha permitido estimar el período de formación de las lagunas de origen glaciar presentes en la zona de estudio, estos datos nos permiten conocer de mejor manera las implicaciones del deshielo glaciar en la formación de lagunas, así hemos considerado que aquellas lagunas enmarcadas entre el cartografiado de la PEH y 1962, se formaron en este intervalo de tiempo (a medida que las masas de hielo retrocedieron), de igual manera se ha determinado las lagunas formadas entre 1962 y 2016

Así dentro del área de estudio, se han identificado un total de 164 lagunas, de las cuales 72 se hallan fuera de la delimitación de la PEH, por ende, estimamos que su formación fue anterior a esta, 56 lagunas se hallan dentro de los límites de la PEH y 1962 y 38 se formaron entre 1962 y 2016. El gráfico 4.20, muestra que las lagunas de mayor extensión se formaron entre la PEH y 1962 por ejemplo las lagunas Cocha Grande (0.30 km<sup>2</sup>), Lazo Huntay (0.19 km<sup>2</sup>), Chuspicocha (0.10 km<sup>2</sup>), YanaUcsha (0.023 km<sup>2</sup>), y Pumacocha (0.14 km<sup>2</sup>).

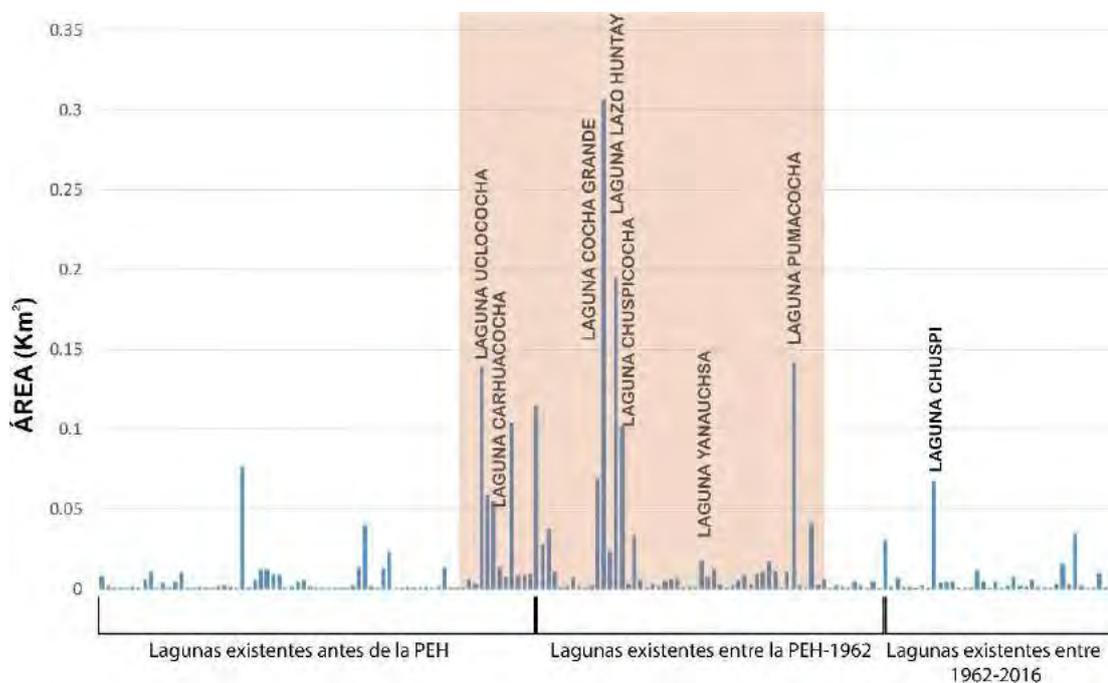


Figura 4.20: Gráfico comparativo entre periodos previos a la PEH, PEH – 1962 y 1962-2016, donde se muestra que las lagunas de mayor dimensión se formaron entre la PEH y 1962 (Fuente elaboración propia).

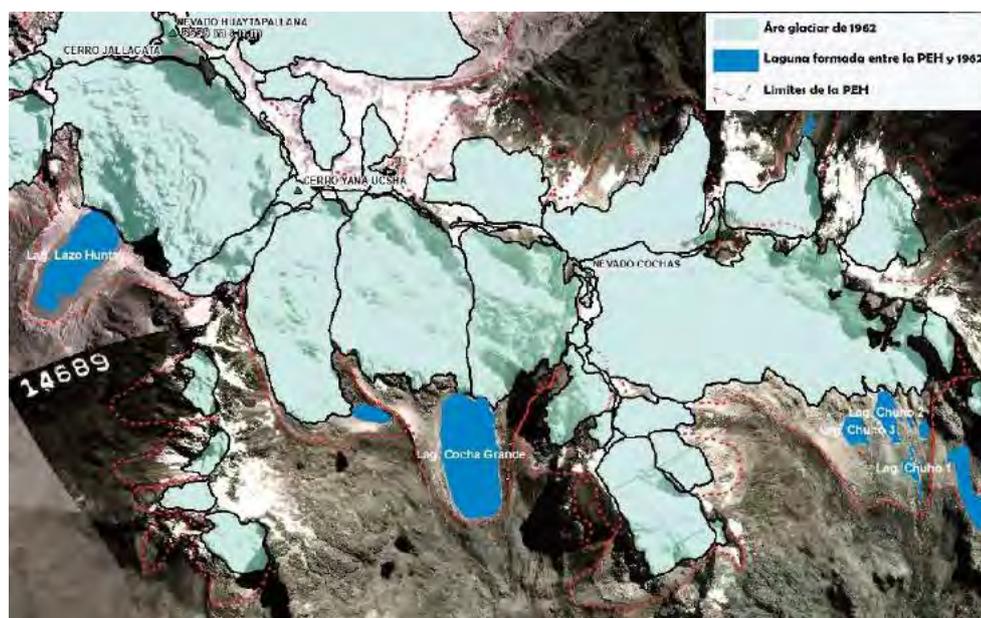


Figura 4.21: Gráfico comparativo entre periodos previos a la PEH, PEH – 1962 y 1962-2016, donde se muestra que las lagunas de mayor dimensión se formaron entre la PEH y 1962.



4.22: Formación de la laguna Chuspi, entre el periodo 1962 y 2016.

# Capítulo V

## CÁLCULO DE VOLÚMENES GLACIARES Y PALEOGLACIARES (Mm<sup>3</sup>)

### 5.1. INTRODUCCIÓN

Estimar el volumen glaciar en los diferentes años de estudio (2016,1962 y la PEH), complementa de manera significativa el análisis del retroceso glaciar y nos da una idea del volumen de reserva hídrica que almacenan los glaciares del Nevado Huaytapallana, si logramos determinar la extensión del hielo en área (capítulo IV) y volumen podremos reconstruir las superficies que nos permitirán hallar las variaciones en la ELA (línea de equilibrio glaciar que separa la zona de acumulación y la zona de ablación en un glaciar), a su vez esto permitirá entender la variación de la temperatura en la Cordillera Huaytapallana.

### 5.2. METODOLOGÍA

Este trabajo contempla dos metodologías esenciales en el cálculo de volumen, para glaciares actuales (Glaciar Bed Topography - GlabTop) y para paleoglaciares o glaciares extintos (GLARE) cuya única evidencia de existencia es el registro geomorfológico y sedimentológico esculpido y depositado durante las fluctuaciones glaciares

#### 5.2.1. ESTIMACIÓN DE VOLÚMENES GLACIARES EN EL 2016

##### A) GlabTop (topografía del lecho glaciar)

GLABTOP es una herramienta que permite modelar de manera eficaz y sencilla los espesores glaciares a lo largo de líneas de ramificación (Branch Lines), e interpolar los a lo largo de toda la extensión glaciar previamente cartografiada en base a imágenes satelitales, esta metodología nos permite estimar el volumen de glaciares (aún existentes) (Linsbauer 2009, Linsbauer et al., 2012, Paul & Linsbauer 2012)., a través de la resta algebraica del modelo de elevación digital (DEM) (del mismo año que la imagen satelital ) y el DEM de la topografía basal estimado. Esta metodología se basa en la plasticidad ideal del hielo (Paterson, 1994), considerando que la masa glaciar se mueve plásticamente sobre la superficie basal bajo la presión ejercida por las masas de hielo superiores, Linsbauer 2009 Asume como principio que la superficie de la masa glaciar es un fiel reflejo de la topografía basal. De esta manera relaciona el espesor glaciar con la pendiente del terreno (o basamento rocoso) en base al Shear stress (Fuerza paralela a la superficie glaciar que contribuye a su deformación). El Shear stress es un valor que está en función al rango altitudinal, por ello a más pronunciada sea la pendiente de la superficie glaciar el espesor será menor y a una menor pendiente le

corresponderá un mayor espesor. Esta metodología revela información importante para modelar la evolución futura de los glaciares, estimar la forma del lecho glaciar permite evaluar la potencial formación de lagunas en depresiones subglaciares o condiciones futuras de peligro (Frey et al. 2010; Künzler y col. 2010; Quincey y col. 2007; Rothenbühler, 2006).

La metodología aplicada, denominada GlabTop, se basa en la combinación de contornos glaciares con modelos de elevación digital (DEM) y busca dar respuesta al modelo de distribución de espesores glaciares en las Cordilleras Huaytapallana, utilizando un sistema de información geográfica SIG. El método se basa en una relación empírica entre el esfuerzo cortante basal promedio denominado como Shear stress y el rango de elevación de los glaciares de manera individual (Linsbauer et al 2012), estos resultados todavía pueden ser calibrados en base a sondeos de radio (como se pretende hacer en el caso glaciar Yana Ucsa – Cordillera Huaytapallana) junto con un análisis geo morfométrico de características glaciares.

- **Conjuntos de entrada**

GlabTop requiere tres conjuntos de datos de entradas:

1. Un modelo de elevación digital (DEM) del mismo período que la imagen satelital del cual se pretenda hacer los cálculos
2. Delimitación Glaciar
3. Conjunto de ramificaciones, denominadas Branch lines para cada glaciar

- **Método Operacional del enfoque GlabTop.**

El enfoque GlabTop introducido por Linsbauer et al.(2009) y Paul y Linsbauer (2012) es intermedio entre los dos enfoques de Clarke et al. (2009) y Farinotti et al. (2009b) y cercano a la idea de Li et al. (2012) : se basa en una consideración muy básica de la dinámica de flujo y permite calcular todos los lechos de glaciares a la vez, lo que hace que sea computacionalmente muy rápido. Se calibra con información geométrica (esfuerzo cortante) de glaciares desaparecidos (glaciares tardíos) y se valida con mediciones independientes de GPR (caso Glaciar Yana Ucsa Nevado Huaytapallana). Linsbauer et al. (2012).

El núcleo de los cálculos matemáticos operacionales en GlabTop es el esquema de la parametrización presentado por Haberli y Hoelzle (1995), en este enfoque supone: *“Que un esfuerzo cortante basal constante a lo largo de la línea de flujo central de todo el glaciar deriva del espesor del hielo a lo largo de la línea de flujo central*

$$h = \frac{\mathcal{T}}{(\rho \cdot g \cdot \sin\alpha)} \quad (1)$$

donde:

**h**: Espesor de hielo estimado.

**T**: Esfuerzo cortante basal (Shear stress)

**f**: Factor de forma (0.8)

**$\rho$** : Densidad teórica del hielo (900 kg/cm<sup>3</sup>)

**g**: Aceleración de la gravedad (9.81 ms<sup>-2</sup>)

**$\alpha$** : Pendiente de la superficie del glaciar calculada a partir del DEM.

Para poder calcular el valor de  $\mathcal{T}$  se estima a partir de una relación empírica entre  $\mathcal{T}$  y el rango de elevación ( $\Delta H$ ), esto de acuerdo con una regresión con una muestra de valores calculados para 62 glaciares tardíos desaparecidos (Maisch y Haeberli , 1982 ;Haeberli y Hoelzle , 1995)

Para poder calcular el valor de  $\mathcal{T}$  se estima a partir de una relación empírica entre  $\mathcal{T}$  y el rango de elevación ( $\Delta H$ ), esto de acuerdo con una regresión con una muestra de valores calculados para 62 glaciares tardíos desaparecidos (Maisch y Haeberli , 1982 ;Haeberli y Hoelzle , 1995)

$$\mathcal{T} = 0.005 + 1.598 \Delta H - 0.435 \Delta H^2 \quad (2)$$

Linsbauer et. al., 2012, considero un valor de 150 KPa para  $\Delta H > 1600$  m

Cada uno de los parámetros de la ecuación (1) se describe a continuación.

#### - Esfuerzo cortante basal (Shear stress) ( $\mathcal{T}$ )

El esfuerzo cortante basal es un valor de cálculo individual, se podría considerar un valor mínimo de 1 bar (105 pa) (Binder et al. 2009, Clarke et al. 2009), o 0.005 kpa Paul y Linsbauer (2012). Para el cálculo de este parámetro se utilizó una relación empírica propuesta por Maisch y Haeberli (1982) y Haeberli y Hoelzle (1995) ecuación 2.

Tabla 5.1. Valores de esfuerzo cortante (shear stress) calculados para diferentes trabajos

Valor de esfuerzo cortante basal (Kpa)	Autor
<b>0.001</b>	Binder et al. 2009
<b>0.001</b>	Clarke et al. 2009
<b>0.005</b>	Linsbauer et., al 2012
<b>150</b>	Linsbauer et., al 2012
<b>150</b>	Maisch y Haeberli (1982)
<b>150</b>	Haeberli y Hoelzle (1995)
<b>30 y 160</b>	Driedger y Kennard (1986)
<b>50 y 175</b>	Li et al.(2012)

#### - Factor de forma (0.8) (f)

Es el valor que está relacionado con el arrastre lateral en un glaciar, este parámetro relaciona la fricción en las paredes del valle y la forma general de sección transversal del glaciar Linsbauer et. al., 2012

Tabla 5.2. Valores de esfuerzo factor de forma empleados para diferentes trabajos

<i>Factor de forma</i>	<i>Autor</i>	<i>Criterio</i>
0.5 a 0.9	Paterson, 1994	Para valores Alpinos y con base a en evidencia empírica
0.7	Maisch y Haeberli (1982)	Para la lengua de los glaciares en las áreas de ablación
0.9	Maisch y Haeberli (1982)	Para las áreas de acumulación mucho más amplias
0.8	Haeberli y Hoelzle(1995)	Valor único para el esquema de parametrización.
0.8	Linsbauer et., al 2012	Para mantener un sistema de procesamiento sencillo

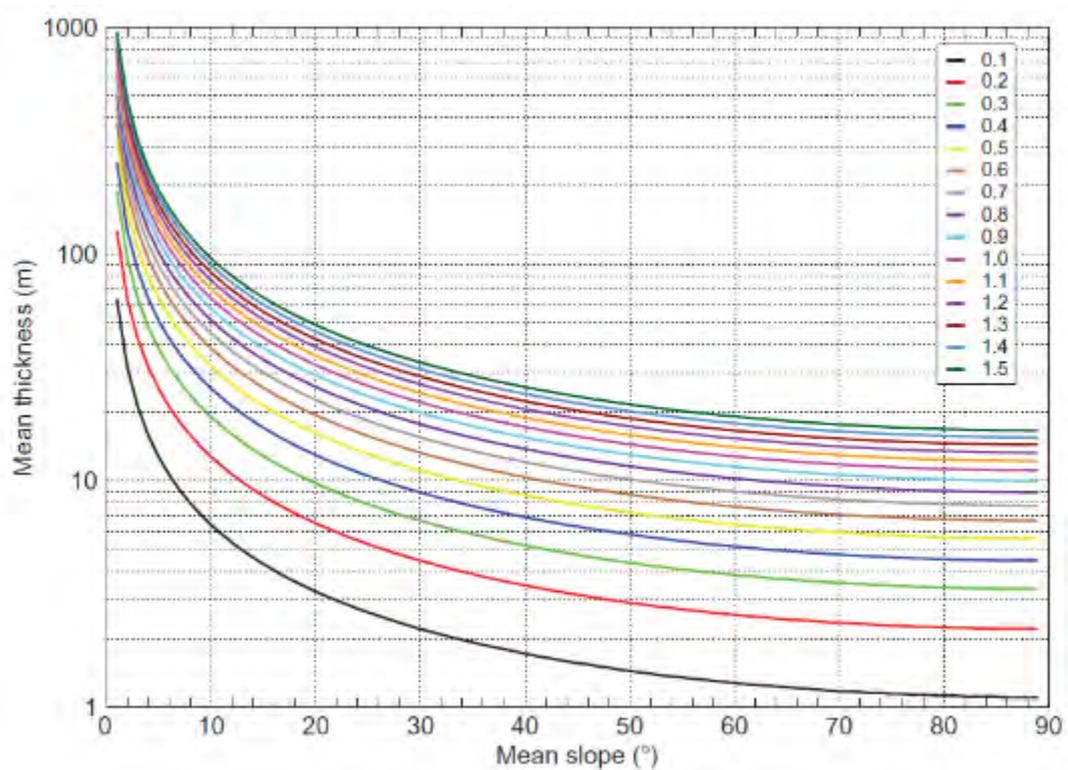


Figura 5.1: Ilustración de las relaciones básicas utilizadas para el cálculo de espesor de hielo, espesor medio (Mean thickness) versus pendientes (Mean slope) para 15 valores distintos de shear stress (0.1 a 1.5) utilizando la ecuación (1) (Fuente: Paul y Linsbahuer (2012))

Este gráfico muestra la relación inversamente proporcional entre la pendiente del basamento rocoso y el espesor de hielo, a menor pendiente mayor espesor de hielo, esta relación se cumplirá en la fórmula siempre y cuando la pendiente media sea diferente a cero. Una pendiente igual a cero implicaría que el hielo no fluye por ende el valor del shear stress sería igual a cero dando como resultado un valor cero de espesor.



px: tamaño de pixel del raster de espesores

## B) Preparación inicial de la información geográfica.

### - Obtención de imágenes satelitales y DEM

Para estimar el espesor de los glaciares que cubren la Cordillera Huaytapallana, a través de la metodología GlabTop fue necesario obtener un modelo de elevación digital (DEM) de alta calidad del área de estudio, este modelo debe de estar acompañado de una imagen satelital de igual calidad que corresponda al período de estudio. Para desarrollar el presente trabajo de tesis, se obtuvo una imagen satelital y DEM correspondientes al 04 de Julio del 2016 que abarca la totalidad de la zona glaciar de la Cordillera Huaytapallana, cabe resaltar que al momento de la elaboración de este trabajo este era el DEM más actualizado que cubría la zona de estudio.

Así mismo se conoce de la existencia de diversos servidores para la descarga de imágenes y DEMs, que fueron consultados (Tabla N°5.4)

Tabla 5.4. Servidores de descarga de Modelos de Elevación Digital (DEM) gratuitos

Servidor	Tipo de archivo	Resolución
<i>Natural Earth</i>	TIF	10, 50 y 110m
<i>CGIAR</i>	TIF	250 m
<i>USGS (SRTM)</i>	TIF	30 m
<i>DEM EUROPEO COPERNICUS</i>	TIF	25 m
<i>DIVA-GIS</i>	TIF	30 m
<i>Land Viewer</i>	TIF	5 m y 14 km/px
<i>DEM MUNDIAL JAXSA</i> <i>(agencia japonesa de</i> <i>Exploración Aeroespacial)</i>	TIF	30 m
<i>DEM Alos Palsar</i>	TIF	12.5

Estos servidores en muchos casos no contenían información del área de estudio, en otros casos, su resolución no era la deseada o cubrían parcial y pobremente el área de estudio.

La idea de generar nuestro propio modelo de elevación digital fue descartada debido al tamaño del área de estudio de 373 km<sup>2</sup>, que implicarían meses de trabajo en la recopilación de ortografías con traslapes correctos de 70%, esto asumiendo que el equipo aéreo tripulado a distancia (RPA) posea las capacidades para volar sobre los 5000 msnm y soporte los fuertes vientos, además del tiempo y capacidad computacional que llevaría procesar tal cantidad de información.

Es por ello que se solicitó a la Comisión Nacional de Investigación y Desarrollo Aeroespacial (CONIDA), a través del INGEMMET, información de su base de datos de las Cordilleras nevadas del Perú (Figura 5.).

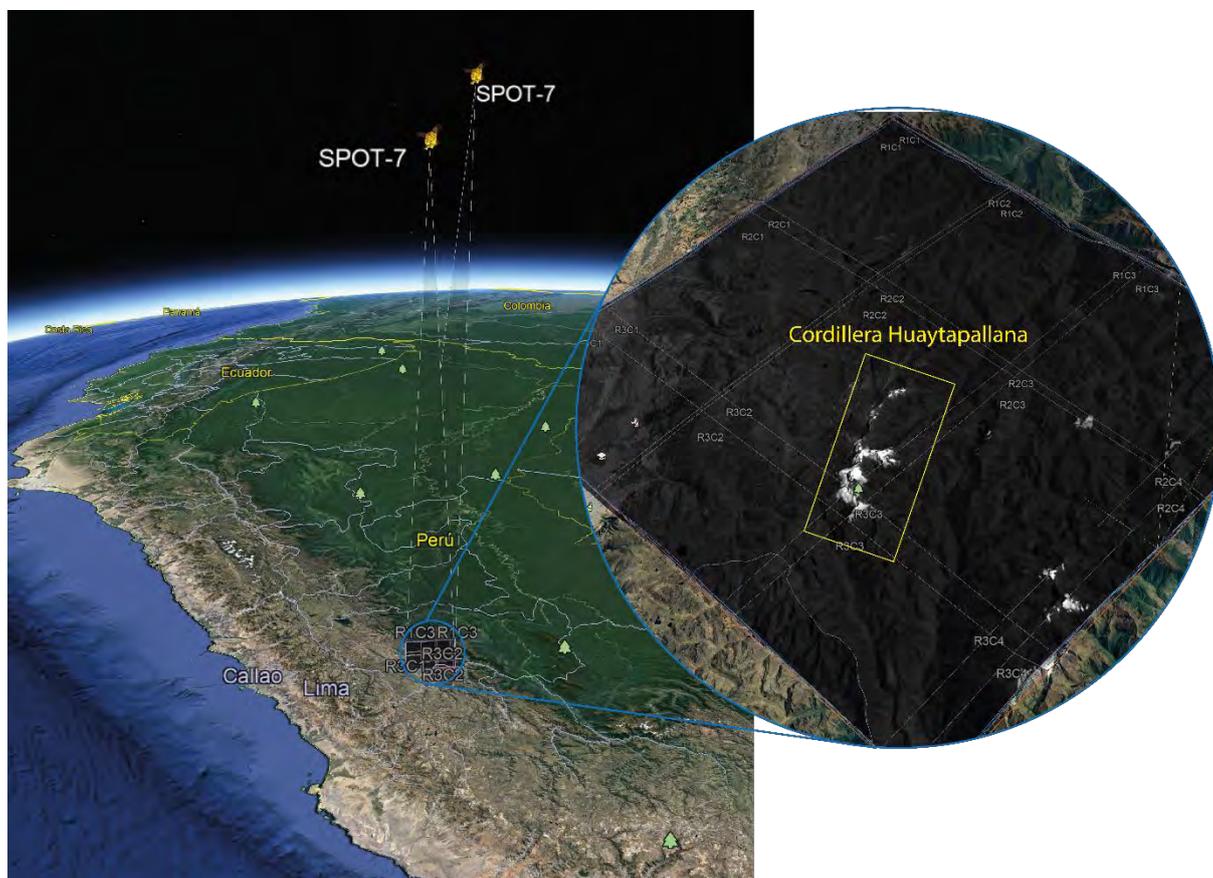


Figura 5.2 Se observa las posiciones del satélite spot 7, que lograron capturar imágenes de la Cordillera Huaytapallana. (Fuente: elaboración propia con insumos del CONIDA)

Una vez comprobado la existencia de imágenes satelitales y pares estéreos, se solicitó la data madre, a través del área de teledetección del INGEMMET, donde se procesaron, para obtener una imagen satelital y DEM de 6 m/px, del área de estudio, en base a este DEM se calcularon las pendientes del terreno, se elaboró un mapa de sombras y cartografió los glaciares del 2016, en la tabla siguiente (Tabla 5.5.) se dan a conocer los detalles del DEM obtenido, características óptimas para proceder con el desarrollo de la metodología GlabTop

Finalmente se muestra el modelo de elevación digital obtenido que se usarán para realizar modelos de estimación de espesor glaciar:

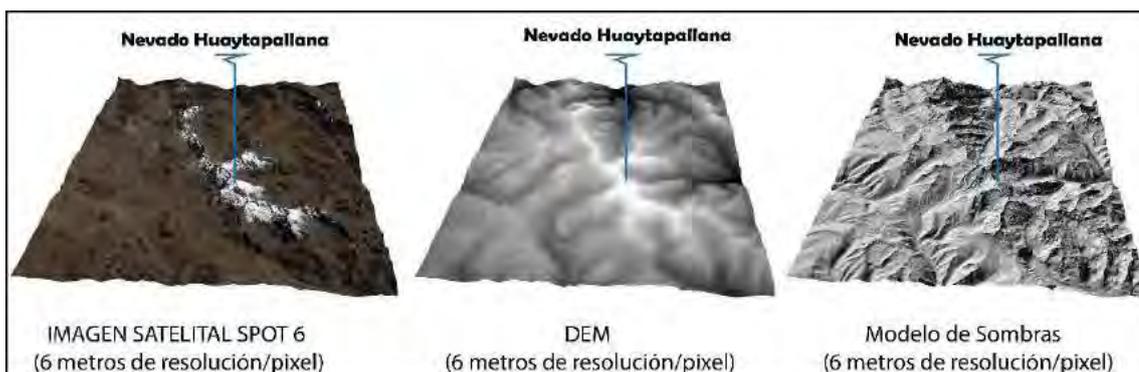


Figura N° 5.3: Imagen satelital, DEM y modelo de elevaciones usados para el cartografiado de glaciares y cálculo de volúmenes con GlabTop en la Cordillera Huaytapallana (Elaboración: Fuente propia).

Tabla 5.5: Propiedades del DEM Spot7 de 6 metros de resolución, que será usado en los cálculos.

DEM SPOT7 6m/px Huaytapallana 2016		
INFORMACIÓN DEL RASTER	PROPIEDADES	VALORES
	Número de Filas y columnas	3236, 4091
	Número de Bandas	1
	Tamaño de celda	6,6
	Tamaño descomprimido	50.50 MB
	Formato	Tiff
	Tipo de Fuente	Genérico
	Tipo de pixel	Floating point
	Profundidad de pixel	32 Bit
	Tipo de muestreo	Nearest Neighbor
REFERENCIA EN EL ESPACIO	Coordenadas y proyección	WGS-1984-UTM-Zona 18S
	Unidad Lineal	Metros
	Unidad Angular	Grados
	Meridiano central	-75
	Factor de escala	0.9996
	Latitud de Origen	0
	Datum	WGS_1984
ESTADÍSTICAS	Valor Mínimo	0 (considerado en bordes)
	Valor Máximo	5490.8 m
	Valor Medio	4557.3m
	Desviación Estándar	310.49

### C) Digitalización de las líneas de ramificación (branch lines)

#### - Líneas de ramificación.

Las líneas de ramificación (branch lines), también conocidas como líneas de derivación, son digitalizadas manualmente bajo criterio propio, con el objetivo de cubrir todos los afluentes importantes del glaciar y fusionarse en las confluencias, son estas características las que los distinguen de las líneas de flujo en un sentido glaciológico estricto (Linsbauer et., al 2012). Para graficar los branch lines de manera precisa es necesario poseer, además de la imagen satelital, un modelo de sombras del relieve (Hillshade) y las curvas de nivel o líneas de contorno con una equidistancia mínima de 50 metros. Una vez preparado estos insumos, la digitalización se realiza según las pautas descritas en Paul y Linsbauer (2012):

- Las líneas de ramificación se digitalizaron de abajo hacia arriba.

- Cada línea de ramificación corta perpendicularmente al contorno de elevación de la superficie, terminando aproximadamente 100 m antes del contorno glaciar con una línea paralela por cada 200 – 400 metros del ancho glaciar.
- Se digitalizó una línea de flujo central que conecta directamente el punto más bajo y el punto más alto, para cada glaciar.

En total se digitalizaron 484 brach lines que representan una longitud total de 162.61 km para la Cordillera Huaytapallana, que fueron segmentadas por cada curva de nivel. (en este caso cada 50m), dando un total de 1808 segmentos.

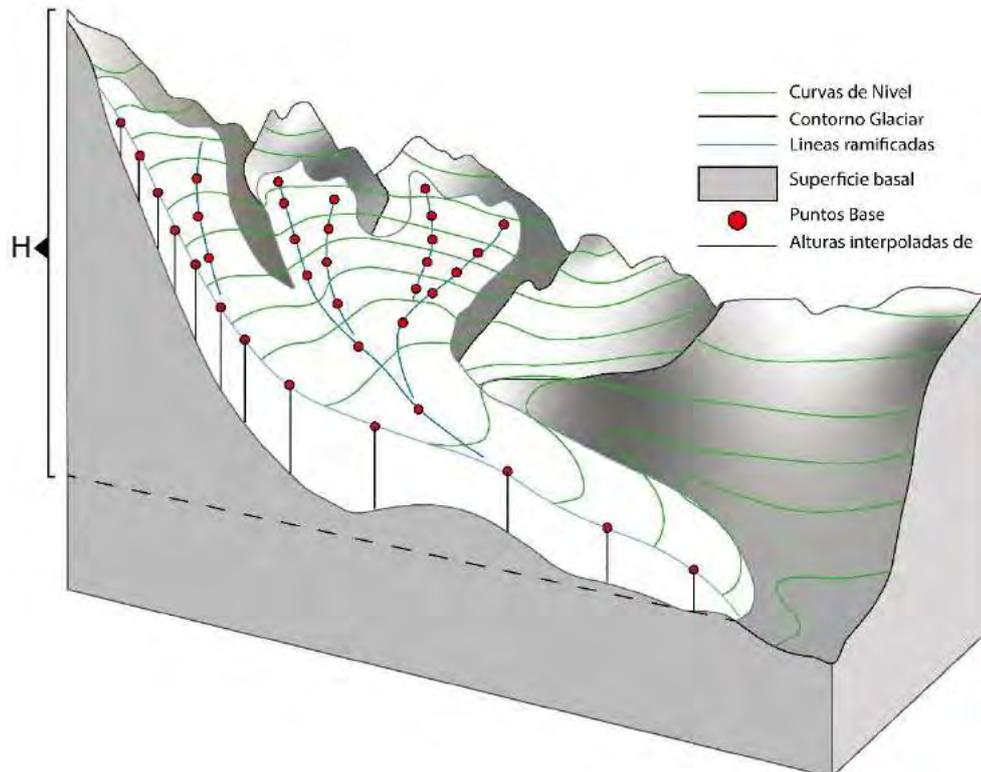


Figura 5.4: vista esquemática en perspectiva que ilustra los parámetros básicos utilizados para modelar el lecho glaciar (Fuente: modificado de Paul & Linsbauer 2012).

#### D) Determinación de pendientes

En base al DEM de 6 m/px, se creó un mapa de pendientes (figura 5.6), el cual se reclasifico de la siguiente manera para poder presentarlo:

- Terrenos llanos (<1°).
- Terrenos inclinados con pendientes suaves (1°-5°).
- Pendiente moderada (5-15°).
- Pendiente fuerte (15°-25°).
- Pendientes muy fuertes (25°-45°).
- Pendientes muy escarpadas (>45°).

De este mapa se extrajeron las pendientes medias para cada segmento de branch line (Figura 5.7), con la ayuda de la herramienta zonal statistic del ArcMap (ArcGIS 10.6).

Este mapa muestra que las masas de hielo en el 20166 presentan pendientes Muy fuertes (25°-45°), mientras que la mayoría de las morrenas de la PEH, se ubican en zonas de pendiente Moderada (5°-15°).

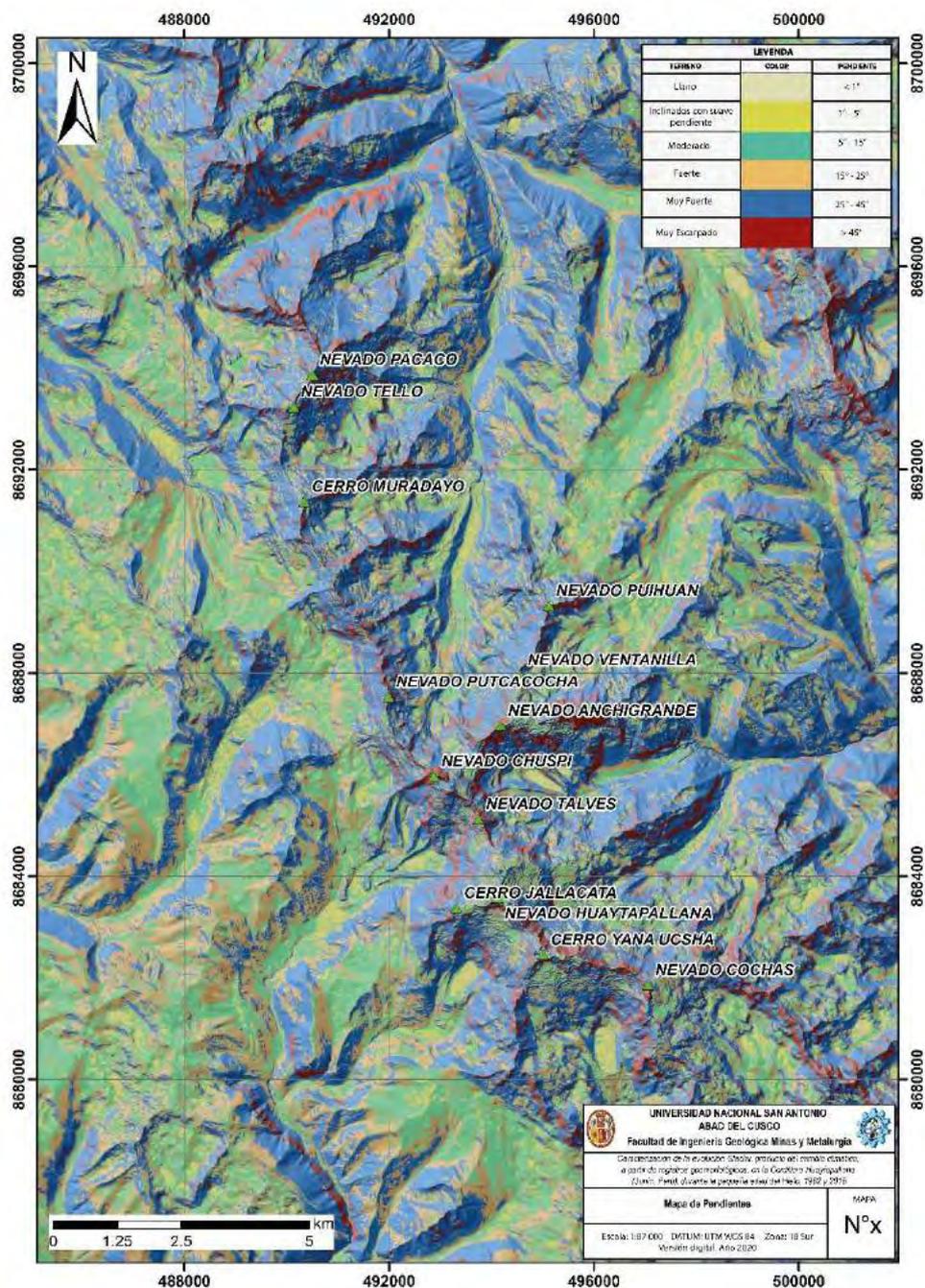


Figura 5.5: Mapa de pendientes elaborado a partir del DEM spot 7 de 6m/px (Fuente: Elaboración propia)

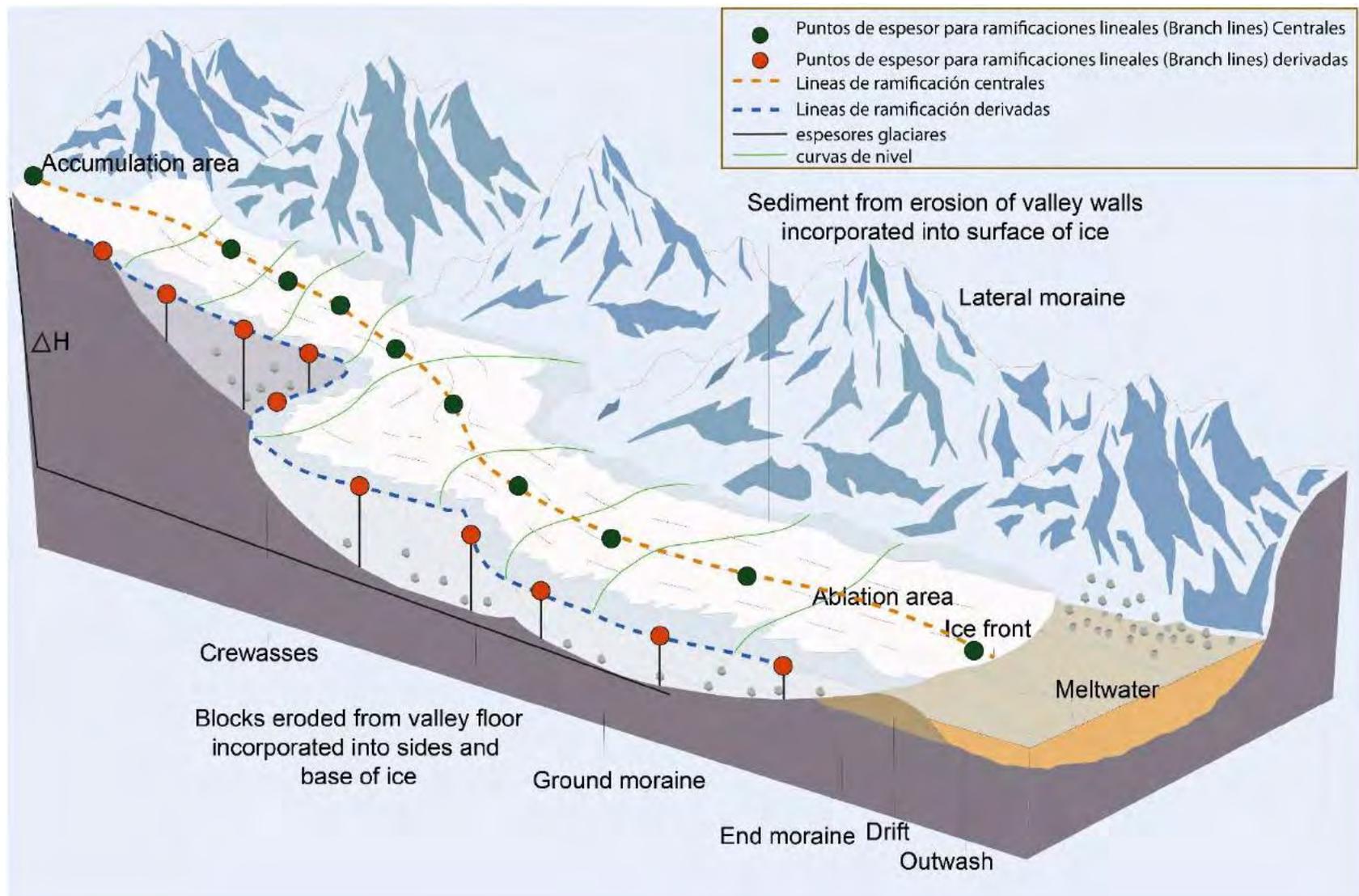


Figura 5.6. Se presenta un modelo ideal que contempla la sedimentación glacio-fluvial dentro de los cálculos y estimaciones de espesores de GlabTop. (Fuente: Modificado de Astete 2017)

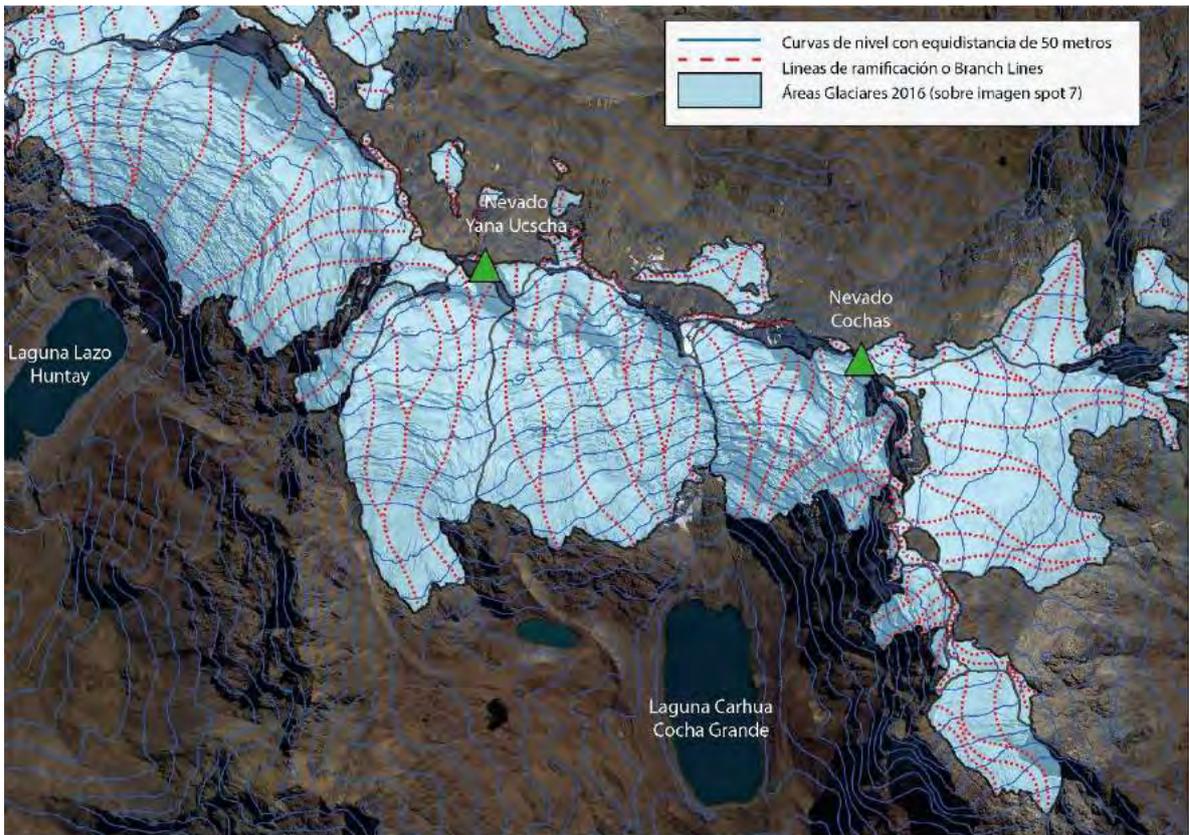


Figura 5.7. Ejemplo de digitalización de Branch Lines o líneas de ramificación en la quebrada de la laguna Carhuacocha, de la Cordillera Huaytapallana, que serán segmentadas por cada curva de nivel (Fuente: Elaboración propia)



Figura 5.8. Ejemplo de los valores medios de pendiente por segmento de cada branch line. (Fuente elaboración propia).

A continuación, se da un ejemplo del valor de las pendientes medias de los segmentos de los 5 primeros branch lines de un total de 484 digitalizados

*Tabla 5.6. Valores de pendiente mínima, media y máxima para los 4 primeros Branch lines segmentados de un total de 484.*

N° de Branch Line	N° de segmento	valor mínimo de pendiente	Valor máximo de pendiente	Valor medio de pendiente
1	1	45.9	45.9	45.9
1	2	39.1	39.1	39.1
1	3	60.7	60.7	60.7
1	4	0.7	0.7	0.7
1	5	47.4	47.4	47.4
1	6	43.8	43.8	43.8
1	7	39.5	39.5	39.5
2	1	32.1	32.1	32.1
2	2	24.6	24.6	24.6
2	3	33.3	33.3	33.3
2	4	36.8	36.8	36.8
2	5	26.8	26.8	26.8
2	6	34.2	34.2	34.2
2	7	46.6	46.6	46.6
2	8	42.9	42.9	42.9
2	9	61.0	61.0	61.0
2	10	32.0	32.0	32.0
2	11	49.2	49.2	49.2
2	12	35.0	35.0	35.0
3	1	29.0	29.0	29.0
3	2	17.6	17.6	17.6
3	3	48.8	48.8	48.8
3	4	45.5	45.5	45.5
3	5	52.1	52.1	52.1
3	6	49.4	49.4	49.4
3	7	43.2	43.2	43.2
3	8	52.2	52.2	52.2
3	9	48.7	48.7	48.7
3	10	45.8	45.8	45.8
3	11	45.8	45.8	45.8
3	12	37.5	37.5	37.5
4	1	43.7	43.7	43.7
4	2	23.5	23.5	23.5
4	3	40.8	40.8	40.8
4	4	18.4	24.9	21.7
4	5	53.6	53.8	53.7

### E) Cálculo del esfuerzo cortante basal (shear stress) ( $\mathcal{T}$ ).

Se calculó un shear stress para cada glaciar individualizado, el procedimiento fue el siguiente:

- Con ayuda de la herramienta “Extract by mask” del Arctoolbox, se extrajo un modelo de elevación para cada glaciar
- Posteriormente se calculó el rango (valor máximo menos el valor mínimo) para cada glaciar
- Finalmente se introdujo la fórmula empleada por Haberli y Hoelzle, 1995: en la herramienta “raster calculator” del Arctoolbox.

$$\mathcal{T} = 0.005 + 1.598 \Delta H - 0.435 \Delta H^2$$

Los valores de rango introducidos en la fórmula matemática fueron convertidos a km<sup>3</sup>, antes de resolverse, para obtener las unidades resultantes de shear stress en kilo-bar (kbar), y posteriormente multiplicados por 100 000 para obtener los valores en kilo- pascuales

### F) Determinación teórica de la densidad del hielo.

El hielo que compone las masas glaciares, se forma a partir de precipitaciones sólidas (nieve y granizo), Cuffey y Paterson, 2010; determinar dos etapas de transformación intermedia del paso de nieve a hielo. por las cuales la nieve pasa a formar parte del glaciar. La primera es el estado denominado como “Firn” (estado de la nieve que sobrevive a un verano sin convertirse en hielo), otros autores denominan a la nieve en este estado como neviza (nombre con el cual los glaciólogos designan a la nieve cuyos cristales han perdido su forma original, y ya presentan una porosidad reducida). La segunda es el paso del “firn” a hielo que se da cuando la interconexión de los conductos lleno de aire y agua están sellados, esto ocurre a una densidad de aproximadamente 830 kg/m<sup>3</sup>

En resumen, la precipitación sólida en forma de nieve depositada sobre las masas glaciares se compacta y pierde su porosidad (por la acumulación de su propio peso), este paso se da hasta alcanzar la densidad del hielo, esto se explica en la tabla propuesta por Seligman (1936, p.144) Tabla 5.7

Tabla 5.7: Valores teóricos de densidad del proceso de conversión de nieve a hielo (Fuente Seligman, 1936)

<b>DENSIDADES TÍPICAS (kg/m<sup>3</sup>)</b>	
Nieve (inmediatamente después de caer)	50 - 70
Nieve reciente y húmeda	100 - 200
Nieve asentada	200 - 300
Nieve con Profundidad de Corte	100 - 300
Firn	400 - 830

Nieve muy húmeda y firme  
Hielo glaciario

700 - 800  
830 - 923

El progreso de la transformación de nieve en hielo se puede mostrar en un gráfico de profundidad versus densidad. El siguiente gráfico tomado de: Cuffey y Paterson, 2010 p17, muestra la variación de la densidad en 3 glaciares: Vostok y Byrd ubicados cerca de la Antártida central y Upper Seward en las montañas de Santo Elias cerca de Alaska, el gráfico muestra como las nieves de glaciares templados (Upper Seward), alcanzan la densidad del hielo a profundidades menores. Similar fenómeno ocurre en los glaciares tropicales.

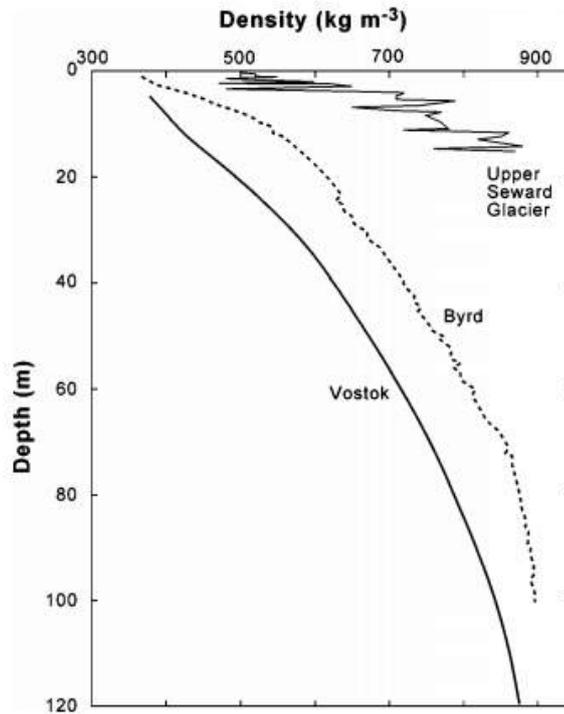


Figura 5.9: Gráfico de densidad versus profundidad en glaciares templados y antárticos, demuestran el incremento de la densidad del hielo con la profundidad. (Fuente: Cuffey y Paterson, 2010 p17).

Cuando el agua se congela aumenta su volumen por ende disminuye su densidad inicial ( $1000 \text{ kg/cm}^3$ ) en los cálculos se trabajó con el valor propuesto por Lisbahuer et.al.,2012 de  $900 \text{ kg/m}^3$

### G) Determinación de los factores de forma

Se trabajó con el factor de forma propuesto por Paul y Linsbauer (2012), de 0.8 (factor adimensional) que se refiere a la relación entre el área de la sección transversal del glaciar y su perímetro, este factor relaciona la fricción de las masas glaciares con las paredes rocosas por donde este discurre (paredes de valle),

### H) Interpolación de resultados.

Una vez determinado todos los parámetros necesarios para aplicar la ecuación de cálculo, serán derivados a elementos shapefile, (puntos medios por cada segmento de línea de ramificación), donde se aplicará la herramienta “field calculator” con la ecuación 1 para determinar valores de espesor por cada punto a lo largo de las líneas de ramificación. (figura 5.9). Seguidamente, estos puntos serán interpolados para crear una nube más densa, utilizando el método IDW o también conocido como el método de ponderación por el inverso a la distancia. Una vez obtenida una buena cantidad de puntos se procederá a interpolar los valores con la delimitación glaciar. Los bordes glaciares serán considerados espesores de orden cero, por ser el límite entre las masas de hielo y el terreno no glaciado.

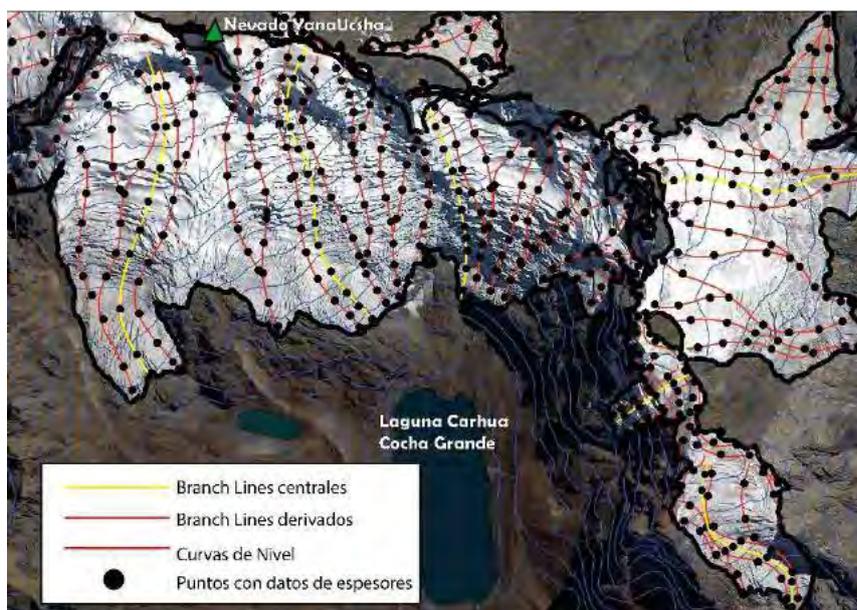


Figura 5.10: Puntos de interpolación en el valle glaciar de la laguna Carhuacocha, los puntos representan los datos de espesor a interpolar (sobre líneas de ramificación). Los contornos glaciares ( $h=0$ ), representan el límite de interpolación. (Fuente: Elaboración propia).

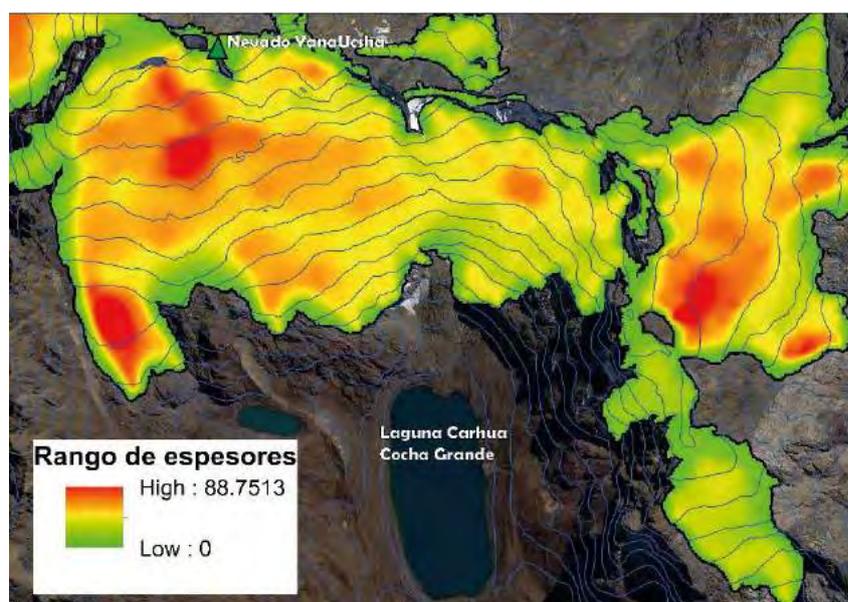


Figura 5.11: representa el producto de la interpolación (método Topo to raster) de los valores de espesor sobre toda la extensión glaciar (Fuente elaboración propia)



Figura 5.12. Representación Gráfica de las variables de entrada de GlabTop sobre el glaciar Yana Uchsha en el Nevado Huaytapallana. (Fuente: Elaboración propia)

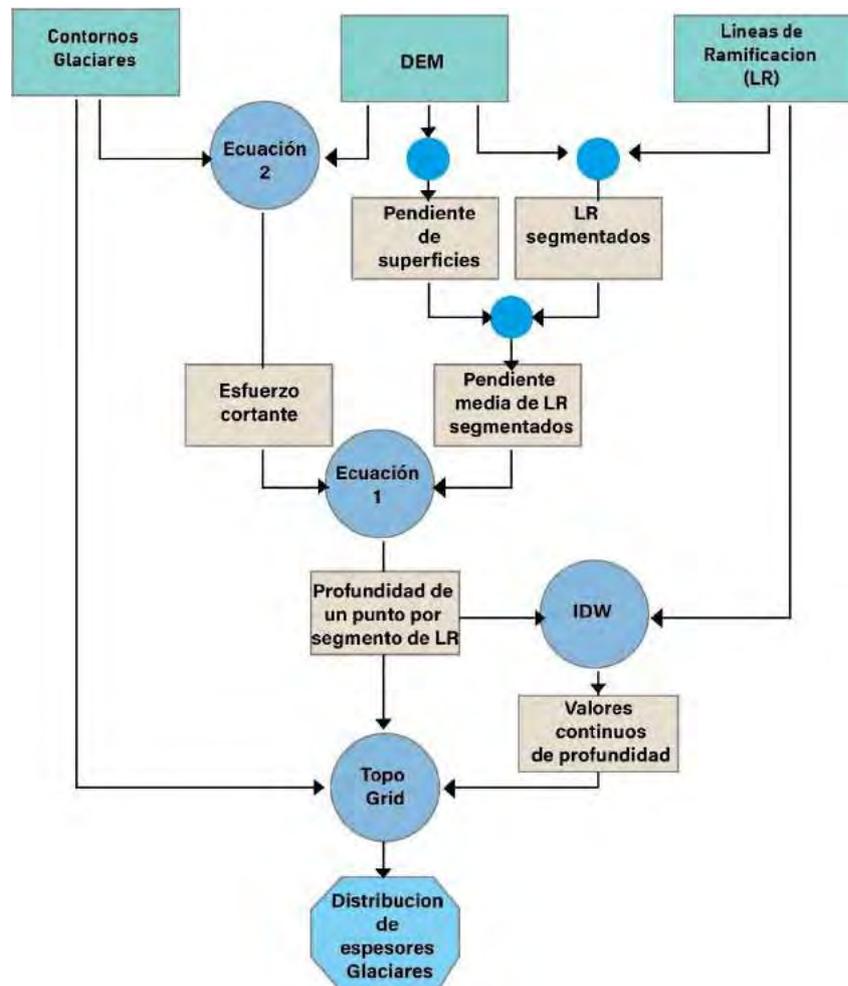


Figura 5.13. Resumen esquemático de los pasos básicos de procesamiento para la interpolación del lecho glaciar en un diagrama de flujo (Fuente: modificado de Linsbauer et., al 2012).

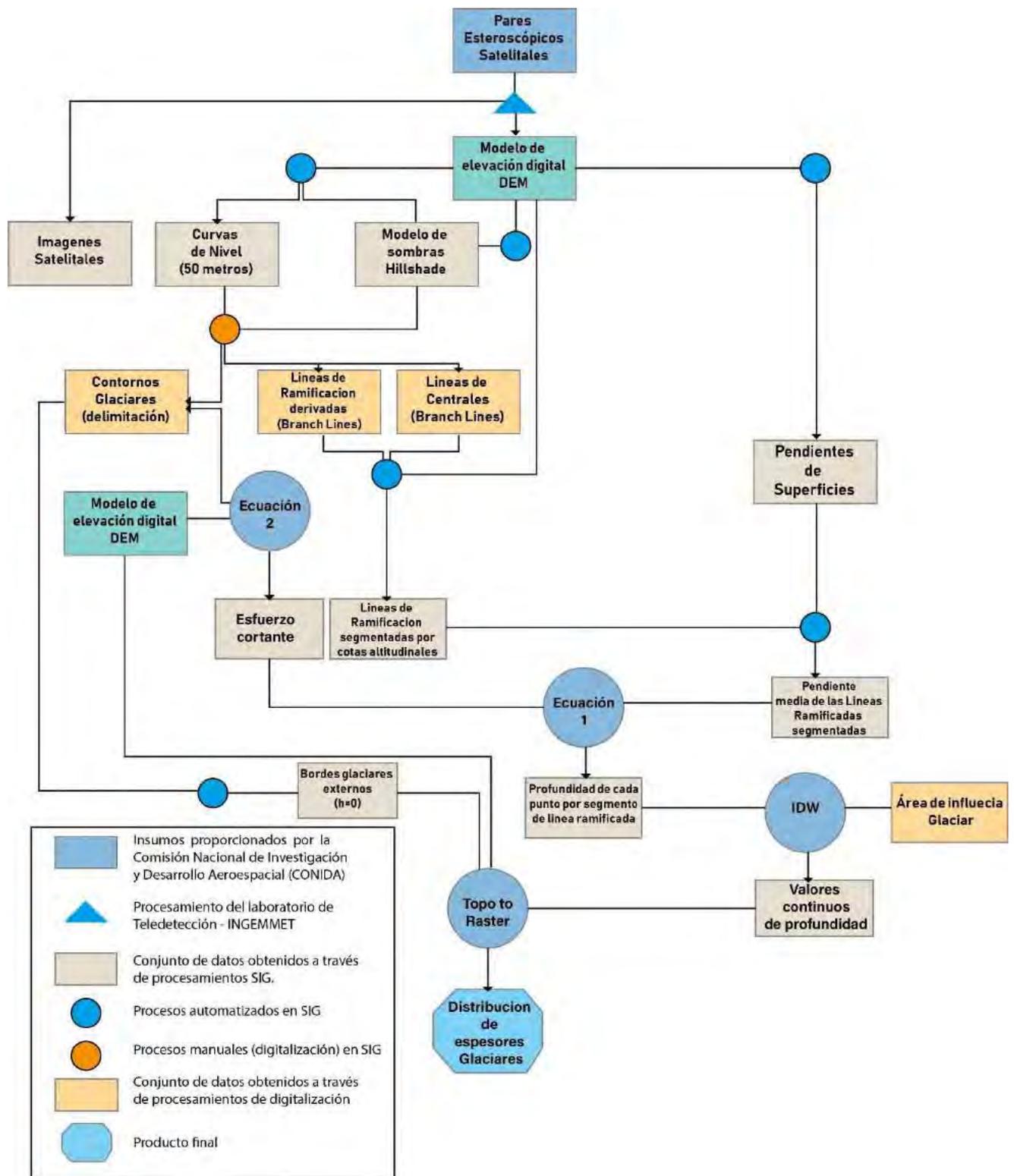


Figura 5.14: Resumen esquemático de los pasos básicos de procesamiento para la interpolación del lecho glaciar en un diagrama de flujo utilizado en los cálculos de la presente tesis. (Fuente: Elaboración propia)

## 5.2.2. ESTIMACIÓN DE VOLÚMENES GLACIARES EN 1962 Y LA PEH.

### A) GLARE (Glacier reconstruction)

Es una herramienta desarrollada en un entorno Gis, puede ser usada desde el Arctoolbox, su propósito es reconstruir la geometría glaciar 3D de un aparato glaciar usando como base de entrada física un DEM basal (DEM del lecho rocoso sin glaciares), flujos de línea y delimitaciones paleoglaciares. Para los cálculos matemáticos será necesario definir un shear stress, factores de forma y un método de interpolación

Para llevar a cabo la reconstrucción paleo-glaciar la herramienta aplica modelos numéricos con base física que explican la dinámica del flujo de masas de hielo, entre estos factores se ha considerado los siguientes:

- Límite plástico del hielo
- La deformación de las masas de hielo
- El esfuerzo de cizalla (shear stress)
- La densidad
- Los factores de forma de cada valle glaciar

Los modelos más utilizados que relacionan estos parámetros son del Nye (1952) y Schilling y Hollin (1981)

La herramienta considera que la masa de hielo posee plasticidad perfecta Van der Veen, 1999), para ellos las deformaciones serán despreciables cuando la fuerza que lo genere este debajo del límite plástico del hielo que definiremos como yield stress ( $T_y$ ). En este sentido, cuando el esfuerzo aplicado sea igual o superior al límite plástico, el hielo se deforma instantáneamente para liberar la presión aplicada, Así mismo el esfuerzo conductor del movimiento (driving stress) resultante del peso del hielo y la pendiente, será equilibrado por la fuerza de rozamiento ejercida entre el lecho glaciar y las paredes del valle que será conocido como el Basal stress ( $T_D$ ), Por consiguiente, para que exista movimiento en el hielo, el driving stress ( $T_D$ ) deberá alcanzar un valor igual al límite plástico, sin excederlo (cumpliendo la plasticidad perfecta del hielo), por ende, el rozamiento basal también debe ser igual al límite plástico, y solo así el hielo tendrá movimiento (Fernández, 2015)

$$T_y = T_B = T_D$$

La herramienta GlaRe considera en su entorno de funcionamiento un comportamiento de plasticidad perfecta basado en Patterson, 1994. Que se aplica a la fórmula de Shilling y Hollin, 1981.

$$h_{i+1} = h_1 + \frac{\mathcal{T}_{av}}{F_1 \cdot \rho \cdot g} \frac{\Delta X}{H_i}$$

Donde:

<b>h:</b>	Es la elevación de la superficie del terreno
$\mathcal{T}_{av}$ :	Es la tensión de cizallamiento basal en pascales,
<b>F:</b>	Es el factor de forma
$\rho$ :	Es la densidad del hielo (900 kg/m <sup>3</sup> )
$\Delta X$ :	Es el desplazamiento en metros
<b>g:</b>	Es la aceleración de la gravedad (9.81 m/s <sup>2</sup> )
<b>H:</b>	Es el espesor de hielo
<b>i:</b>	Es el número de iteraciones.

Esta ecuación deriva de la fórmula de Nye (1952 a), misma ecuación empleada en la metodología GlabTop.

$$\mathcal{T} = \rho g H \operatorname{sen} \alpha$$

Pero como en el frente glaciar (snout glaciar) el esfuerzo cortante ( $\mathcal{T}_i$  y  $\mathcal{T}_{av}$ ) son iguales a cero, la ecuación no tendría solución por ende los espesores en el frente glaciar serian igual a cero, por ello Van der Veen (2013) resolvió este dilema en base a la evaluación del espesor de hielo y la tensión de corte en el punto medio a lo largo de pasos iterativos dando como resultado la siguiente ecuación, que se resuelve como una ecuación cuadrática

$$h_{i+1}^2 - h_{i+1}(b_i + b_{i+1}) + h_i(b_{i+1} - H_i) - \frac{2\Delta_x t_y}{\rho g} = 0$$

Donde:

<b>h:</b>	Elevación de la superficie del hielo (m)
<b>I:</b>	Número de iteración
<b>B:</b>	Altura de la topografía basal
<b>H:</b>	Espesor del hielo
$\Delta x$ :	Longitud de paso
<b>ty:</b>	Esfuerzo cortante o basal en
<b>g:</b>	Aceleración de la gravedad (9.81 ms <sup>-2</sup> )

Es en base a esta fórmula que la herramienta GlaRe reconstruye la geometría de antiguos glaciares, esto siempre y cuando el operador conozca y determine la posición de su morrena frontal, morrena lateral y cualquier otra forma del relieve que permita conocer los márgenes del paleoglaciar. La herramienta permite al usuario definir tres parámetros de entrada:

- El esfuerzo cortante basal (T)

- El factor de forma (f)
- El método de interpolación

La ecuación descrita anteriormente, es resulta como una ecuación de segundo grado por Fernández, 2014, en ella la compara como una fórmula con la siguiente estructura:

$$ax^2 + bx + c = 0$$

La comparativa con la ecuación de Van der Veen, sería la siguiente:

$$a = 1$$

$$b = - (B_i + B_{i+1})$$

$$c = h_i (B_{i+1} - H_1) - \frac{2\Delta_x t_0}{\rho g}$$

(Que vienen a ser los coeficientes de la ecuación número 1)

Entonces, como toda ecuación de segundo grado se resuelve de la siguiente manera

$$x = \frac{-b \pm \sqrt{b^2 - 4ac}}{2a}$$

Entonces para obtener los resultados de espesores de hielo en cada punto a iterar (a lo largo del flow line) se deben integrar en la fórmula general de resolución de ecuaciones cuadráticas, que tendrá dos soluciones para cada punto. Que serán discriminados bajo la siguiente condición:

$$h > B$$

es, decir; la solución física real, donde la elevación de la superficie del hielo calculado es mayor a la elevación del terreno

Sin embargo, el modelo matemático propuesta por Van der Veen (1999), con plasticidad perfecta no toma en cuenta el efecto topográfico de las laderas de los valles (fricción y soporte de peso), que puede incorporarse a través de un factor de forma propuesto por (Nye, 1952).

Para ello se deberá sustituir  $t_0$  por  $t_0/f$  en la ecuación ( $c = h_i (B_{i+1} - H_1) - \frac{2\Delta_x t_0}{\rho g}$ ), donde:

$f$ : Es el factor de forma (índice morfométrico) que mide la geometría transversal del valle

$$f = \frac{A}{H p}$$

Donde

$f$ : factor de forma  
 $H$ : Espesor del hielo  
 $P$ : Perímetro glaciado de la sección  
 $A$ : Área de la sección.

De esta forma el modelo de plasticidad perfecta obedecerá la siguiente relación:

$$\mathcal{T}_y = \mathcal{T}_B = f\mathcal{T}_D$$

Por ende, la fórmula empleada será:

$$h_{i+1}^2 - h_{i+1}(b_i + b_{i+1}) + h_i(b_{i+1} - H_i) - \frac{2\Delta_x t_0}{fg} = 0$$

Además, el usuario deberá proporcionar a la herramienta un DEM basal (sin cobertura glaciario), para evitar la sobrestimación de los espesores de hielo y la digitalización de flow lines, para calcular iterativamente los espesores glaciares con la fórmula de Vander Veen 2013.

Finalmente se deberá definir un shear stress (esfuerzo cortante basal) para cada glaciar, Pellitero (2015) cita los siguientes shear stress utilizados por diferentes autores, en base a trabajos de campo y datos experimentales:

Tabla 5.8. Valores de esfuerzo cortante basal usados en trabajos anteriores

<b>Esfuerzo Cortante Basal (kpa)</b>	<b>Autor</b>
<b>50 - 150</b>	Nye, 1952b
<b>190</b>	Weeterman, 1971

Lo recomendado es reconstruir la superficie del hielo usando un valor estándar de 100 kPa y luego ajustar  $\tau$  para adaptarlo a la superficie del glaciar 3D reconstruido a las limitaciones geomorfológicas en espesores de hielo verticales (por ejemplo, morrenas laterales y / o líneas de corte) (Benn y Hulton, 2010; Schilling y Hollin, 1981).

La aplicación de esta ecuación se hace de un modo iterativo, en sentido inverso al flujo glaciar, esto es, desde el frente hasta la cabecera o divisoria glaciar (ice divide), con el fin de obtener el perfil teórico de la topografía del hielo. (Fernández 2015)

Una de las ventajas de este método es que los resultados pueden ser comparados con la evidencia geomorfológica, dejado por glaciares, por ejemplo, la altura de las morrenas (frontales y laterales) bien conservadas revelan la altura máxima glaciara alcanzadas por el hielo.

## B) Delimitación glaciara en 1962 y la PEH.

El cálculo volumétrico (espesores glaciares) se realiza a lo largo de líneas de flujo (flow lines), de manera individual para cada aparato glaciara, para ello es necesario conocer el límite de interpolación glaciara, tanto de la PEH, como de 1962 de manera detallada, para evitar errores e incrementar el porcentaje de incertidumbre, así mismo, los contornos glaciares serán considerados como bordes de interpolación (con un valor de espesor igual a cero). La delimitación glaciara y procedimientos de cartografiado, se detallan en el capítulo IV.

## C) Preparación y corrección del modelo de elevación digital.

La reconstrucción 3D de la superficie paleoglaciara utilizando la herramienta GlaRe (Pellitero et al.,2016) reconstruye la paleo superficie glaciara, en base a la topografía basal, para cada aparato glaciara previamente cartografiado (ver apartado 5.2.2),En este se describe las características del modelo de elevación digital (DEM), que fue utilizado para el cálculo volumétrico de aparatos glaciares actuales (2016), cuyo uso en la metodología GlaRe, produciría una sobrestimación del espesor glaciara, ya que la herramienta reconstruiría los espesores, tomando la cota de la superficie glaciara, como la cota de la superficie basal. Para resolver este dilema, se usó la herramienta "Raster calculator" del ArcGis 10.6 (ArcMap y ArcScene) para realizar una resta aritmética entre los DEM<sub>2016</sub> y el DEM de espesores glaciares calculados con la GlaRe, como resultado se obtuvo el DEM de la paleo-superficie glaciara o DEM<sub>BASAL</sub>.

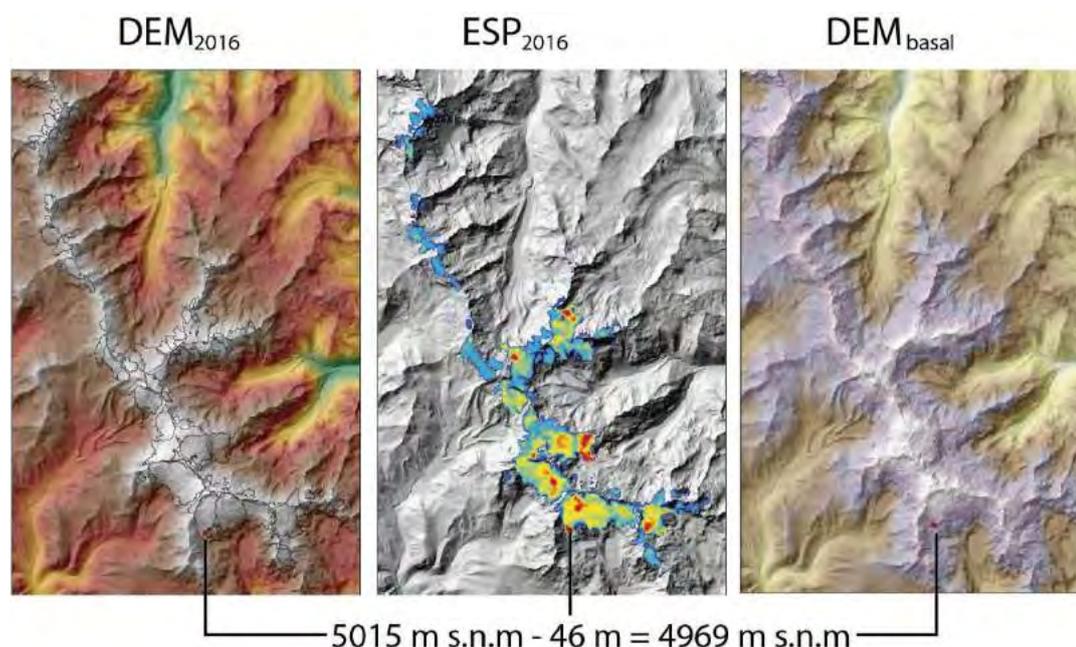


Figura 5.15: Muestra el procedimiento de obtención del DEM<sub>BASAL</sub> en un pixel sobre el glaciara Yana Ucsha, mediante la resta aritmética del valor de la Cota inicial en el DEM<sub>2016</sub> menos el valor de espesor de hielo (ESP<sub>2016</sub>), (esta operación se realiza pixel por pixel mediante la herramienta "Raster Calculator" en las zonas glaciares), obteniendo como resultado un DEM<sub>BASAL</sub> es decir un DEM libre de la cobertura glaciara, en base al cual se realizaron los cálculos de reconstrucción glaciara para los períodos 1962 y la PEH. (Fuente: Elaboración propia)

## D) Elaboración de perfiles transversales para el cálculo de factores de forma

Para calcular los factores de forma, se graficaron líneas transversales que cortan en forma perpendicular distintos tramos de los valles glaciares, para obtener los datos de requeridos por la fórmula del factor de forma, se utilizó la herramienta Stack profile (3D Analyst Tools), en la cual se introduce la línea del perfil y el modelo de elevación digital (DEM), del cual se obtendrá la información necesaria. Los perfiles deben ser trazados en áreas donde las evidencias geomorfológicas permiten conocer el espesor de hielo (Morrenas conservadas). Para caracterizar el factor de forma dominante en los valles del glaciar Huaytapallana se han trazado un total de 45 perfiles (figura 5.15).

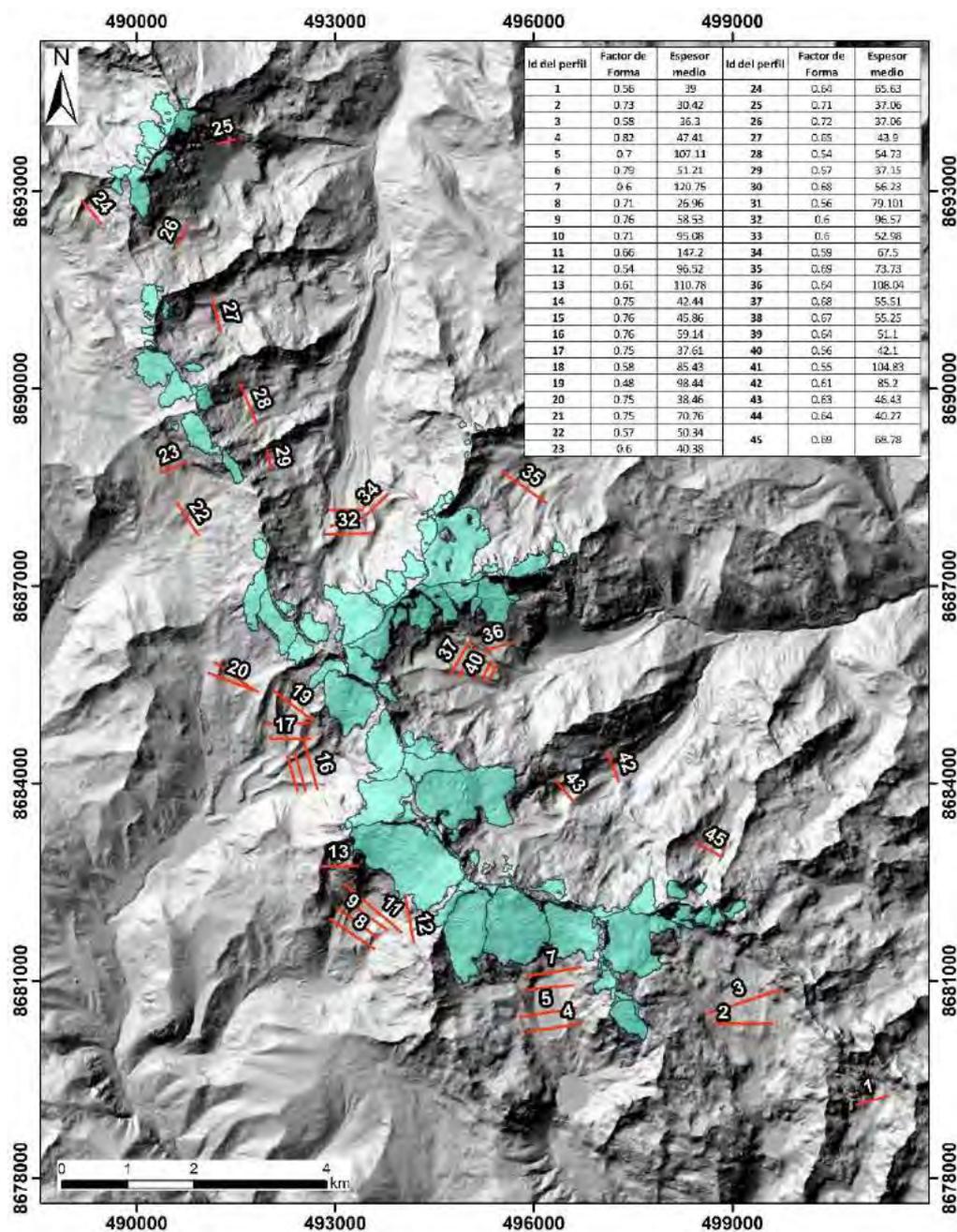
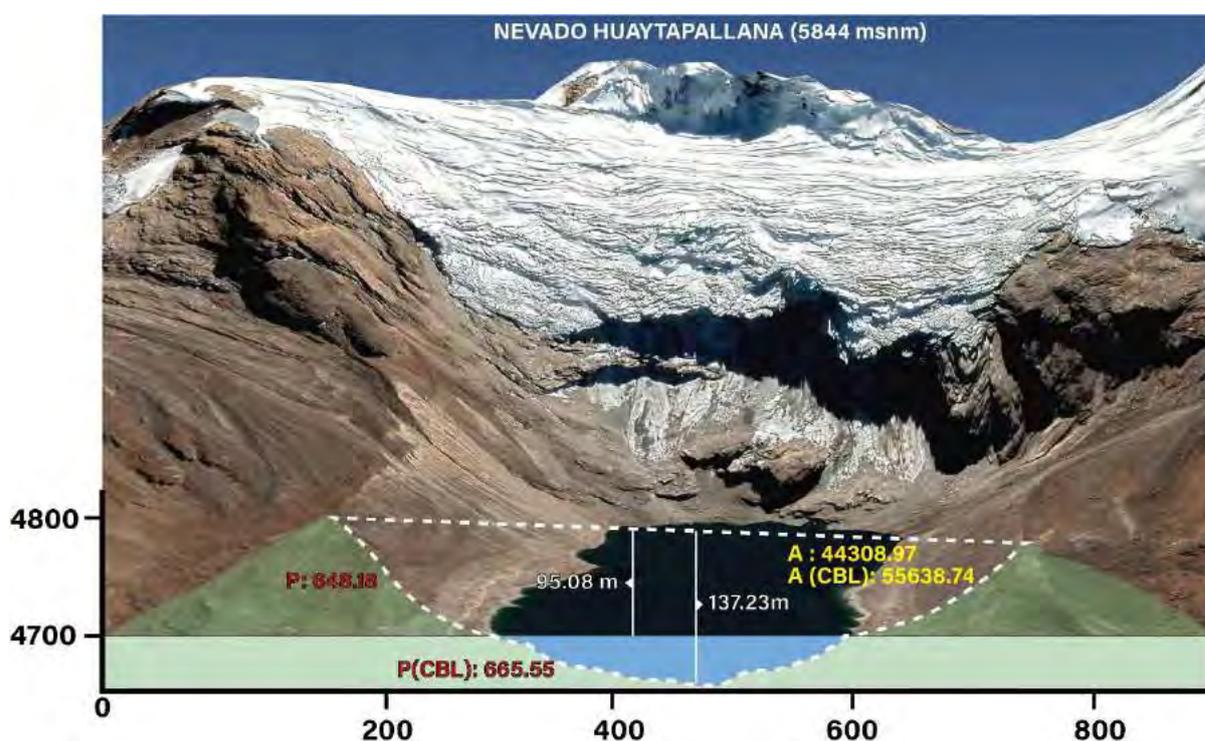


Figura 5.16. Muestra la ubicación espacial de los perfiles transversales en el nevado Huaytapallana para determinar los factores de forma.

El cálculo de factor de forma se realiza para compensar que “El modelo de plasticidad perfecta”, no refleja la fuerza de oposición (fricción), ejercida por las paredes laterales del valle a través del cual las masas de hielo se han desplazado, para ello es necesario encontrar lugares con vestigios de morrenas que revelen el espesor alcanzado por los glaciares en el período de análisis (PEH), y analizar los datos obtenidos con la herramienta “stack profile” de la geometría del canal. Si el perfil transversal llega a cortar una laguna glaciar es necesario, considerar los datos de batimetría para hallar el factor de forma correcto. La figura 5.17, muestra las variaciones del factor de forma cuando se considera la batimetría de la laguna (CBL) ( $f = 0.61$ ), y cuando esta es obviada usando la cota de agua como la superficie basal ( $f = 0.72$ ). En este caso se considera correcto el valor de 0.61. gracias a datos batimétricos publicados por la Autoridad nacional del agua



$$f = \frac{A}{H_p} \quad f = \frac{44308.97}{95.08 \times 648.18} = 0.72 \quad f(CBL) = \frac{55638}{137.23 \times 665.55} = 0.61$$

Figura 5.17: Ejemplo del cálculo de factores de forma en valles glaciares con presencia de lagunas. (Fuente: Elaboración propia)

El promedio obtenido considerando la batimetría de lagunas, en casos en los que fuera necesario de 45 perfiles transversales (Tabla 5.9), nos dan el soporte necesario para definir un factor de forma promedio para los valles del Nevado Huaytapallana de 0.65.

N°	Espesor de hielo (m)	Perímetro glaciado (m)	Área de sección (m <sup>2</sup> )	Factor de forma	N°	Espesor de hielo (m)	Perímetro glaciado (m)	Área de sección (m <sup>2</sup> )	Factor de forma
1	39.00	307.11	6699.60	0.56	20	38.46	486.49	14042.64	0.75
2	30.42	311.85	6881.41	0.73	21	70.76	595.36	31684.44	0.75
3	36.30	320.70	6707.90	0.58	21 (CBL)	107.11	606.21	41162.94	0.63
4	47.41	512.31	19952.62	0.82	22	50.34	400.21	11474.80	0.57
4 (CBL)	84.08	525.04	28617.08	0.65	23	40.38	273.41	6671.16	0.60
5	107.11	814.95	61416.65	0.70	24	65.63	363.87	15369.91	0.64
5 (CBL)	161.59	843.54	76844.10	0.56	25	37.06	299.51	7964.95	0.72
6	51.21	545.39	22211.76	0.80	26	37.06	299.51	7964.95	0.72
6 (CBL)	86.14	558.81	32237.89	0.67	27	43.99	349.09	10054.86	0.65
7	120.75	615.15	44817.00	0.60	28	54.73	354.46	10504.63	0.54
8	26.96	394.32	7578.27	0.71	28 (CBL)	37.55	195.31	3436.17	0.47
9	58.53	544.66	24222.40	0.76	29	37.15	207.99	4383.91	0.57
9 (CBL)	90.99	561.78	32818.55	0.64	30	56.23	402.48	15492.42	0.68
10	95.08	648.18	44308.97	0.72	31	79.10	436.96	19329.55	0.56
10 (CBL)	137.23	665.55	55638.74	0.61	32	96.57	517.44	29812.66	0.60
11	147.20	795.87	77140.09	0.66	33	52.98	317.12	10146.20	0.60
12	96.52	476.78	24683.45	0.54	34	67.50	367.71	14634.97	0.59
13	110.78	556.73	37609.86	0.61	35	73.73	522.44	26419.77	0.69
14	42.44	377.69	12057.96	0.75	36	108.04	545.64	37996.39	0.64
14 (CBL)	73.39	392.58	17034.29	0.59	37	55.51	319.66	11983.34	0.68
15	45.86	435.76	15267.73	0.76	38	55.25	319.49	11896.59	0.67
15 (CBL)	69.55	443.73	19346.63	0.63	39	55.25	319.49	11896.59	0.67
16	59.14	525.08	23465.54	0.76	40	51.10	272.14	8960.91	0.64
16 (CBL)	108.02	549.47	35658.98	0.60	41	42.10	195.23	4581.86	0.56
17	37.61	253.18	7172.31	0.75	42	85.20	481.60	24922.11	0.61
18	85.43	430.83	21242.25	0.58	43	104.83	433.81	24880.82	0.55
18 (CBL)	109.14	444.74	23483.31	0.48	44	40.27	323.50	8326.54	0.64
19	98.44	641.09	30903.04	0.49	45	46.43	441.74	12913.91	0.63

Tabla 5.9. Resultados obtenidos con la herramienta stack profile de espesor (h), perímetro glaciado (p), área de secciones (A), para finalmente obtener el Factor de forma, las siglas CBL, representan perfiles donde se corrigieron valores datos en base a la Consideración de Batimetría en Lagunas, este valor es el usado para el cálculo real del factor de forma

## E) Digitalización de flow lines

Los flow lines (o líneas de flujo), difieren de los branch o líneas de ramificación, por ser líneas inferidas por donde los glaciares han discurrido en el pasado cuya única evidencia y guía son las morrenas frontales (que marcan el final de una línea de flujo), rocas aborregadas con estrías de dirección y los circos glaciares (que marcan el inicio del aparato glaciar), mientras que las líneas de ramificación son visibles sobre el hielo aún existente.

Las flow lines, se asemejan a la red de drenajes de los ríos actuales, estos poseen un canal principal (el flow line principal y más extenso) y tributarios (flow lines más cortos que se unen al principal sumando sus masas de hielo al flujo principal).

Para digitalizar los flow lines se siguieron las siguientes instrucciones.

- Los flow lines se digitalizan desde el frente glaciar hasta el circo (teniendo en cuenta el cartografiado de paleoglaciares), digitalizando primero el flow line principal (el más extenso), este unirá ambos extremos del cartografiado glaciar (en este caso los glaciares de 1962).
- De igual manera los flow lines secundarios o tributario se dibujarán desde elevaciones menores a mayores, por orden (primero los tributarios al flow line principal, luego los tributarios de los tributarios del canal principal y así sucesivamente),
- Debe existir un único punto de contacto, entre los flow lines de distintos órdenes, y entre los flow lines los contornos glaciares.
- Un error en la conexión de flow lines u orden de digitalización, evitará el funcionamiento de la herramienta GlaRe.
- Una entidad shapefile contendrá solo un flow line principal y sus respectivos tributarios por aparato glaciar

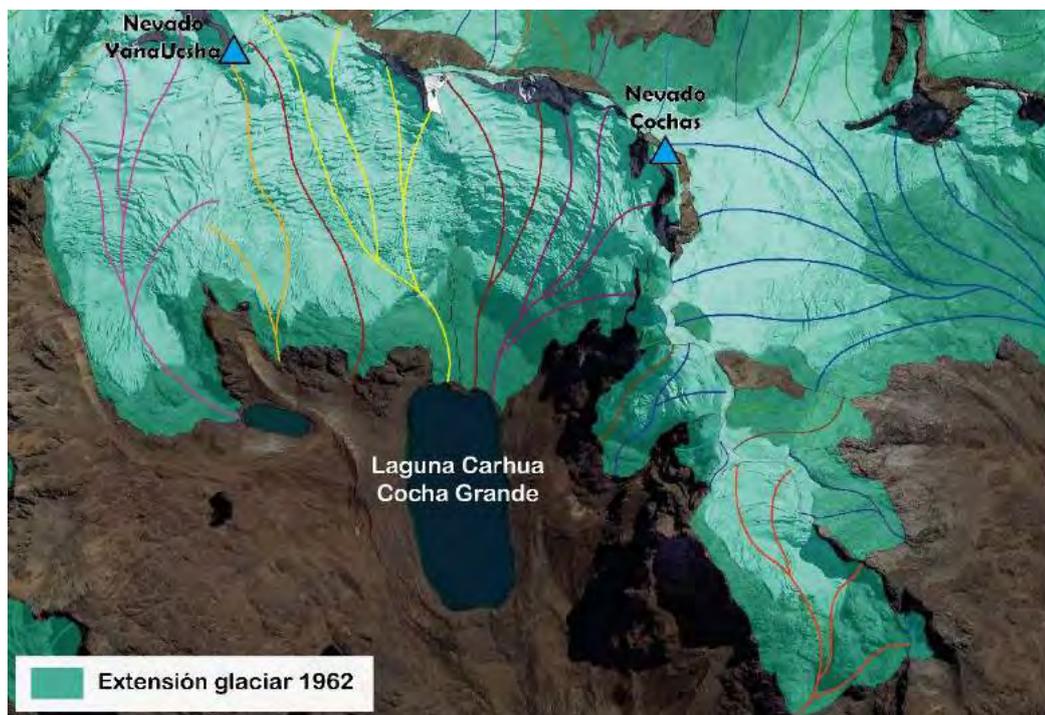


Figura 5.18: Ejemplo de digitalización de Flow lines sobre los polígonos glaciares de 1962, en parte de la Cordillera Huaytapallana. (Fuente: Elaboración propia)

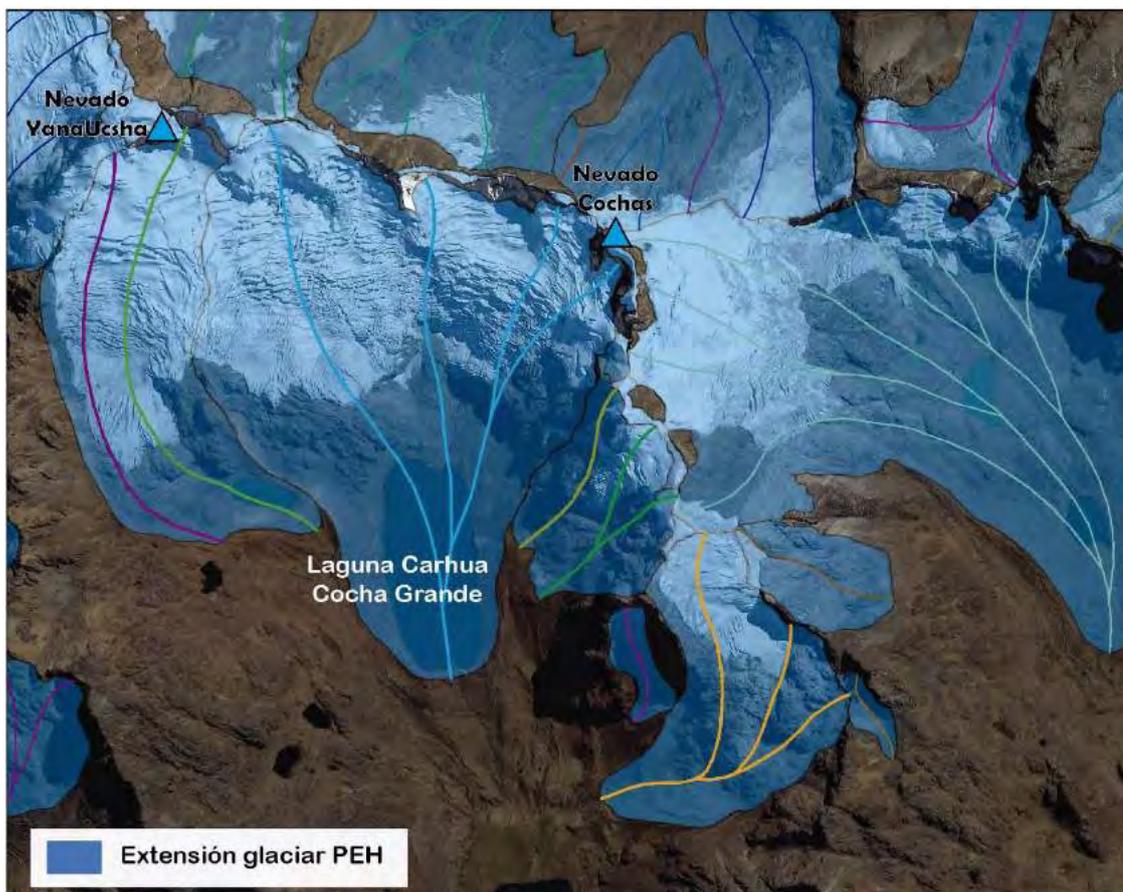


Figura 5.19: Ejemplo de digitalización de Flow lines sobre los polígonos glaciares de la PEH, en parte de la Cordillera Huaytapallana. (Fuente: Elaboración propia)

En total se han digitalizado 110 flow lines (línea principal más tributarios) con un total de 264 líneas individuales con una longitud total sumada de 247.3 km, mientras que para 1962 se han digitalizado 185 flow lines y 365 líneas con una longitud total sumada de 213.5 km, podemos explicar la diferencia entre el número de flow lines entre ambos períodos, debido a que en la pequeña edad de hielo los aparatos glaciares de 1962 se fusionaron en una sola lengua glaciár, en este caso si antes se necesitaban 4 flow lines para cada aparato glaciár, en la PEH, solo será necesario uno, esto produce que el número total de flow lines de la PEH sea menor al número de flow lines de 1962. Ahora surge la pregunta, si el número de flow lines es mayor en 1962 porque la longitud total sumada es mayor en la PEH, esto se debe a la PEH la extensión glaciár es mayor (incluso 50% más que 1962), por ende, las líneas e flujo de la PEH también poseen mayor extensión.

## F) Aplicación de la herramienta GlaRe

### - Instalación de Glare en el Arctoolbox (ArcGis)

La herramienta GlaRe fue escrita en un código Python 2.7, y utiliza principalmente bibliotecas Python, Numpy y Arcpy (bibliotecas que se instalan automáticamente con el Arcgis). Para hacer uso de la herramienta GlaRe será necesario importarlo al ArcToolbox de ArcGis, el buen funcionamiento de la herramienta dependerá de una licencia Arcinfo / Advanced ArcGIS for Desktop, que comprende 3D Analyst y Spatial Analyst (Pellitero, 2016)

La herramienta instalada correctamente se verá de la siguiente manera:

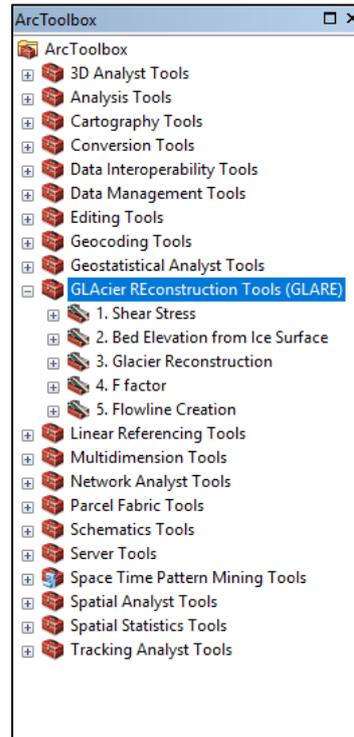


Figura 5.20. Muestra la correcta instalación de GlaRe en el ArcToolbox.

Una vez instalada la herramienta se utilizarán las siguientes sub-herramientas y sus extensiones:

#### 1. Shear Stress

- a. Construct Interval Nodes
- b. Define Shear Stress

#### 2. Glacier Reconstruction

- a. Flowline ice thickness tool
- b. Glacier Surface interpolation for several outlets

#### 3. F factor

- a. Automatic ice thickness recalculation with F factor

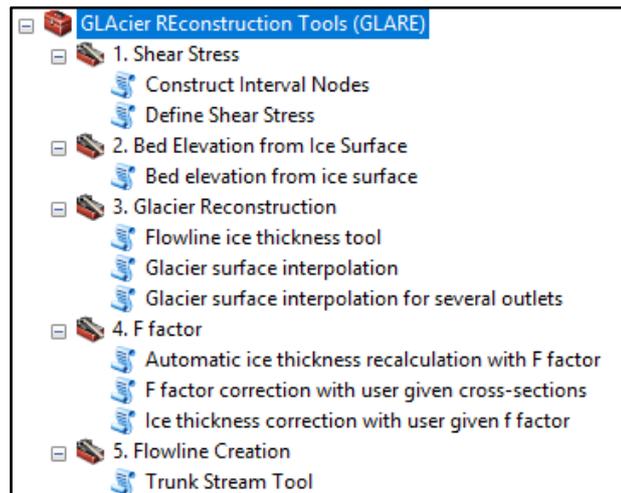


Figura 5.21: Subherramientas y complementos de la herramienta Glare.

## 1. Determinación del Shear Stress.

### a) Construcción del intervalo de nodos a lo largo de un flowline (Construct Interval Nodes)

Una vez digitalizado todos los flowlines, se procedió a utilizar el complemento “Construct Interval Nodes”, esta herramienta convertirá cada segmento del flowline en nodos, cada nodo guardará relación con su línea de flujo original y sus tributarios correspondientes. Para agilizar el proceso de cálculo se usó la opción “Batch” que permite ejecutar la herramienta para un grupo de flowlines.

La herramienta se ejecutará de manera inicial como muestra la figura 5.22. La primera columna corresponde a los flowlines digitalizados en el paso anterior (185 flowlines con un total de 365 líneas (entre flowlines y tributarios)); la segunda columna es el intervalo de distancia (en metros) para un área tan grande se recomienda el valor de 50, pero para un mayor número de iteraciones se optó por el valor de “1 m”; la tercera columna es el archivo de salida (Nodos), cada flowline poseerá un conjunto de Nodos.



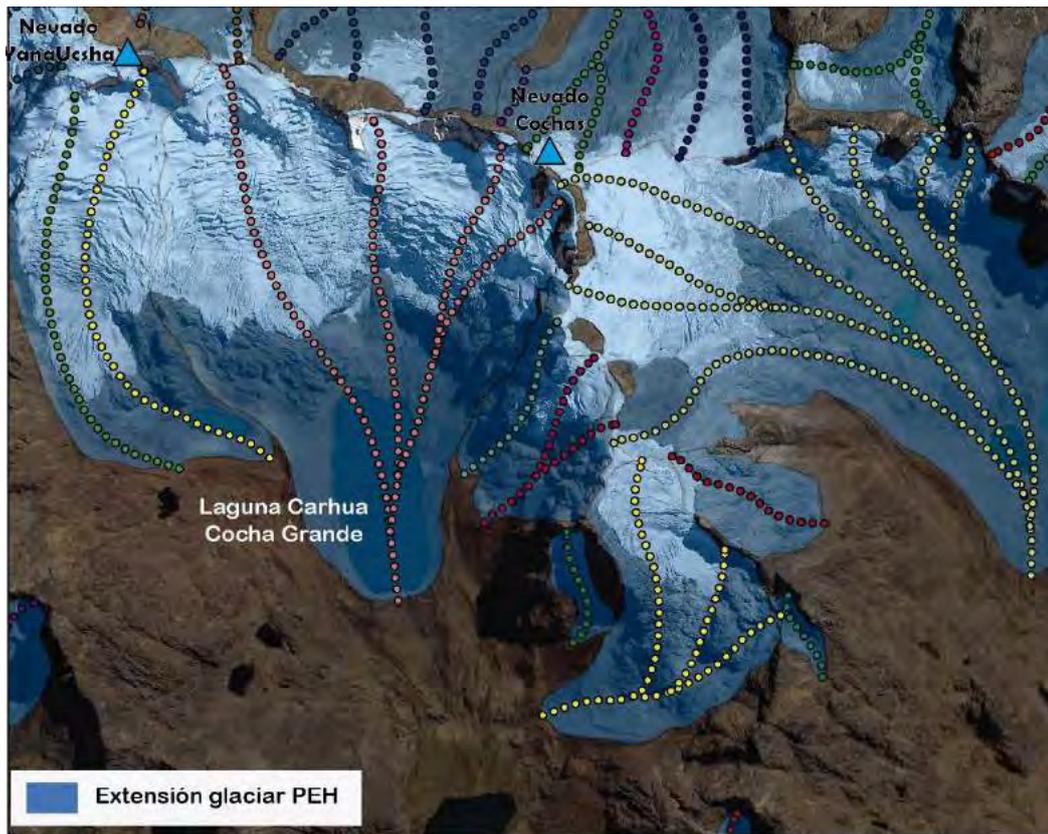


Figura 5.24. Muestra la creación de nodos a lo largo de flow lines en el sector de la laguna Carhuacocha para el período de la PEH.

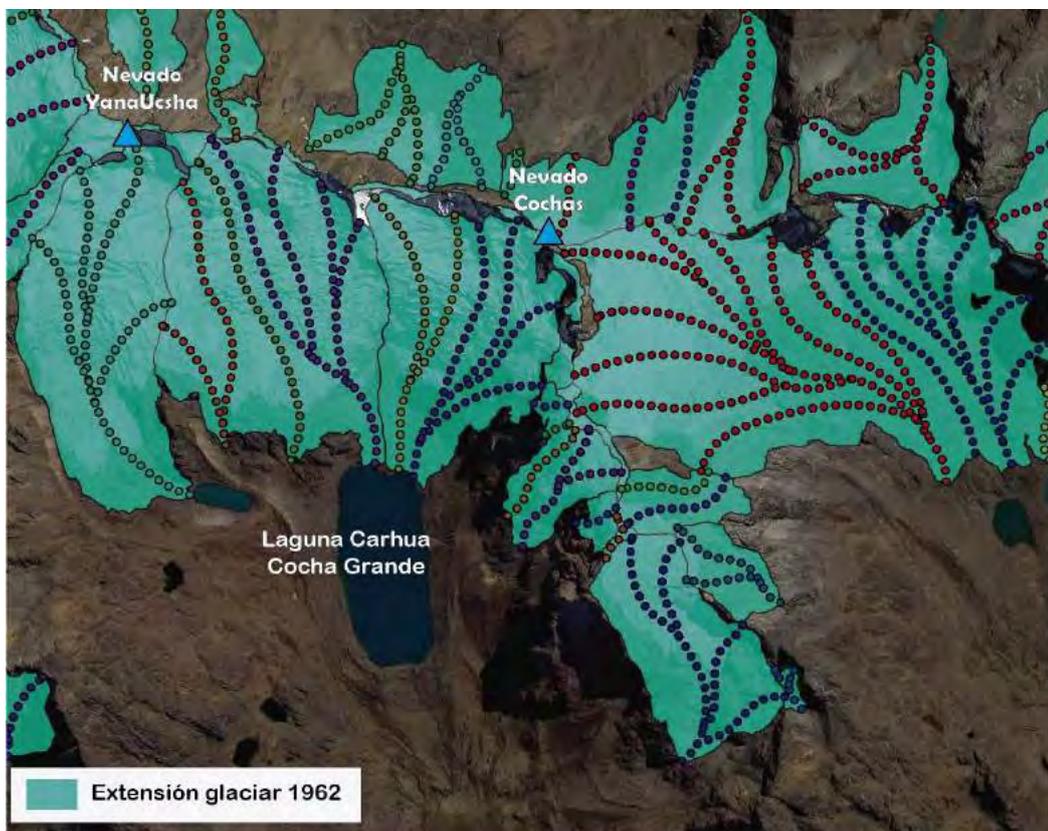


Figura 5.25. Muestra la creación de nodos a lo largo de flow lines en el sector de la laguna Carhuacocha para el período de 1962.

## b) Asignación de un Shear Stress a cada nodo creado (Define Shear Stress)

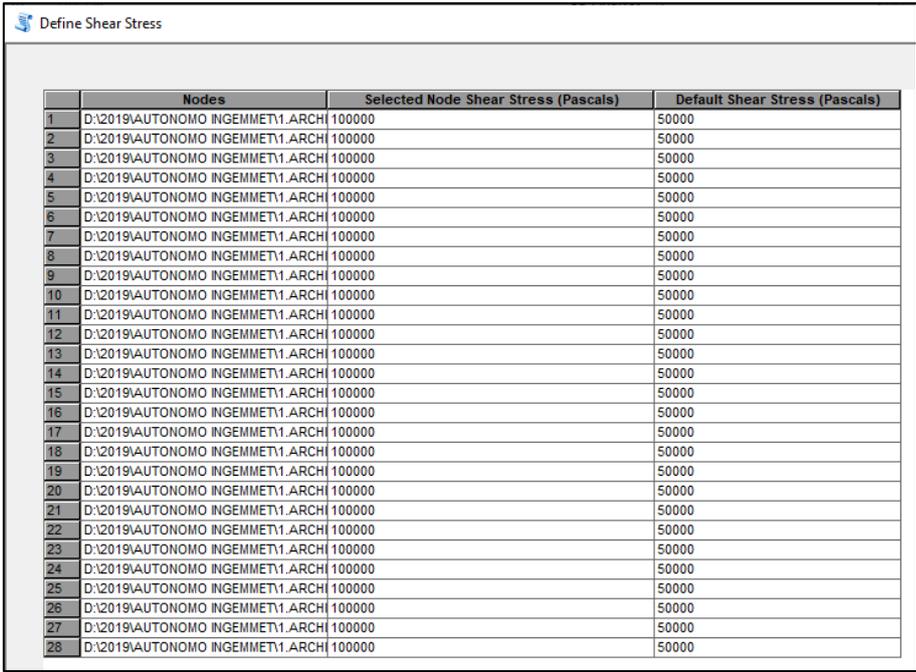
El complemento “Define shear stress” se encuentra dentro de la sub herramienta (Shear stress) (ver figura 5.18), sirve para asignar un valor de esfuerzo cortante a cada nodo creado anteriormente.

Diferentes pruebas de campo y datos experimentales indican que el Shear stress debe estar entre intervalo de 50 y 150 KPa (Nye,1952b), los mismos valores se deben usar para un valle glaciar (Patterson, 1970) y puede llegar hasta 190 kpa ara un circo glaciar (Weertman, 1971), Pellitero (2016), sugiere reconstruir el valle glaciar con un valor estándar de 100 kPa, y luego ajustarlo para adaptarlo a la superficie del glaciar reconstruido a las limitaciones geomorfológicas (altura de morrenas) (Pellitero, 2016)

Los factores que pueden alterar el shear stress base sugerido de 100 kpa son:

1. Cambio de la litología del lecho glaciar. (afecta la rugosidad del lecho).
2. La presencia de sedimentos a lo largo del valle glaciar.
3. Disminución de la tensión de corte cerca de las divisiones glaciares

Para realizar el cálculo se utilizó un valor de 100 kpa, luego se ajustó este valor entre 50 y 190 kpa, considerando las zonas con visible sedimento sobre el cual ha fluido el glaciar. Para aplicar la herramienta se debe seleccionar los nodos en el mapa, una vez seleccionados se cargarán todos los nodos a la herramienta (Define Shear Stress), con la opción bash. En la primera columna irán los nodos, en la segunda columna se asignará el valor por defecto del shear stress, en este caso 100000 Pa, y en la tercera columna se asignará el valor de shear stress para cada nodo seleccionado.



	Nodes	Selected Node Shear Stress (Pascals)	Default Shear Stress (Pascals)
1	D:\2019\AUTONOMO INGEMMET1.ARCH	100000	50000
2	D:\2019\AUTONOMO INGEMMET1.ARCH	100000	50000
3	D:\2019\AUTONOMO INGEMMET1.ARCH	100000	50000
4	D:\2019\AUTONOMO INGEMMET1.ARCH	100000	50000
5	D:\2019\AUTONOMO INGEMMET1.ARCH	100000	50000
6	D:\2019\AUTONOMO INGEMMET1.ARCH	100000	50000
7	D:\2019\AUTONOMO INGEMMET1.ARCH	100000	50000
8	D:\2019\AUTONOMO INGEMMET1.ARCH	100000	50000
9	D:\2019\AUTONOMO INGEMMET1.ARCH	100000	50000
10	D:\2019\AUTONOMO INGEMMET1.ARCH	100000	50000
11	D:\2019\AUTONOMO INGEMMET1.ARCH	100000	50000
12	D:\2019\AUTONOMO INGEMMET1.ARCH	100000	50000
13	D:\2019\AUTONOMO INGEMMET1.ARCH	100000	50000
14	D:\2019\AUTONOMO INGEMMET1.ARCH	100000	50000
15	D:\2019\AUTONOMO INGEMMET1.ARCH	100000	50000
16	D:\2019\AUTONOMO INGEMMET1.ARCH	100000	50000
17	D:\2019\AUTONOMO INGEMMET1.ARCH	100000	50000
18	D:\2019\AUTONOMO INGEMMET1.ARCH	100000	50000
19	D:\2019\AUTONOMO INGEMMET1.ARCH	100000	50000
20	D:\2019\AUTONOMO INGEMMET1.ARCH	100000	50000
21	D:\2019\AUTONOMO INGEMMET1.ARCH	100000	50000
22	D:\2019\AUTONOMO INGEMMET1.ARCH	100000	50000
23	D:\2019\AUTONOMO INGEMMET1.ARCH	100000	50000
24	D:\2019\AUTONOMO INGEMMET1.ARCH	100000	50000
25	D:\2019\AUTONOMO INGEMMET1.ARCH	100000	50000
26	D:\2019\AUTONOMO INGEMMET1.ARCH	100000	50000
27	D:\2019\AUTONOMO INGEMMET1.ARCH	100000	50000
28	D:\2019\AUTONOMO INGEMMET1.ARCH	100000	50000

Figura 5.26: Entorno visual de la herramienta Define Shear Stress.

El proceso de asignación de  $\mathcal{T}$  demorará de manera proporcional al número de flowlines e intervalo entre nodos. El resultado final será la asignación de un valor  $\mathcal{T}$  en la tabla de atributos del shape de nodos.

## 2. Reconstrucción Glaciar (Glacier Reconstruction)

Estas sub herramienta contiene dos complementos que utilizaremos el primero: “Flowline ice thickness tool”, calculara los espesores glaciares en cada nodo, y el segundo: “Glacier Surface interpolation for several outlets” interpolara los espesores calculados con los contornos glaciares. (más adelante veremos que se pueden obtener mejores resultados usando el método de interpolación “Topo to raster” del ArcGis

### a) Cálculo de espesores glaciares - Flowline ice thickness tool

Este complemento resuelve la sección numérica tocada al inicio de este apartado (Shilling & Hollin, 1981; Van der Veen, 1999 y Benn & Hulton, 2010).

Esta herramienta igual que las anteriores se ejecutará con el comando batch (que permite ejecutar todas las líneas de flujo existentes al mismo tiempo), como resultado asignará a la tabla de atributos de nodos un valor de altura (o espesor).

La herramienta solicitará en la primera columna el DEM (del lecho rocoso sin cobertura glaciar), en la segunda columna se cargarán de manera individual el grupo de nodos por línea de flujo (con un valor de shear stress ya asignado), en la tercera columna se asigna el intervalo de distancia (se utilizó el mismo intervalo que el de construcción de nodos), la cuarta columna solicita la ruta y nombre de los shape de salida (nodos con valor de espesores), y la última columna solicita el valor de shear stress que se le asignó a los nodos por defecto.(figura 5.22).

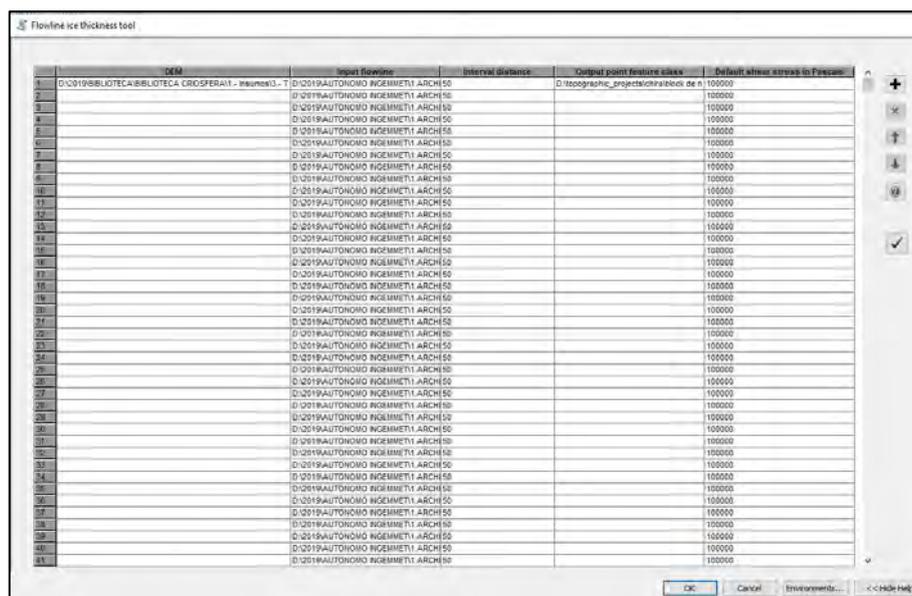


Figura 5.27: Entorno visual de la herramienta Flowline ice thickness tool

## **b) Interpolación de espesores paleoglaciares, (Glacier Surface interpolation for several outlets)**

Este complemento generará un modelo 3D, en base a los espesores calculados y el contorno paleoglaciar (en este caso el de 1962). Los métodos de interpolación que se pueden usar son:

Topo to raster: Es un método de interpolación diseñado específicamente para crear modelos digitales de elevación (DEM) hidrológicamente correctos. Está basado en el programa ANUDEM desarrollado por Michael Hutchinson (1988, 1989, 1996, 2000, 2011). Veá Hutchinson and Dowling (1991), ANU Fenner School of Environment and Society y Geoscience Australia (2008)

- Kriging: Es un método de interpolación geo estadístico, que está basado en modelos estadísticos que incluyen la autocorrelación, es decir, las relaciones estadísticas entre los puntos medidos. La herramienta Topo to Raster interpola una superficie, usando un método iterativo, el cual calcula cuadrículas a escalas progresivamente más finas (Hutchinson 1989). Este enfoque crea superficies lisas y continuas que pasan por todos los puntos de entrada. La herramienta funciona incluso para puntos de entrada dispersos y de propagación irregular y es más computacionalmente eficiente que otros métodos (Hutchinson, 1989).
- IDW: La interpolación de la Distancia Inversa Ponderada (IDW) estima valores desconocidos al especificar la distancia de búsqueda, los puntos más cercanos, el ajuste de potencia y las barreras.
- Trend. es un método de interpolación inexacto. Esto significa que la superficie resultante no necesita pasar por los puntos de entrada iniciales. Es un método de interpolación computacionalmente rápido y requiere muy pocos parámetros de entrada. Este método simplemente se ajusta a una ecuación lineal o polinomial de manera que se minimiza el error medio de la raíz estándar. (Pellitero, 2016)

La selección de cualquiera de estos métodos de interpolación dependerá del operario de GlaRe, es recomendable probarlos y escoger el que mejor se ajuste a las evidencias geomorfológicas en campo (en este caso se hizo uso de la herramienta Topo to raster), para obtener una mejor interpolación se trabajó directamente con la herramienta del Arc Gis respetando el número de iteraciones de 20 sugerida por Pellitero (2016).

Al abrir la herramienta con la opción batch (otra vez para trabajar todos los datos en conjunto), nos daremos cuenta que la primera columna solicitará los nodos de espesor glaciar, la segunda columna solicitará el DEM basal (sin glaciares), la tercera columna solicitará el contorno glaciar (que servirá como límite de iteraciones), la cuarta columna solicitará el método de interpolación y la última columna será de la ruta y nombre del archivo resultante.

El método de interpolación directa con la herramienta topo to raster del ArcGis será similar, en ella se cargarán los datos de espesor glaciar (shape de puntos); los contornos glaciares (como los bordes) y los contornos glaciares en formato como puntos con espesores igual a cero (representarán el contacto entre la zona glaciar y no glaciar).

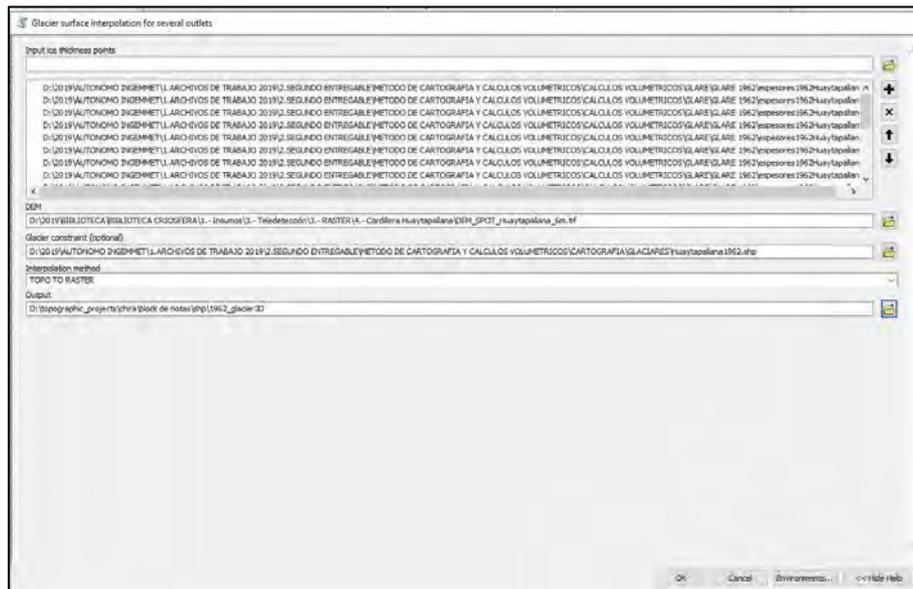


Figura 5.28: Entorno visual de la herramienta Glacier Surface interpolation for several outlets

### 3. Factor de Forma (F Factor)

En esta herramienta encontraremos 3 complementos:

1. Automatic ice thickness recalculation with F factor
2. F factor correction with user given cross sections
3. Ice thickness correction with user given f factor

De los cuales utilizaremos solo el último “Ice thickness correction with user given f factor”, la herramienta solicitará el shape de espesores (puntos), y un factor de forma calculado mediante perfiles transversales. La herramienta ajustará valores de espesor en base al factor de forma, entonces se volverá a interpolar los valores con la delimitación glaciar para obtener un modelo 3D del glaciar con una corrección de factor de forma.

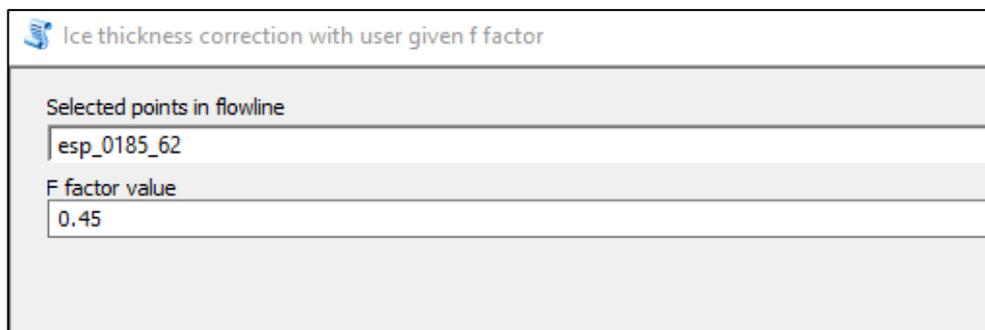


Figura 5.29: Entorno visual de la herramienta Ice thickness correction with user given f factor, para un factor de forma medio (que se aplicó a todo el período glaciar)

ID	Shape	OFID	SSTRESS	RASTERVALU	NEAR_FID	NEAR_DIST	POINT_X	POINT_Y	Ice	thick
0	Point ZM	0	100000	4942.778009	2	49.918254	491052.5494	8693938.5091	4942.778009	0
1	Point ZM	0	100000	4989.53125	3	49.840691	491017.7455	8693974.3843	5007.108158	18
2	Point ZM	0	100000	5036.514848	2	49.840691	490977.1996	8694003.3692	5047.140324	11
3	Point ZM	0	100000	5065.097168	3	49.896798	490935.9159	8694031.5709	5084.858457	20
4	Point ZM	0	100000	5090.97168	6	49.994497	490895.6496	8694061.212	5112.3346	21
5	Point ZM	0	100000	5115.960449	7	49.855642	490852.426	8694086.3351	5138.287751	22
6	Point ZM	0	100000	5148.720703	8	49.815625	490811.2515	8694114.4535	5166.466564	18
7	Point ZM	0	100000	5174.863086	9	49.80894	490777.423	8694151.0275	5195.623434	21
8	Point ZM	0	100000	5194.808594	8	49.80894	490750.3682	8694152.8611	5220.046501	25
9	Point ZM	0	100000	5211.867295	11	17.000045	490733.7961	8694239.8003	5240.980034	29
10	Point ZM	0	100000	5213.286133	10	17.000045	490723.6234	8694256.1448	5247.042933	34
11	Point ZM	0	100000	5189.263906	2	49.712441	490628.8933	8693833.5957	5189.263906	0
12	Point ZM	0	100000	5247.012895	1	49.712441	490590.4888	8693867.4489	5262.40675	15
13	Point ZM	0	100000	5279.097168	4	36.774915	490548.0492	8693893.3439	5296.620027	18
14	Point ZM	0	100000	5298.251465	3	36.774915	490516.7422	8693912.6381	5318.610625	20
15	Point ZM	0	100000	4897.791504	2	49.915745	490851.1281	8693728.8205	4897.791504	0
16	Point ZM	0	100000	4979.280762	13	35.553506	490839.6758	8693777.4057	4991.364616	12
17	Point ZM	0	100000	5008.668738	13	14.428711	490830.6146	8693826.3897	5027.681787	19
18	Point ZM	0	100000	5031.413574	14	31.51222	490824.6899	8693875.9278	5054.507262	23
19	Point ZM	0	100000	5080.050293	6	49.852307	490811.5354	8693924.1503	5080.050293	20
20	Point ZM	0	100000	5129.721191	5	49.852307	490791.6032	8693869.8445	5131.437616	2
21	Point ZM	0	100000	5164.237793	6	49.915745	490784.5704	8694011.8065	5164.023667	20

Figura 5.30: Tabla de atributos de los Nodos después del proceso de obtención de espesores.

### 5.3. RESULTADOS

#### 5.3.1. ANÁLISIS COMPARATIVO ENTRE LOS ESPESORES GLACIARES DE 2016, 1962 Y LA PEH-

Las simulaciones glaciares obtenidas con la metodología GlabTop (Linsbauer, 2009), nos ha permitido estimar el volumen de hielo glaciar sobre el DEM<sub>2016</sub>, dando como resultado un valor aproximado de 242 Mm<sup>3</sup>, mientras que los valores aproximados de volumen de hielo obtenidos con GLARE (Pellitero et al.,2016), dan resultados de 951.55 Mm<sup>3</sup>, para 1962 y 2041.25 Mm<sup>3</sup>, en la PEH, para calcular el equivalente de agua almacenado que estos valores representan se utilizó la clasifica fórmula de densidades

$$\rho = \frac{m}{V}$$

Donde

$\rho$  : Densidad (hielo = 900 kg/m<sup>3</sup>, agua= 1000 kg/m<sup>3</sup>)

$m$ : Masa

$V$ : Volumen (m<sup>3</sup>)

De esta manera despejando el volumen de hielo ya calculado para cada año estudiado (2016,1962 y PEH) y valor de densidad del hielo utilizado para los cálculos ( $\rho_{hielo}$ =900 kg/m<sup>3</sup>), podemos obtener la masa total de hielo almacenado en cada año, utilizando este nuevo valor de masa de hielo y reemplazando el valor de densidad de hielo por agua ( $\rho_{agua}$ =1000 kg/m<sup>3</sup>), obtendremos los valores de volumen de agua almacenados en cada año de estudio. Así se puede generar la siguiente fórmula:

$$\rho_{hielo} x V_{hielo} = \rho_{agua} x V_{agua}$$

Donde la única incógnita será el valor del Volumen de agua

Los resultados se plasman en la tabla 5.10 y gráfico 5.27

Tabla 5.10. Determinación de volúmenes de agua almacenados en la Cordillera Huaytapallana

	<b>HIELO (Mm3)</b>	<b>AGUA (Mm3)</b>
<b>PEH</b>	2041.25	1,837.12
<b>1962</b>	951.55	856.40
<b>2017</b>	242.22	218.00

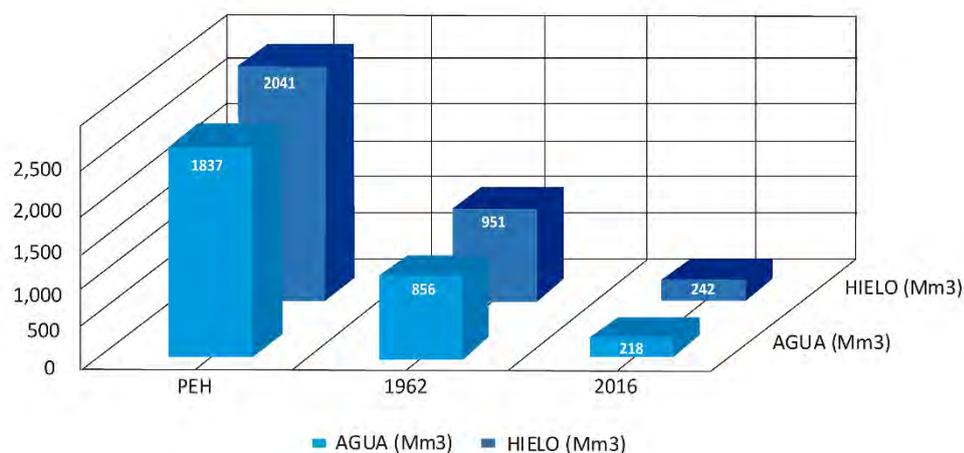


Figura 5.31: Comparativa entre volúmenes de hielo y su equivalente en agua en 2016, 1962 y la PEH

Se determinó que los glaciares de la Cordillera Huaytapallana, durante su última expansión alcanzaron un volumen de 2041 Mm<sup>3</sup>. Cuantificando la desglaciación posterior con respecto a las últimas dimensiones alcanzadas en la PEH, En 1962 el volumen (951 Mm<sup>3</sup>) habían disminuido un 53% mientras que para el volumen del 2016 (242 Mm<sup>3</sup>) se habría reducido un 88%. Si comparamos la pérdida de volumen glaciar en el período 1962-2016, el porcentaje de pérdida sería 74%.

Tabla 5.11: Resultados de volumen glaciar y pérdida porcentual desde la PEH y 1962, hasta el 2016

<b>Año</b>	<b>HIELO (Mm<sup>3</sup>)</b>	<b>Pérdida desde la PEH</b>	<b>%</b>	<b>Pérdida desde 1962</b>	<b>%</b>
<b>PEH</b>	2041.25				
<b>1962</b>	951.55	1089.69	53.38		
<b>2016</b>	242.22	1799.03	88.13	709.33	74.54

Finalmente se determinó que el espesor máximo alcanzado durante la PEH fue de 150m, en 1962 estos espesores llegaron hasta 140m y en el 2016 estos espesores no superan los 91 metros. Gracias a estos resultados, se estima que la PEH se extendió desde los 5558 m s.n.m hasta los 4460 m s.n.m, presentando las mayores concentraciones de volumen entre los 4800 y 4950 m s.n.m (>200 Mm<sup>3</sup>). En 1962, esta extensión se dio desde los 5558 hasta

los 4650 m s.n.m, presentando la mayor concentración de volumen glaciar, entre los 4950 y 5050 m s.n.m (106 Mm<sup>3</sup>) y durante el 2016 estos volúmenes se hallaban distribuidos desde los 4700 hasta los 5558 m s.n.m teniendo la mayor concentración a los 5150 y 5200m s.n.m (33.16 Mm<sup>3</sup>) (Ver figura 5.32)

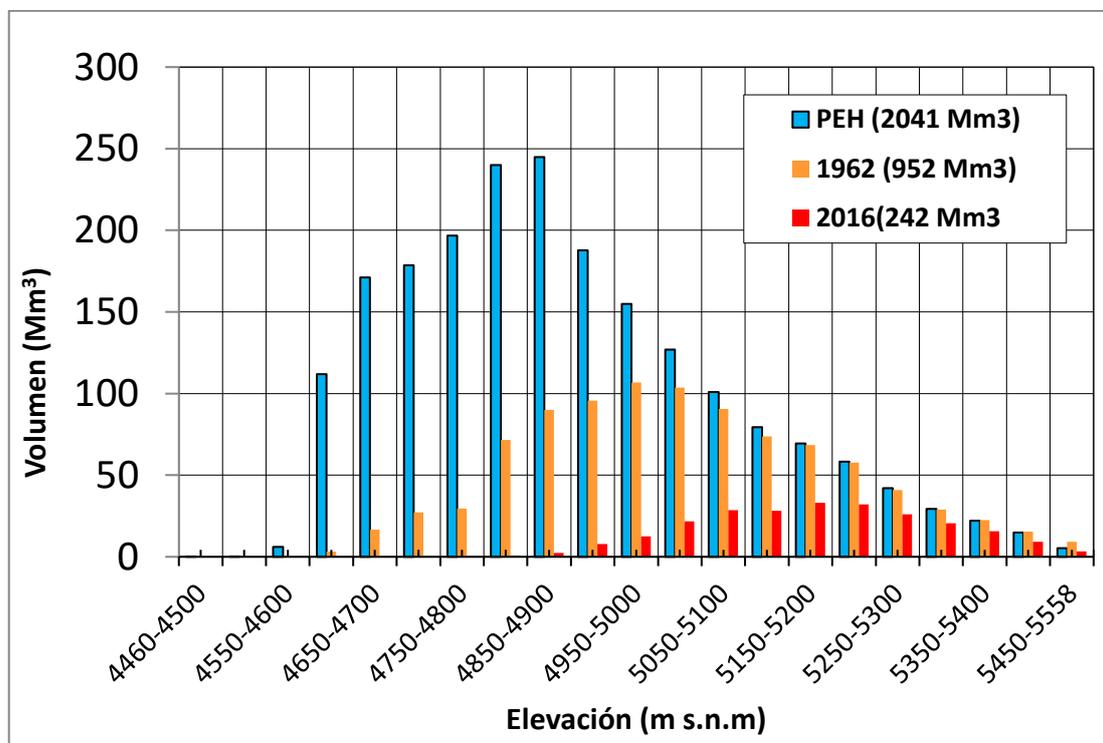


Figura 5.32: Distribución de volúmenes glaciares en relación a la elevación (m s.n.m), durante 2016, 1962 y la PEH, en la Cordillera Huaytapallana

Calculados los valores de espesor de hielo en formato raster (donde cada celda almacena una medida horizontal), es posible reconstruir la paleo topografía de la PEH y 1962, sumando los raster de espesor de hielo al DEM Basal calculado en la figura (5.17).

Un perfil que corte los 3 DEMs de paleo topografía, nos dan una idea de la evolución glaciar y nos permite comparar los perfiles glaciares con el relieve, para ello se ha trazado un perfil longitudinal desde A hasta A' (figura 5.29) que corte las morrenas principales hasta la cima del Nevado Chuspi, dicha línea ha sido interpolada con los modelos paleo topográficos generados, para crear un perfil que represente la evolución de espesor glaciar. EL resultado muestra que en la PEH las masas de hielo (12 m en el frente glaciar sobre depósitos glaciares ubicados encima de la Formación Chambará y 102 m en la zona de la laguna) habrían formado las morrenas (79 m de altura) que represan la laguna Chuspicocha. En 1962 las masas de hielo habrían llegado hasta la cabecera de la laguna, con un espesor de 6 m en el frente y 52 m en el límite del basamento rocoso (Complejo Huaytapallana) y los actuales depósitos de till. Los espesores en la lengua glaciar 2016, se encuentran sobre el basamento rocoso con alturas promedio de 25 m en el frente glaciar (figura 5,32).

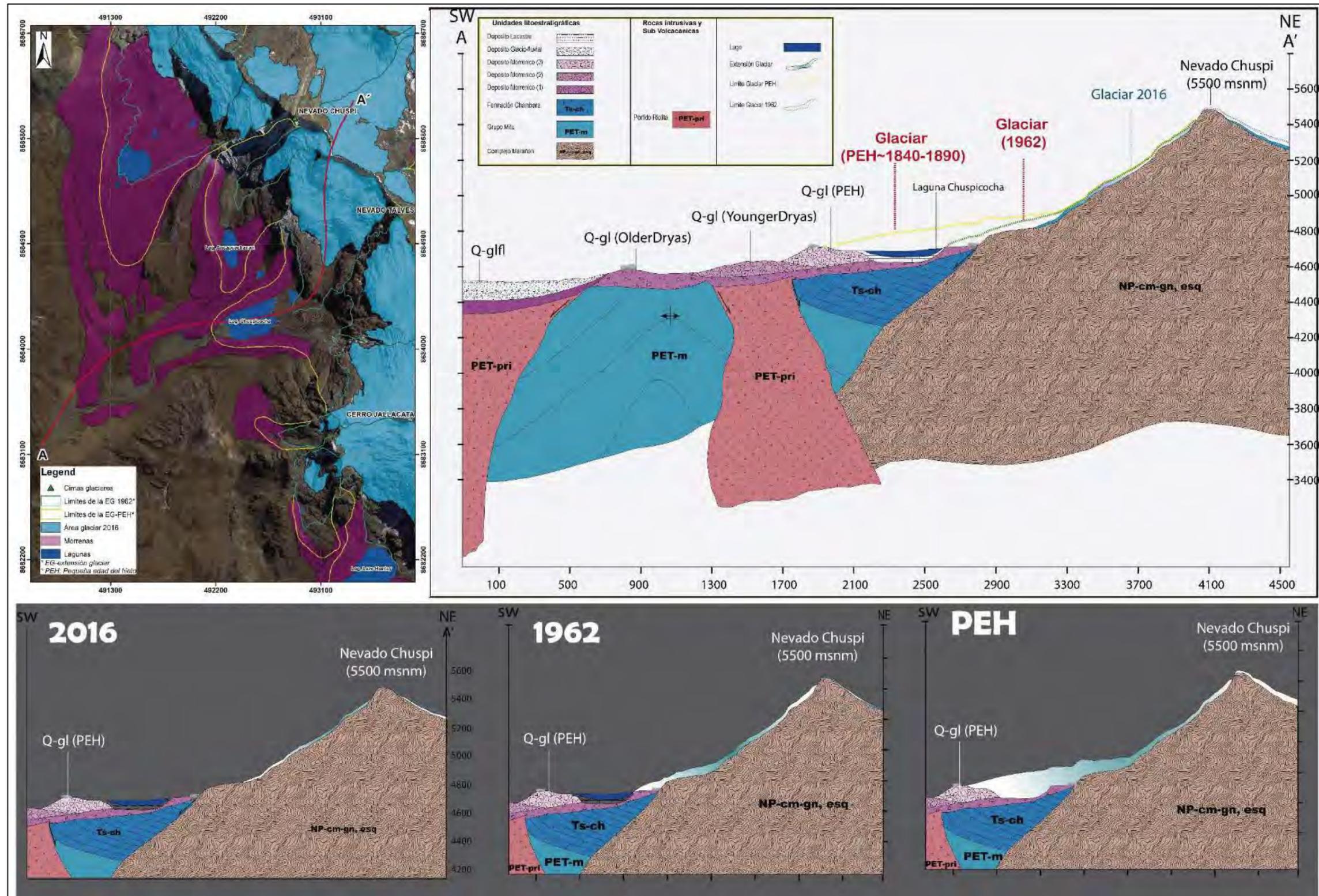


Figura 5.33: Perfiles longitudinales en el valle Chuspicocha para representar la evolución de espesor glaciar (PEH, 1962 y 2016)

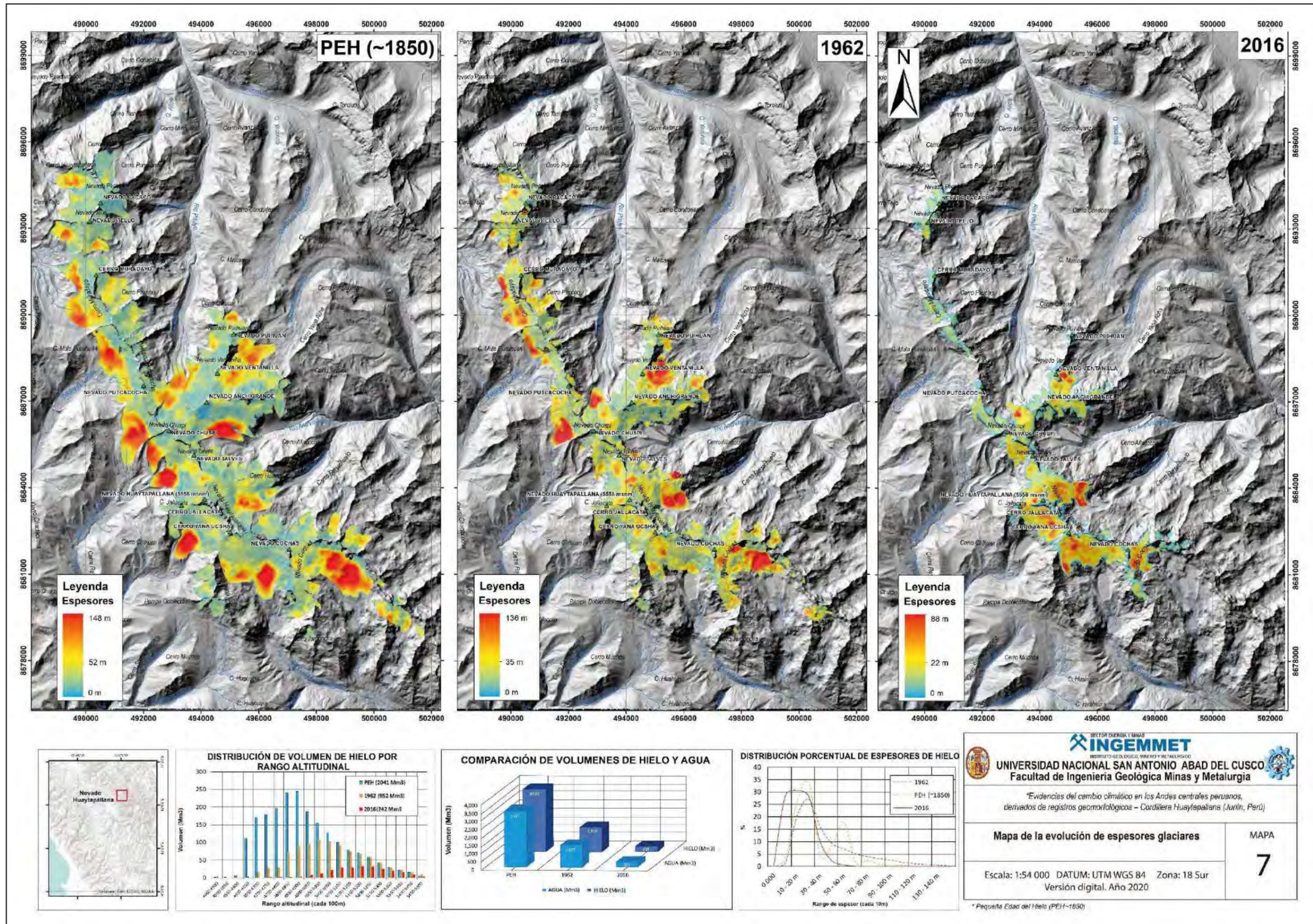


Figura 5.34: Mapa de evolución de espesor glaciar (PEH, 1962 y 2016), en la Cordillera Huaytapallana

### 5.3.2. DETERMINACIÓN DE OVERDEEPEENINGS (SOBREDEPRESIONES) EN LECHOS GLACIARES Y POSIBLES LAGOS FUTUROS EN LA CORDILLERA HUAYTAPALLANA

La metodología GlabTop, nos ha permitido modelar la topografía de los lechos glaciares en áreas cubiertas de hielo en la Cordillera Huaytapallana, donde debido al poder erosivo de los glaciares, estos lechos pueden presentar “overdeepenings” o zonas de sobre denudaciones. Con el continuo calentamiento global y retroceso glaciar, las aguas provenientes de la desglaciación pueden llenar dichas sobre denudaciones ahora expuestas, formando nuevas lagunas, que conllevan a una posibilidad de almacenamiento de aguas y el incremento de peligros relacionados a alta montaña y glaciares (Haeberli et al. 2016, Colonia 2017, Linsbauer et al. 2016 Drenkhan et al. 2018, 2019, ANA 2020). Conocer las zonas de formación de potenciales lagunas representan probables lugares de almacenamiento de agua para fortalecer los planes de adaptación temprana al cambio climático, Además de reconocerlas como probables fuentes de amenazas expuestas a movimientos en masa, provenientes de la cabecera o picos de las montañas debajo de las cuales se emplazarían dichas lagunas,

Para identificar las sobre depresiones, se modeló el lecho glaciar con la metodología Glabtop (Linsbauer, 2009), en base a un DEM<sub>2016</sub>, e imagen satelital del mismo año (1 y 2 de la figura 5.27), se calcularon los espesores glaciares, los cuales se restaron de la topografía glaciar del 2016, dando como resultado la topografía del lecho glaciar, donde se identificaron las sobre depresiones, interpretadas como cubetas de futuras lagunas (3,4,5 y 6 de la figura 5.27), Además, de utilizar la metodología Glabtop para reconocer las sobre depresiones en el lecho glaciar, se ha analizado el cumplimiento de 3 indicadores presentes en la superficie glaciar que indican la posibilidad de formación de futuras lagunas (Colonia et al.,2017), estos criterios morfológicos consisten en la identificación de: Cambios de pendiente (entre superficies planas y pronunciadas) CM1; zonas libres de grietas CM2, y zonas de estrechamiento lateral de lenguas glaciares CM3.

Según el cuadro presentado por Colonia et al,2017, el análisis de probabilidad será el siguiente:

Tabla 5.12. Método de clasificación probabilística propuesta por Colonia et al.,2017, para la identificación de formación de lagunas en base a 3 criterio morfológicos (CM). (Modificado de Colonia et al.,2019)

Descripción	CM1	CM2	CM3	Probabilidad	Características especiales
1 indicador		x		Baja	Detalles identificados con datos provenientes de:
2 indicadores		x	x	Media	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Observaciones en campo</li> <li>• Uso de imágenes satelitales spot 6</li> </ul>
3 indicadores	x	x	x	Alta	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Uso de imágenes temporales google Earth</li> </ul>

Para asignar un valor de probabilidad en base a los indicadores morfológicos, se utilizaron detalles provenientes de observaciones de campo, uso de imágenes satelitales spot6 de 6m/px e imágenes multi temporales de Google Earth Pro.

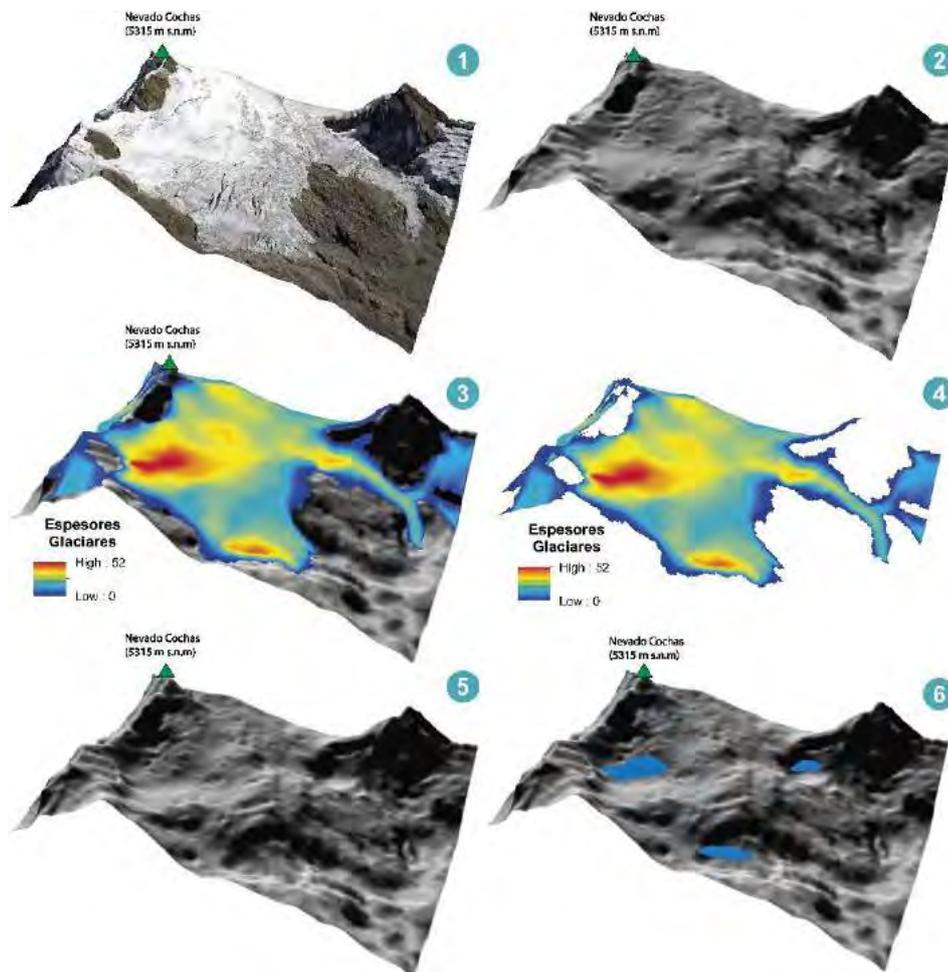


Figura 5.35. Método de identificación de Overdeepenings, con la metodología GlabTop en la Cordillera Huaytapallana, se muestra el ejemplo de cálculo en el glaciar al Sureste del Nevado Cochas. 1 y 2) muestran los insumos requeridos, 3 muestra el resultado de espesores glaciares, 4) muestra la extracción de espesores glaciares del DEM2016, 5) muestra la topografía del lecho sin glaciares y 6) muestra las zonas de formación de probables lagunas sobre dicho lecho glaciar. (Fuente Elaboración propia)

La tendencia de aparición de lagunas glaciares se ha iniciado desde el último enfriamiento global mundialmente reconocido denominado “La pequeña edad del Hielo” (Carey et al.,2012), trabajos a nivel mundial reconocen la aplicación de indicadores morfológicos y modelamientos numéricos (GlabTop), como herramientas de aproximación de primer orden para estimación de depresiones topográficas que a pesar de poseer errores de hasta 30% en sus cálculos , pueden brindar información de orden razonables en cuanto a magnitud y ubicación estos trabajos se han realizado a nivel mundial en zonas de montaña como Himalaya-karakorum (Linsbahuer et al.,2016) y los Alpes Suizos (Haberlie et al, 2016). Y a nivel nacional en la Cordillera Blanca y Sulcon (Colonia et al.,2017) y en las Cordilleras Nevadas peruanas con DEMs SRTM de 30m (ANA,2020).

Como resultado se han identificado 11 posibles lagunas con probabilidad media de formación en la Cordillera Huaytapallana (Figura 5.28), En la publicación de la ANA” Proyección de lagunas futuras en las Cordilleras Glaciares del Perú” identifican la laguna número 11 (identificada en este trabajo), con probabilidad alta a media de formación, la diferencia del número de laguna identificadas entre ambos trabajos se puede explicar por

la diferencia de resolución de DEMs utilizados, La ANA usó un SRTM de 30m/px y este trabajo utilizó un DEM de 6m/px

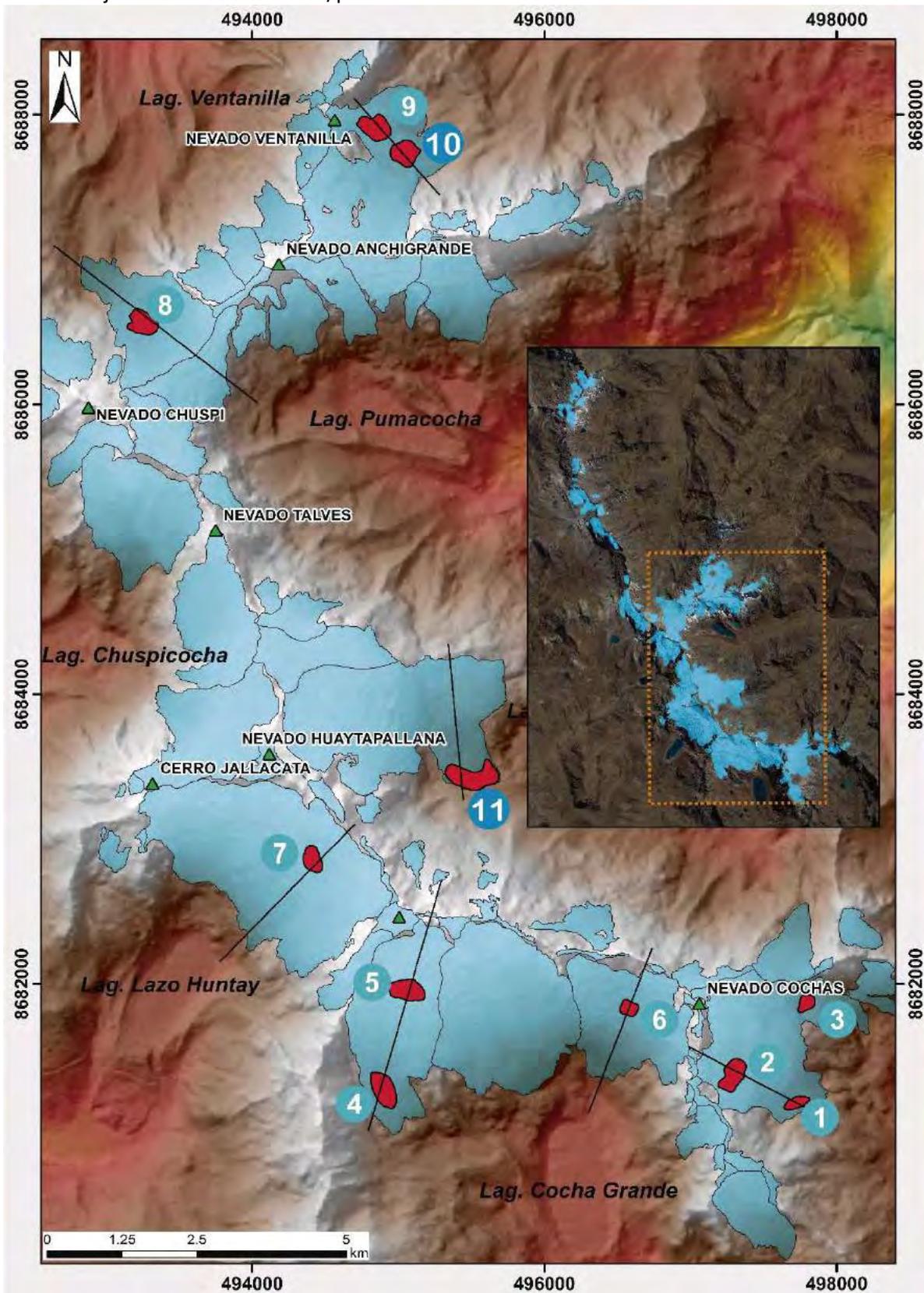


Figura 5.36: Muestra las zonas de futura formación de lagunas identificadas en la Cordillera Huaytapallana, cuyos perfiles, se muestran en las figuras 5.29 y 5.30. (Fuente: Elaboración propia)

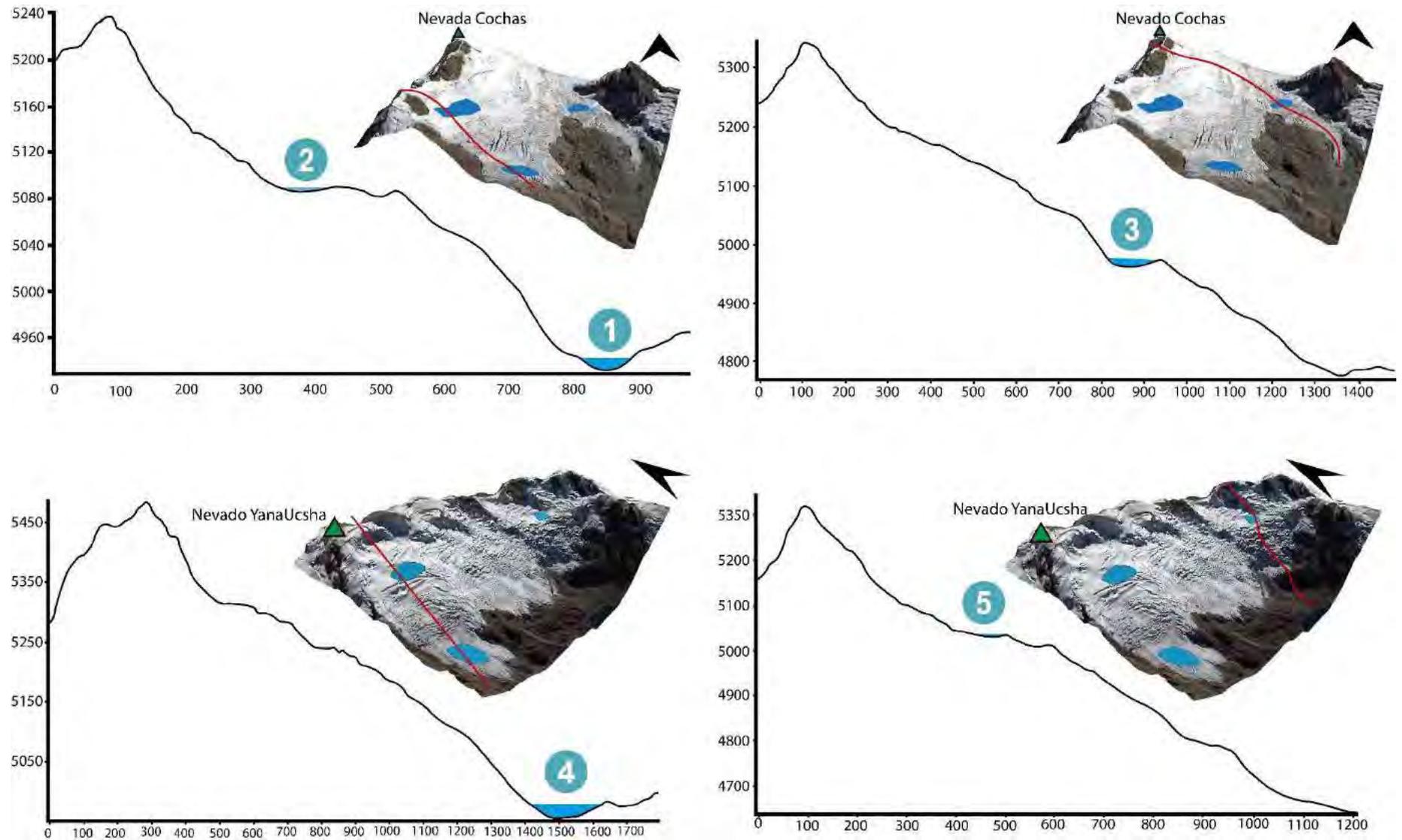


Figura 5.37: Muestra los perfiles topográficos basados en el DEMbasal calculados con GlabTop de las lagunas 1-6, acompañados de las imágenes satelitales de los glaciares del 2016 mostrando la zona de formación de lagunas. (Fuente: Elaboración propia)

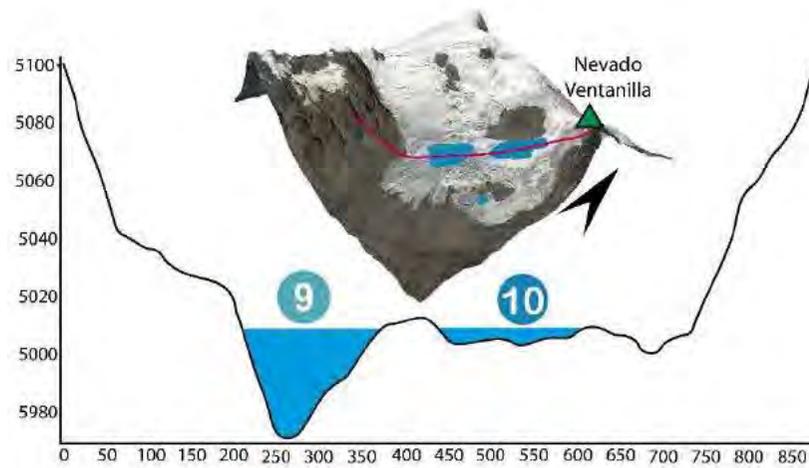
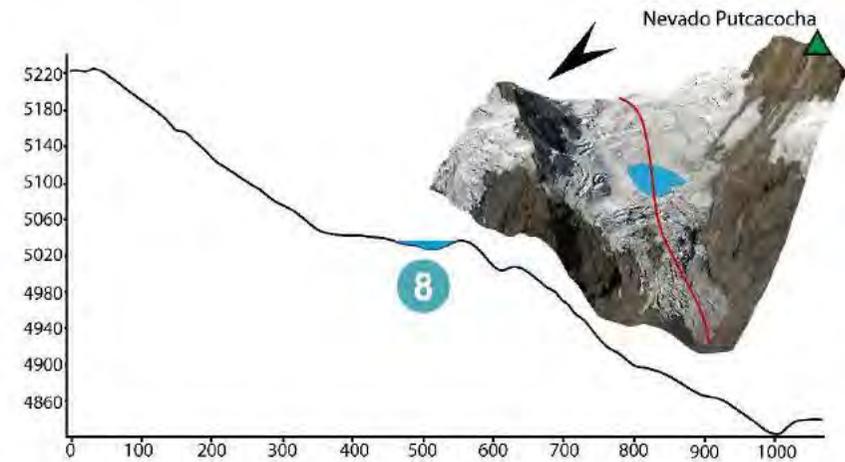
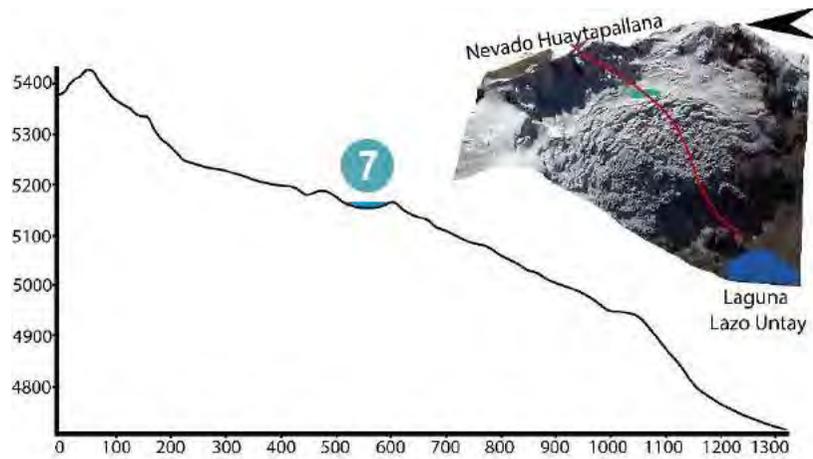


Figura 5.38: Muestra los perfiles topográficos basados en el DEMbasal calculados con GlabTop de las lagunas 7-11, acompañas de las imágenes satelitales de los glaciares del 2016 mostrando la zona de formación de lagunas. (Fuente: Elaboración propia)

Finalmente, los resultados se muestran en la tabla 5.11, que resumen el área y volumen estimado que podría almacenar cada laguna, La laguna número 11 identificada en este trabajo coincide con la laguna identificada por la Autoridad Nacional del Agua, identificada como la laguna de código 4996167-13-1 con una profundidad media de 20m bajo un DEM SRTM (30m/px), mientras que este trabajo la describe como una laguna de código 11, con una profundidad media de 35 m con un DEM Spot 7 (6m(px)).

Tabla 5.13. Resumen de resultados de formación de lagunas en la Cordillera Huaytapallana (Fuente Elaboración propia)

N°	Microcuenca	UTM		Ubicación Política (Dpto. Junín)		Elevación (m s.n.m)	Área (m2)	Prof. Media (m)	Volumen (Mm3)
		Este (m)	Norte (m)	Provincia	Distrito				
1	Q.Chuho	497723	8681177	Huancayo	Huancayo	4967	10316.68	15	0.15
2	Q.Chuho	497291	8681370	Huancayo	Huancayo	5130	27103.60	7	0.19
3	Q.Chuho	497793	8681867	Huancayo	Huancayo	5004	10283.56	3	0.03
4	Q.Carhuacocha	494900	8681268	Huancayo	Huancayo	5011	30333.19	10	0.30
5	Q.Carhuacocha	495061	8681954	Huancayo	Huancayo	5279	28657.02	3	0.09
6	Q.Carhuacocha	496578	8681831	Huancayo	Huancayo	5073	10508.38	4	0.04
7	Q.Anlayaco	494414	8682857	Concepción	Comas	5244	17796.85	10	0.18
8	Río Pisuyo	493250	8686562	Huancayo	Pariahuanca	5087	26295.72	11	0.29
9	Q.Anchipata	494841	8687911	Huancayo	Pariahuanca	5064	28807.61	25	0.72
10	Q.Anchipata	495045	8687734	Huancayo	Pariahuanca	5035	25934.54	9	0.23
11	Q.Llacsapirca	495509	8683431	Huancayo	Pariahuanca	4900	45685.26	35	1.60

Es posible realizar la estimación del tiempo de formación de las lagunas futuras, utilizando los datos de cambio anual horizontal y vertical del frente glaciar, publicados por la Autoridad Nacional del Agua y trabajo de recursos hídricos en la subcuenca del río Shullcas (Mark et al.,2019), observaciones multi temporales de Google Earth Pro e interpretaciones de campo. Estos datos permiten conocer la tasa de cambio anual de la altura y distancia glaciar del Yana Ucsha en el período 2009 -2018

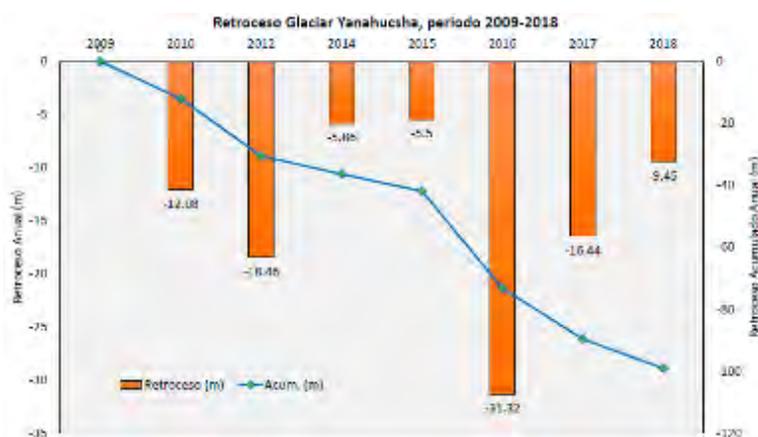


Figura 5.39: Registro del retroceso glaciar en el Nevado Yana Ucsha, período 2009-2018 (Fuente: ANA,2019)

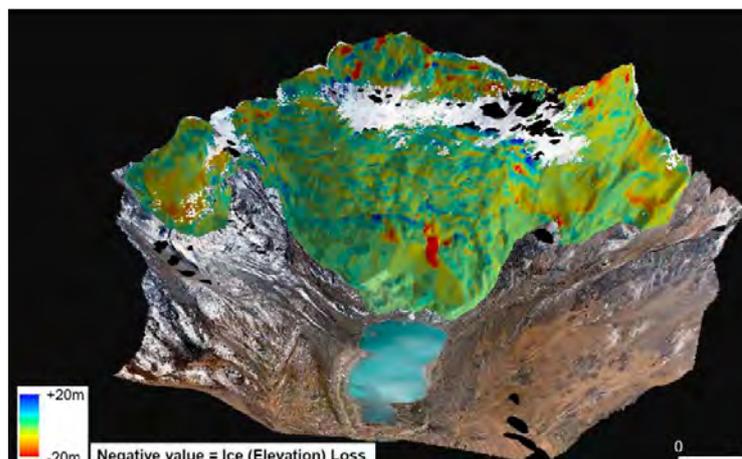


Figura 5.40 Monitoreo de pérdida glaciara en el Nevado Huaytapallana sobre la laguna Lazo Untay, usando Lidar revelan una pérdida de 0.59 m de pérdida vertical por año (Fuente: Mark et al.,2019)

En base a estos trabajos y observaciones en campo se ha logrado determinar las tasas de retroceso vertical y horizontal en la Cordillera Huaytapallana.

Tabla 5.14: Datos de retroceso glaciara vertical y en distancia deducidos de trabajos de la ANA y Mark et al.2019. (Modificado de ANA, 2019 y Mark et al.,2019)

Año	pérdida (Según monitoreo de la ANA)	Tasa de retroceso del frente glaciara	Tasa de pérdida vertical volumétrica
2009	0		
2010	12.08		
2012	18.46		
2014	5.86	11m/año	0.8 m/año
2015	5.5		
2016	31.32		
2017	16.44		
2018	9.45		

Luego de calcular la tasa de cambio anual ( $\Delta d/t=11\text{m/año}$  y  $\Delta h/t=0.8\text{m/año}$ ), se extrapolan los resultados hacia la ubicación en distancia y altitud de las futuras lagunas, obteniendo los resultados mostrados en la Tabla 5.14.

Si utilizamos la clasificación de lagunas de acuerdo a su período más próximo de formación, (ANA, 2020) (Tabla 5.13)

Tabla 5.15: Categorías en relación al inicio de la formación de lagunas (Fuente: tomado de ANA, 2020)

Inicio de período de formación	Período
<b>Formación inminente</b>	Dentro los próximos 5 años
<b>Probable formación antes del 2050</b>	Antes del 2050
<b>Probable formación después del 2050</b>	Después del 2050

Tabla 5.16: Categorías en relación al inicio de la formación de lagunas en la Cordillera Huaytapallana.

<b>Id de lagunas</b>	<b>Estimación de tiempo de formación (Años)</b>	<b>Clasificación de lagunas de acuerdo al período de su formación (ANA, 2020)</b>
<b>1</b>	4.64	Formación inminente
<b>2</b>	43.09	Después del 2050
<b>3</b>	42.55	Después del 2050
<b>4</b>	15.18	Antes del 2050
<b>5</b>	85.09	Después del 2050
<b>6</b>	43.09	Después del 2050
<b>7</b>	56.18	Después del 2050
<b>8</b>	47.18	Después del 2050
<b>9</b>	27.82	Antes del 2050
<b>10</b>	20.64	Antes del 2050
<b>11</b>	10.45	Antes del 2050

La campaña de campo realizada en 2019, nos permitió corroborar que efectivamente en el cerro Muradayo, están apareciendo nuevas lagunas glaciares (Figura 5.41)



Figura 5.41, Identificación de formación de nuevas lagunas en el Nevado Huaytapallana Cerro Muradayo. Durante la campaña 2019 (Fuente: propia)

# Capítulo VI

## RECONSTRUCCIÓN DE LA ALTITUD DE LA LÍNEA DE EQUILIBRIO DE LOS GLACIARES Y PALEOGLACIARES

### 6.1. INTRODUCCIÓN

El parámetro que mejor representa la relación de los glaciares con el clima es la altitud de la línea de equilibrio, conocida usualmente por el acrónimo de su denominación anglosajona Equilibrium Line Altitude (ELA) (Concha,2015),

La ELA “Altitud de línea de equilibrio Glaciar”, es la línea teórica que separa la zona de acumulación (donde predominan procesos de ganancia (precipitación sólida) que favorecen la conservación de la nieve y su transformación en hielo, de la zona de ablación, donde dominan los procesos de fusión que favorecen la pérdida de masas glaciar (Úbeda, 2011, Osmaston,2005, Pellitero,2015), esta línea elevacional imaginaria es el promedio donde durante un intervalo de tiempo de un año, la acumulación es igual a la ablación, dando como resultado el balance de masa igual a cero (Cogley et al., 2011). La ELA, es un valor significativo para la comprensión de climas presentes y pasados, sus cambios de elevación (ascenso en el caso de desglaciaciones), pueden ser utilizados para medir cambios en el clima. Se han establecido relaciones entre la precipitación y la temperatura con la ELA (Ahlmann, 1924, 1948, Loewe, 1971, Kotlyakov y Krenke, 1982, Braithwaite, 1985, Ohmura et al., 1992, Braithwaite, 2008), esto nos permite determinar uno de los dos parámetros (con mayor facilidad la temperatura), en base a la reconstrucción de paleoglaciares que a su vez se utilizan para reconstruir las paleoElas y estas para determinar las paleotemperaturas.

Para simplificar y minimizar el tiempo de cálculo de ELAS y paleo Elas, se ha recurrido a la herramienta “ELA Calculation” desarrollada por Pellitero et al.,2015, que nos permite determinar la ELA AABR<sub>2016</sub>, ELA AABR<sub>1962</sub> y la ELA AABR<sub>PEH</sub>, mediante las reconstrucciones 3D de las superficies glaciares y paleoglaciares, estos resultados se interpolan con la ecuación propuesta por Porter et al.,1995, para determinar la variación de la temperatura.

## 6.2. METODOLOGÍA

### 6.2.1. MÉTODO DE CÁLCULO DE ELA Y PALEOELAS EN LA CORDILLERA HUAYTAPALLANA

El método de cálculo elegido para determinar la ELA para diferentes años de estudio en este trabajo fue el método AABR, denominada como la segunda técnica de cálculo más utilizada (Osmaston, 1975; Furbish y Andrews, 1984, Pellitero, 2015), este método toma en cuenta la hipsometría de los glaciares (Osmaston, 2005), así como el gradiente de balance de masa (Benn y Lehmkuhl, 2000) basado en tres supuestos criterios:

1. Los gradientes de acumulación y ablación son aproximadamente lineales
2. La relación neta entre la ablación y acumulación es conocida y permanece fija a través del tiempo (Benn y Lehmkuhl, 2000; Rea, 2009)
3. Supone que la topografía restringe el glaciar, por lo que un cambio en el clima (balance de masas), se reflejara en un cambio en la elevación de la ELA

Estos criterios pueden ser evaluados en la presencia de glaciares aún existentes (Caso de la Cordillera Huaytapallana), Así mismo este método requiere la hipsometría glaciar y a la relación de equilibrio o "Balance ratio" (BR). El BR, es el elemento fundamental en el cálculo de la ELA, través del método AABR, ya que explica las diferencias entre los gradientes de acumulación y ablación y la contribución de cada uno al balance de masa. Se puede calcular utilizando la siguiente ecuación (Furbish y Andrews, 1984)

$$BR = \frac{Zac Aac}{Zab Aab}$$

Donde:

Zac: Altitud media ponderada por área de la acumulación

Aac: Área de acumulación.

Zab: Altitud media ponderada del área de ablación.

Aab: Área de ablación.

Este valor se puede obtener en glaciares monitoreados cercanos a la zona de estudio, en el caso de la Cordillera Huaytapallana, este valor se obtendrá del monitoreo glaciar (balance de masa) realizado por la Autoridad del Agua, subdirección de evaluación de glaciares y lagunas, en el glaciar Yana Ucsha, donde determinaron el balance de masa específico anual a través del método glaciológico de "Monitoreo directo con balizas y pozos" y la siguiente fórmula:

$$b_n = c_t + a_t$$

Donde:

$b_n$ : balance de masa específico anual.

$c_t$ : Acumulación específica durante un año hidrológico.

$a_t$ : Ablación específica durante un año hidrológico.

Es así que la Autoridad Nacional del agua a través de sus eventos de difusión publican que del 22/09/2017 al 22/09/2018, el glaciar Yana Ucsha registró una pérdida de espesor promedio de -319.5 cm y que la velocidad de balizas en función de la altitud fue de 11.6 m/año y la densidad de hielo fluctuó de 0.30 a 0.87 (g/cm<sup>3</sup>), con estos datos determinaron que la ELA, en ese año fue de 5012 m.s.n.m y en el periodo 2016-2017 fue de 5038 m s.n.m (Tabla 5.15)

Tabla 6.1: Datos de elevación de la ELA de monitoreo, a través del método glaciológico, realizado por la Autoridad Nacional del Agua, subdirección de Evaluación de glaciares y lagunas

<b>Año Hidrológico</b>	<b>ELA (m s.n.m) de Monitoreo (ANA)</b>
2016-2017	5038
2017-2018	5012

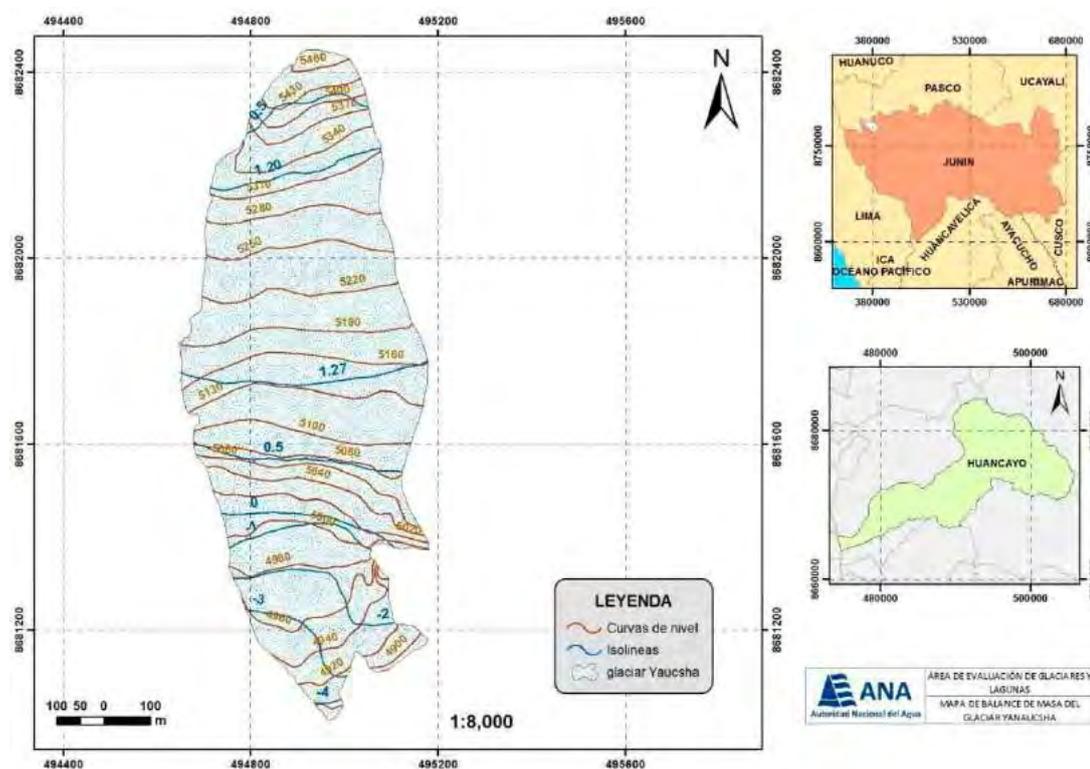


Figura 6.1: Mapa de isolíneas para el balance de masa del glaciar Yana Ucsha, período 2017-2018. (Fuente ANA, 2019)

En base a estos datos fue posible determinar un balance ratio (BR), referencial en el glaciar YanUcsha interpolable a los glaciares de la Cordillera Huaytapallana, el resultado obtenido para una ELA de monitoreo igual a 5038 m.s.n.m fue un BR de 4.8 (Figura 6.2)

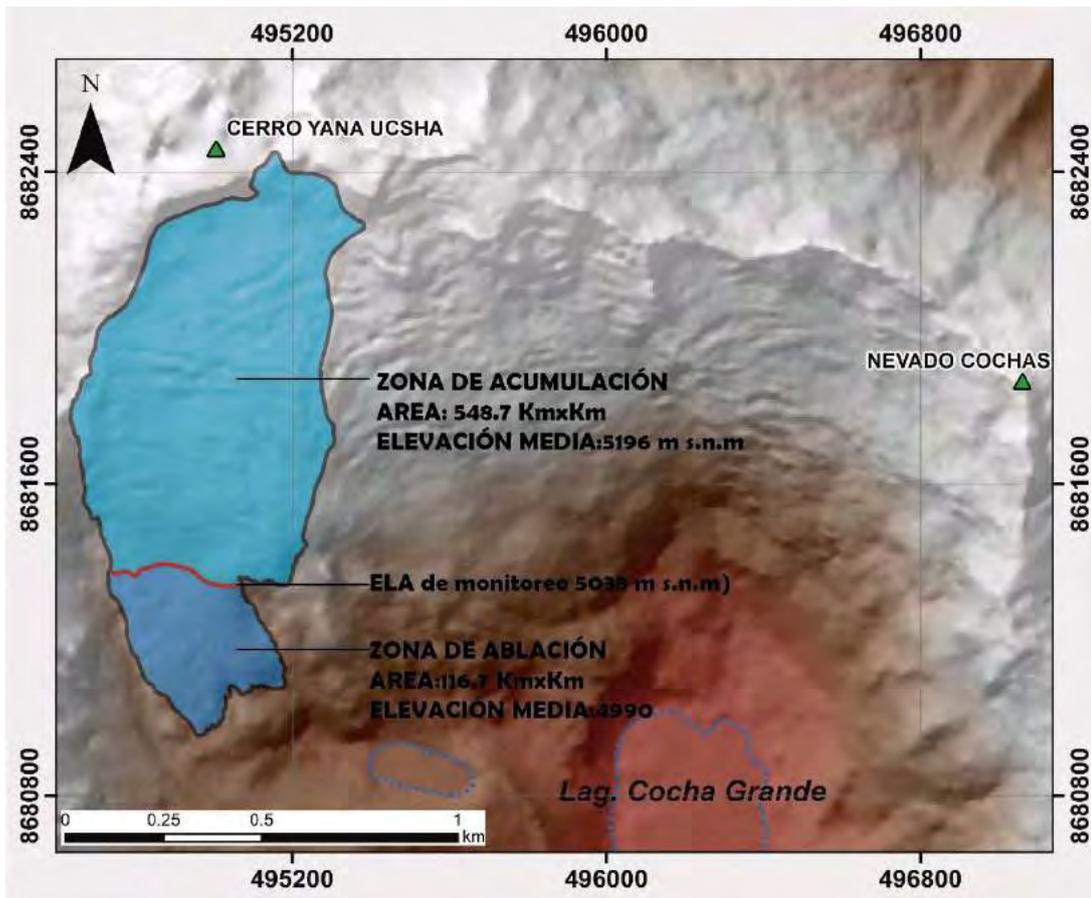


Figura 6.2: Datos para el cálculo de BR (Balance ratio en el glaciar YanaUcscha), en base de la ELA de monitoreo 2016-2017: 5038 m s.n.m)

### 6.2.2. APLICACIÓN DE LA HERRAMIENTA ELA CALCULATION.

La herramienta ELA Calculation, para el cálculo de la  $ELA_{AABR}$ , fue desarrollado en el entorno GIS (Pellitero et al.,2015), y ejecutado en este trabajo en la versión (ARC MAP 10.6), el metodo computacional descrito por Pellitero et al.,2015 explica que la herramienta divide la superficie glaciar (DEM de entrada), en bandas altitudinales, seguidamente cada área es multiplicada por la elevación del punto medio. La suma de estos valores derivados de todas las bandas altitudinales, se divide por el área total del glaciar. Esto produce la ELA (AA), la cual es equivalente a un AABR de 1. Para poder estimar el cálculo para cualquier otro BR, la herramienta estima la ELA, por medio de un cálculo de múltiples balances de masa, para todas la ELAS posibles, comenzando de la banda altitudinal más baja. Así, para cada elevación de la ELA calculada, se resta de la altitud media de labanda y el resultado se multiplica por el área de la banda altitudinal, si el resultado de dicha es negativo (es, decir está en zona de ablación), se multiplica por el BR. La banda altitudinal donde el balance neto cambia de valor (positivo a negativo o viceversa), es la ELA para la BR, elegida (Pellitero, et al.,2015). La suherramienta usada: "AAR (MGE) and AABR (AA) for several ratios", permite calcular la ELA AABR, para intervalos de ratio entre 0.9 y 4.4. (Figura 6.3)



Figura 6.3: Entorno visual de la herramienta “ELA CALCULATION” desarrollada por Pellitero et al.,2015.

La herramienta “ELA calculation”, reduce en gran medida el tiempo de cálculo, los elementos de entrada son:

1. La superficie glaciar en términos de elevación (m s.n.m), se obtiene a través de la herramienta “Extract by mask” del Arc Map, donde, la máscara de recorte para cada reconstrucción paleoglaciar y glaciar sera la delimitación glaciar de cada año estudiado (2016,1962 y la PEH)
2. Se deberá crear una carpeta de salida, donde los resultados seran exportados en formato texto (una lista de las ELAS glaciares, para diferentes balance ratios) y un shp con la visualización de cada una de ellas
3. Es opcional cambiar el intervalo de Balances ratios predefinidos (0.9 a 4.4), en caso de que desear calcular un BR, diferente este puede ser precisado en la herramienta.

## 6.3. RESULTADOS

### 6.3.1. CÁLCULO DE LA ELA AABR (ELA GEOMORFOLÓGICA)

Finalmente, se decidió calcular la ELA en cada uno de los períodos para la totalidad del área de estudio, obteniendo los siguientes resultados:

Tabla 6.2. Resultados de ELA para cada año de estudio, en La Cordillera Huaytapallana

PERÍODO	NÚMERO DE GLACIARES	ÁREA (Km <sup>2</sup> )	ELA (m s.n.m)
PEH	99	52.3	4985
1962	118	32.3	5038
2016	130	14.2	5164

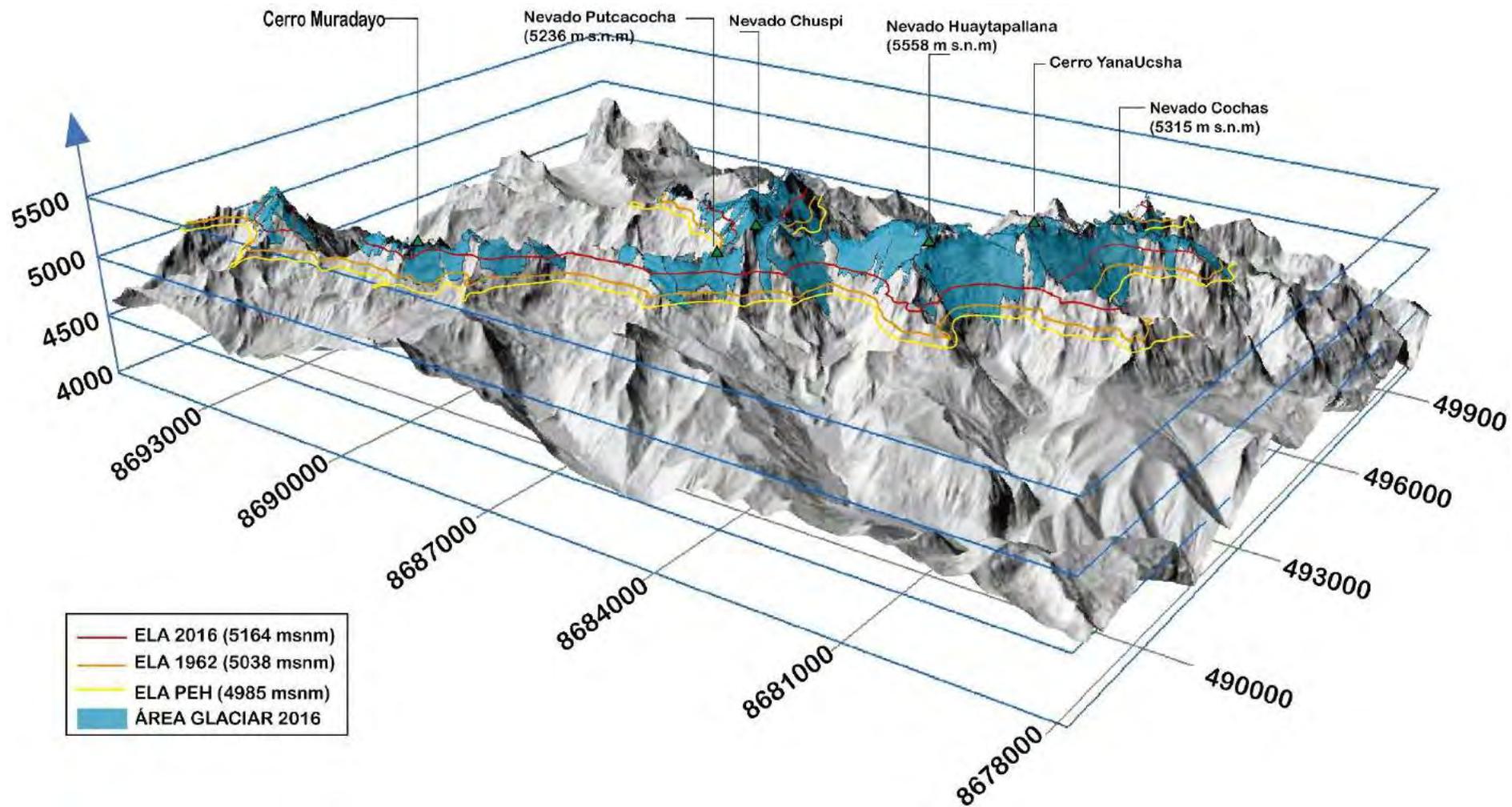


Figura 6.4: Esquema 3D, de ascenso de las ELAs (PEH, 1962, 2016), representadas sobre un modelo del relieve (hillsahde), con exageración vertical del nevado Huaytapallana, (fuente: Elaboración propia).

Los resultados demuestran que desde la PEH (~1850), la ELA habría descendido hasta los 4985 msnm, de modo que el área de acumulación de los glaciares abarcaba un intervalo de 500 metros entre la ELA y la rimaya de altitud máxima de las lenguas de hielo (5490 msnm), ocupando un área de 23.31 km<sup>2</sup>. En 1962 la ELA, se situaba en los 5038 msnm, habiéndose elevado desde el período de la PEH en 53 metros reduciendo el área de acumulación a 18.74 km<sup>2</sup>, Finalmente en el período del 2016 la ELA se situaba en los 5164 msnm, habiéndose elevado 179 con respecto a la PEH, disminuyendo el área de acumulación a 9.14 km<sup>2</sup>.

De igual manera los resultados, demuestran la relación inversamente proporcional existente entre el área glaciar y la elevación de la ELA (Figura 6.5), demostrando que a menor elevación de la ELA existe mayor área glaciar

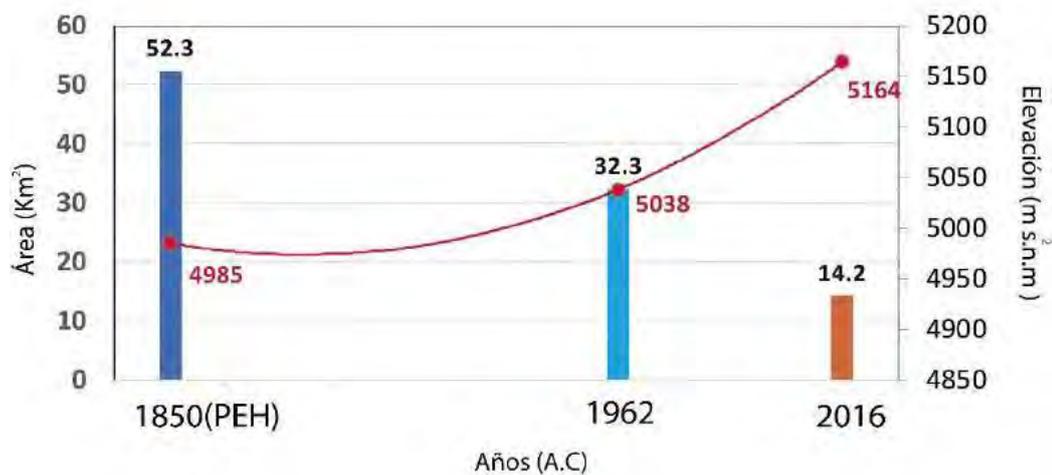
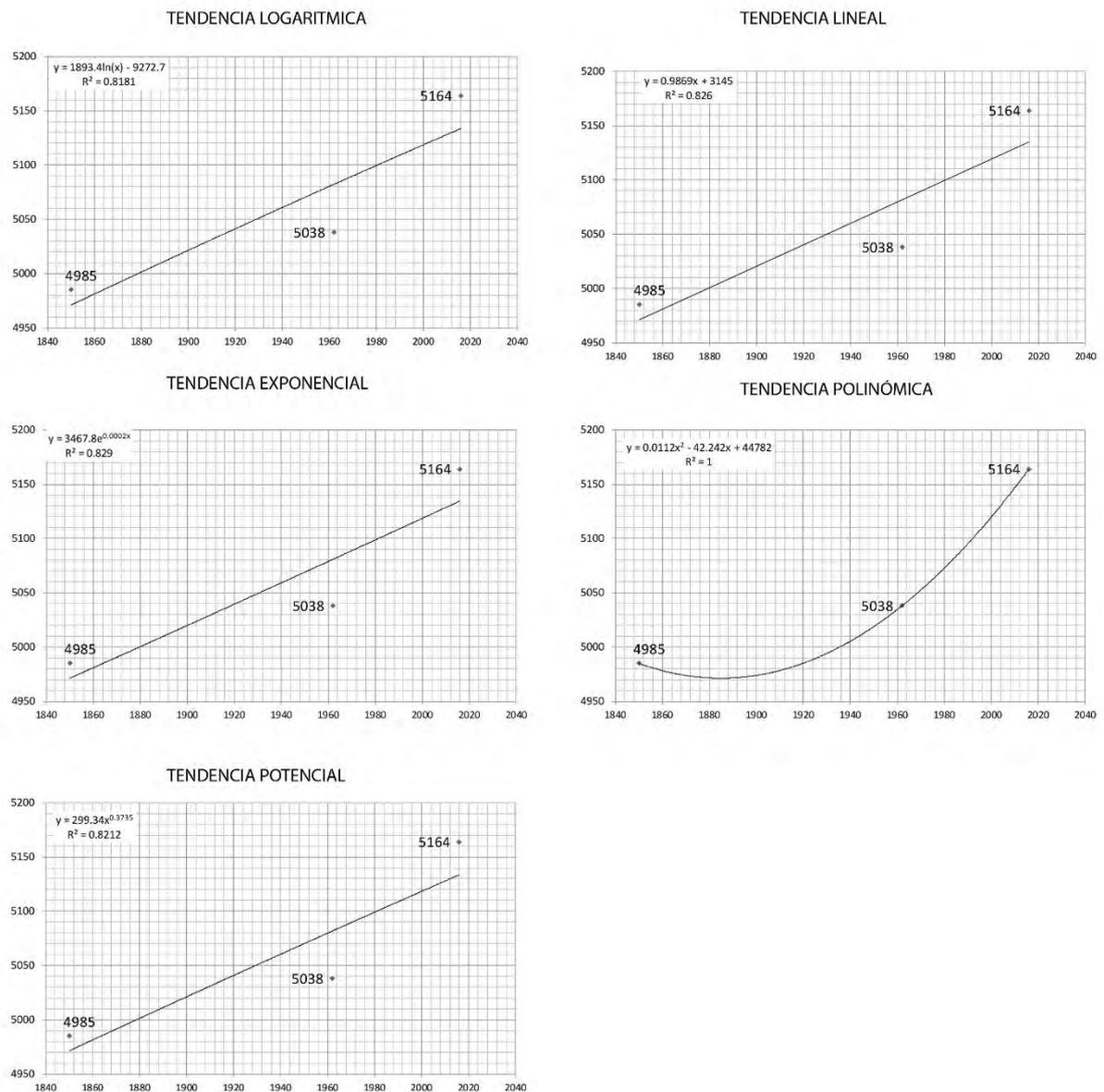


Figura 6.5: Diagrama combinado de barras y líneas, muestra la relación inversamente proporcional existente entre el área glaciar y la elevación de la ELA.

### 6.3.2. PROYECCIÓN DE LA ELA A FUTURO

Una vez calculados los valores de ELA para los períodos de estudio, es posible determinar estadísticamente su comportamiento a futuro a través de una línea de regresión que refleje la elevación futura de la ELA, en base al mejor ajuste de los valores conocidos y sin contar con un aceleramiento de los procesos de desglaciación, es decir, que las tendencias actuales se mantendrán a futuro. Para ello hemos creado una hoja de cálculo Excel que itere los valores desde el año 1850 (PEH), hasta el año en el que la ELA sobrepase el valor de elevación máxima de la Cordillera Huaytapallana (5558 m s.n.m.).

La fórmula de ajuste, escogida fue la polinómica por presentar el mejor ajuste con un valor de R-cuadrado o coeficiente de determinación (medida estadística que representa la cercanía de los datos a la línea de regresión ajustada) de 1 (100%), este valor nos indica que el modelo representa toda la variabilidad de los datos de respuesta en torno a su media. (figura 6.7)



**Figura 6.6:** Representación gráfica de las regresiones lineales probadas para determinar las tendencias de la ELA futura (Eje X: Años, Y: ELAs) (Fuente: Elaboración propia)

Una vez determinada la ecuación polinómica, para la extensión de la tendencia lineal de la ELA, esta se introduce, a la hoja de cálculo Excel, donde se corroboró que el valor de ELA calculada a través de la reconstrucción paleoglaciaria no era igual a la ELA calculada a través de la fórmula polinómica, para corregir ello se ha utilizado un “factor de corrección” representada por una fórmula lineal que reflejó los valores faltantes para llegar a los valores reales estimados para los años conocidos y de esta manera interpolar los valores futuros.

Así, en la hoja de cálculo Excel, la primera columna representa los años de cálculo, la segunda columna, representa los valores calculados en base a la primera regresión lineal polinómica cuya fórmula es:

$$y = 0.0112x^2 - 42.242x + 44782$$

$$R^2 = 1$$

Donde:

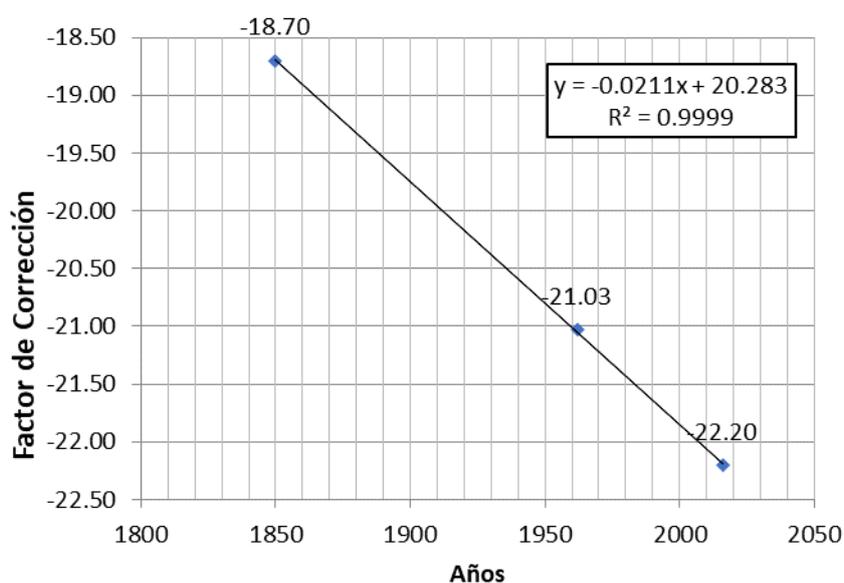
X: años de interpolación.

Y: valores de ELA, calculados.

La tercera columna representa un “Factor de control” (diferencia entre la ELA estimada con paleo reconstrucción glaciario (1850, 1962 y PEH) – y la ELA iterada para dichos valores). (Tabla 6.3 y gráfico 6.8)

**Tabla 6.3:** Diferencia entre los valores de ELA reconstruida y ELA iterada de períodos conocidos

AÑO	ELA RECONSTRUIDA	ELA ITERADA	DIFERENCIA
1850 (PEH)	4985	4966.3	18.7
1962	5038	5016.96	21
2019	5164	5141.80	22



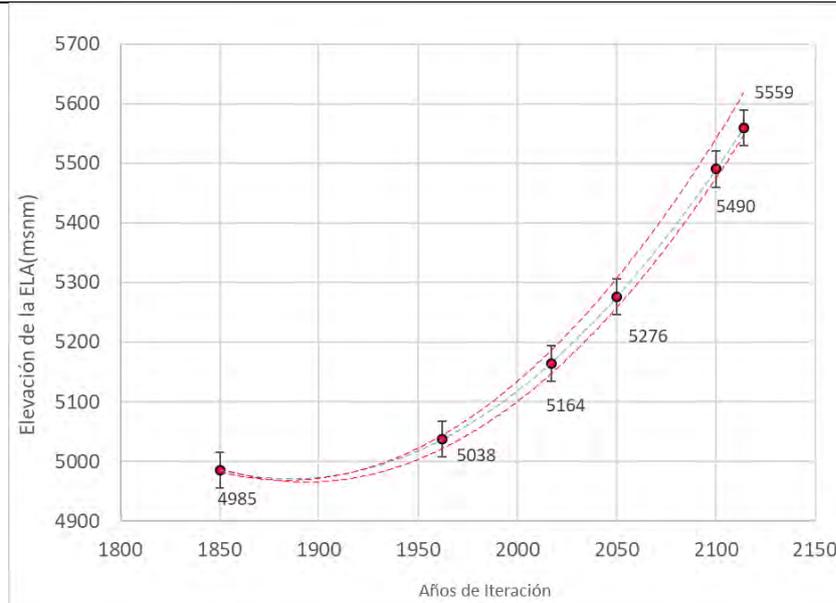
**Figura 6.7:** Gráfico de tendencia lineal, para el cálculo de factores de corrección en la iteración de las ELAs. (Fuente: Elaboración propia)

Con estos tres nuevos valores (diferencia entre ELAs conocidas), se hizo una nueva regresión línea (Figura 6.8), para calcular un factor de corrección, que se representó en la cuarta columna de la tabla 6.3, la quinta columna representa el valor de ELA final iterada considerando la fórmula polinómica y el nuevo factor de corrección, la sexta columna compara los valores de ELA conocidos con las ELAs iteradas considerando el factor de corrección (Tabla 6.4). Finalmente, la séptima columna muestra el valor altitudinal máximo

de la Cordillera Huaytapallana. donde la iteración se detendrá, sobreentendiendo que alcanzo el límite altitudinal de la Cordillera (Figura 6.8).

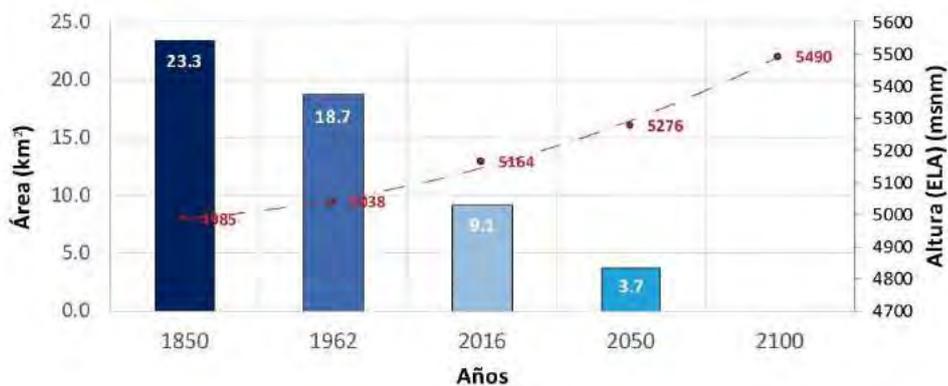
**Tabla 6.4:** Diferencia entre los valores de ELA reconstruida y ELA iterada más un factor de corrección de períodos conocidos

AÑO	ELA RECONSTRUIDA	ELA ITERADA + FACTOR DE CORRECCIÓN	DIFERENCIA
<b>1850 (PEH)</b>	4985	4985.05	0.5
<b>1962</b>	5038	5038.08	0.8
<b>2019</b>	5164	50164.05	0.5



**Figura 6.8:** Gráfico de valores iterados para estimar el comportamiento de la ELA en el nevado Huaytapallana (Fuente: Elaboración propia)

Los valores estimados revelan que la ELA sobrepasará la elevación máxima de la Cordillera Huaytapallana, el año 2114 (5559 m s.n.m) (figura 6.9 y tabla 6.5), por ende, el área de acumulación será próxima a cero (Figura 6.10)



**Figura 6.9:** Diagrama combinado de barras y líneas, muestra la relación inversamente proporcional entre la evolución de las ELAs y el área de acumulación.

Tabla 6.5: Representación de segmentos de la hoja de cálculo Excel, utilizada para iterar los valores de ELA a futuro.

X (AÑOS)	Y ELA(POLINOMICA)	FF-CONTROL	FF- Y (LINEAL)	ELA - VALOR FINAL PREDICTIVO	ELAS DE CONTROL	PICO HUAYTAPALLANA
1850	4966.3	-18.7	-18.752	4985.052	4985	5558
1851	4965.5092		-18.7731	4984.2823		5558
1852	4964.7408		-18.7942	4983.535		5558
1853	4963.9948		-18.8153	4982.8101		5558
1854	4963.2712		-18.8364	4982.1076		5558
1855	4962.57		-18.8575	4981.4275		5558
1856	4961.8912		-18.8786	4980.7698		5558
1857	4961.2348		-18.8997	4980.1345		5558
⋮	⋮	⋮	⋮	⋮	⋮	⋮
1958	5010.3208		-21.0308	5031.3516		5558
1959	5011.9492		-21.0519	5033.0011		5558
1960	5013.6		-21.073	5034.673		5558
1961	5015.2732		-21.0941	5036.3673		5558
1962	5016.9688	-21.0312	-21.1152	5038.084	5038	5558
1963	5018.6868		-21.1363	5039.8231		5558
1964	5020.4272		-21.1574	5041.5846		5558
1965	5022.19		-21.1785	5043.3685		5558
1966	5023.9752		-21.1996	5045.1748		5558
⋮	⋮	⋮	⋮	⋮	⋮	⋮
2012	5130.3088		-22.1702	5152.479		5558
2013	5133.1468		-22.1913	5155.3381		5558
2014	5136.0072		-22.2124	5158.2196		5558
2015	5138.89		-22.2335	5161.1235		5558
2016	5141.7952	-22.2048	-22.2546	5164.0498	5164	5558
2017	5144.7228		-22.2757	5166.9985		5558
2018	5147.6728		-22.2968	5169.9696		5558
2019	5150.6452		-22.3179	5172.9631		5558
⋮	⋮	⋮	⋮	⋮	⋮	⋮
2109	5509.8892		-24.2169	5534.1061		5558
2110	5514.9		-24.238	5539.138		5558
2111	5519.9332		-24.2591	5544.1923		5558
2112	5524.9888		-24.2802	5549.269		5558
2113	5530.0668		-24.3013	5554.3681		5558
<b>2114</b>	<b>5535.2</b>		<b>-24.322</b>	<b>5559.5</b>		<b>5558</b>
2115	5540.29		-24.3435	5564.6335		5558
2116	5545.4352		-24.3646	5569.7998		5558
2117	5550.6028		-24.3857	5574.9885		5558
2118	5555.7928		-24.4068	5580.1996		5558
2119	5561.0052		-24.4279	5585.4331		5558

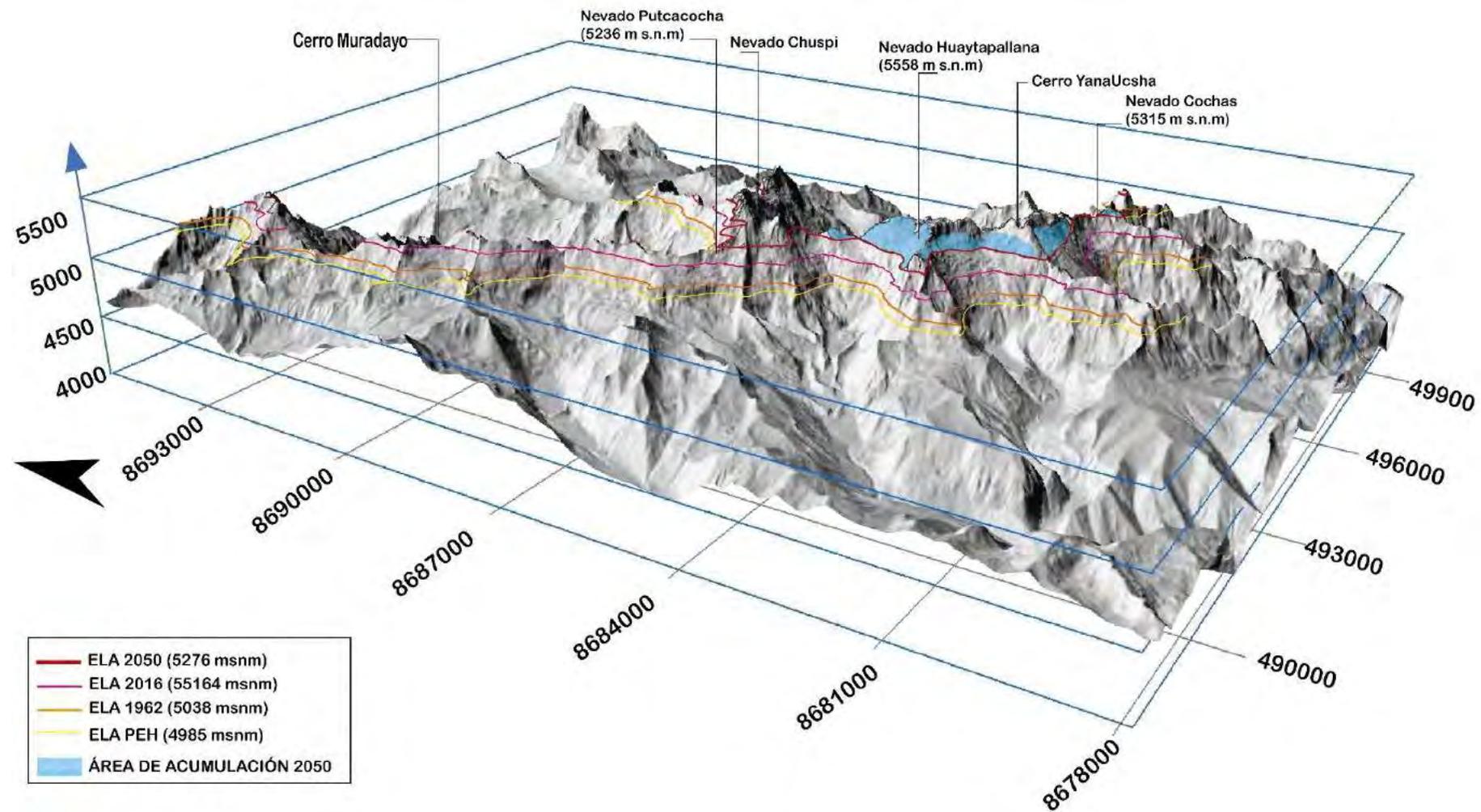


Figura 6.10: Diagrama 3D, de la evolución de ELAs hasta el 2050, mostrando el área de acumulación, por encima de la cota 5276.



# **Capítulo VII**

## **RECONSTRUCCIÓN PALEO**

### **CLIMÁTICA DURANTE LA PEH Y 1962**

#### **EN BASE AL DESNIVEL DE LA ELA.**

#### **7.1. INTRODUCCIÓN**

Una vez determinada las variaciones en la línea de equilibrio en los años 2016, 1962 y ~1850 (PEH) mediante el método AABR (Area x Altitude Balance Ratio) (Osmaston 2005), es posible determinar la variación de la temperatura en base al desnivel de la ELA actual, de esta manera podemos estimar la paleo temperatura (°C), durante la PEH y 1962, deducida de la temperatura actual ( $T^{\circ}C_{2016}$ ) y desnivel de la ELA. La temperatura actual local se ha determinado utilizando registradores de temperatura instalados en el valle Carhuacocha, en total se han instalado 2 estaciones con dos sensores HOBO por estación que registraron la temperatura del aire y suelo desde diciembre del 2015 hasta noviembre de 2018. La diferencia de elevación entre cada estación nos permite determinar un gradiente térmico vertical (GTV), dato fundamental para la reconstrucción de paleo temperaturas en las diferentes fases de estudio,

#### **7.2. METODOLOGÍA**

##### **7.2.1 PROCESO DE INSTALACIÓN Y RECOLECCIÓN DE DATOS DE TEMPERATURA (DIC2015 – NOV2018) EN LA CORDILLERA HUAYTAPALLANA**

Para estimar las temperaturas actuales en la Cordillera Huaytapallana se han utilizado sensores de temperatura “Data loggers”, instalados en dos estaciones en el valle glaciar Carhuacocha, La primera estación con dos sensores se instaló en la margen derecha del glaciar Yana Ucsha a los 5000 m s.n.m y la segunda estación también con dos sensores se instaló en el fondo del valle Carhuacocha a 3000 m s.n.m. El propósito de cada estación fue medir la temperatura del aire (50 cm sobre la superficie) y suelo a 30 cm de profundidad durante un intervalo de 36 meses desde diciembre de 2015 hasta enero del 2018., La campaña de recuperación de sensores se dio el año 2019, recuperando solo un data logger de cada estación, de la estación 1 (HUAYSO1), se recuperó el sensor del suelo y de la estación 2 (HUAYSO 2) se recuperó el sensor del aire.

Las características de los sensores, metodología de recolección y procesamiento de datos se describe a continuación

Primeramente, los sensores instalados fueron data loggers de la marca HOBO modelo UA-002-64, estos se encuentran dentro de una carcasa de propileno resistente al agua y humedad, con dimensiones de 58 x 33 x 23 mm y 18 gr de peso, cuyas características

técnicas se describen en el cuadro 7.1.

Tabla 7.1: Características de los sensores HOBO UA-002-64 (fuente HOBO UA-002-64 Data Logger Specifications)

<b>CARACTERÍSTICAS</b>	<b>DETALLES</b>
<b>software de programación</b>	HOBOWare (software pagado)
<b>Rango de medición</b>	entre -20° y 70°
<b>Precisión de registro</b>	± 47 °C
<b>Resolución de datos</b>	de 0.10°C a 25°C
<b>Memoria</b>	64 kbits
<b>Desviación de la media del tiempo y los registros</b>	± 1 minuto/mes y < 0.1°C (a 25 °C)
<b>Batería</b>	Modelo CR-2032 de 3 voltios

La configuración de cada sensor, se realizó en el programa HOBOWere, programando cada sensor para registrar la temperatura cada 30 minutos, lo que le dio a cada sensor un intervalo de tiempo máximo de 36 meses (3 años), los sensores de aire fueron colgados entre rocas evitando así la radiación calorífica del sol, protegidos por una capucha plástica, los sensores de suelo se instalaron a 30 cm debajo de la superficie en un tubo de PVC con tapa de 2 mm de grosor, finalmente se reemplazaron los datalogger para continuar con el registro de temperaturas en años posteriores

Tabla 7.2: Características y coordenadas de las estaciones y data loggers instalados en el valle Carhuacocha, Cordillera Huaytapallana.

ESTACIÓN	AMBIENTE	COORDENADAS UTM			ZONA	INTERVALO DE REGISTRO	TIEMPO DE REGISTRO
		X (m)	Y(m)	ELEVACIÓN			
HUYSO1	Aire (1)	494661	8681354	5000	18L	30 minutos	3 AÑOS
	Suelo (1 a 30 cm)				18L		
HUYSO2	Aire (1)	503867	8674542	3780	18L	30 minutos	3 AÑOS
	Suelo (1 a 30 cm)				18L		



Figura 7.1: La figura izquierda muestra las medidas del sensor HOBO UA-002-64, la figura derecha muestra el mismo sensor en su base de carga para su programación y/o descarga de datos (Fuente: HOBO UA-002-64 Data Logger Specifications)

Para la instalación de los sensores se tomó en cuenta los siguientes criterios

1. Las estaciones de temperatura se ubicaron cerca a la cabecera del valle glaciar (5000 msnm –HUAYSO1) y en el fondo del mismo valle (HUAYSO2 3780 m snm), buscando una diferencia elevación de más de 1000.
2. Antes de la instalación de cada sensor se verifico, que estén operativos
3. Las estaciones destinadas a medir la temperatura del aire se colocaron entre fragmentos de roca (mayores a 3m), buscando zonas de sombra permanente, para evitar el efecto directo de la radiación solar sobre los sensores. Los data loggers se introdujeron en capuchas protectores con una abertura, que permita la circulación del aire y a su vez impida el contacto directo con aguas provenientes de precipitación.
4. Los sensores del suelo se instalaron lo más cerca posible de los sensores de aire, cada sensor se colocó en un tubo de PVC de 2mm, colgados de la tapa mediante un cordino que lo mantiene en suspensión sin contacto con las paredes del tubo, a 30 cm de profundidad,
5. La posición de cada sensor y estación fue tomada con un GPS, y se dejó registro fotográfico de su ubicación.

Los sensores fueron instalados en el valle Carhuacocha (figura 7.4), donde se dejaron registrando datos de temperatura hasta noviembre del 2018, y se recogieron en febrero del 2019. De los 4 sensores instalados se pudo recuperar dos (el sensor de suelo del glaciar Yana Ucscha y el sensor de aire del valle Carhuacocha), cada sensor registro un total de 52 115 datos



Figura 7.2: Ubicación de la estación HUAYSO1, donde solo se pudo recuperar el sensor de temperatura de suelo) (Elaboración fuente propia)

Para la búsqueda y recuperación de los sensores de las estaciones en el valle Carhuacocha se programó una salida de campo el mes de octubre del 2019.

La ubicación de la estación HUAYSO2 fue relativamente sencilla, y se pudo recuperar el data logger de aire, mientras que el data logger de suelo fue sustraído por personas ajenas a este campo de investigación, dando por perdido los datos registrados.

La ubicación de la estación HUAYSO 1, fue más complicada, debido a que desde el 2015 (fecha de instalación) hasta la actualidad, la dinámica de la ladera aumento y el pequeño camino que llevaba hasta la ubicación de la estación desapareció, fortuitamente se pudo recuperar el data logger del suelo, mientras que la neblina y malas condiciones temporales, nos impidieron encontrar el data logger del aire. A pesar de tener los data logger listos para el cambio en cada

estación se decidió no instalarlos hasta conseguir lugares más seguros (Social y geodinámicamente hablando),

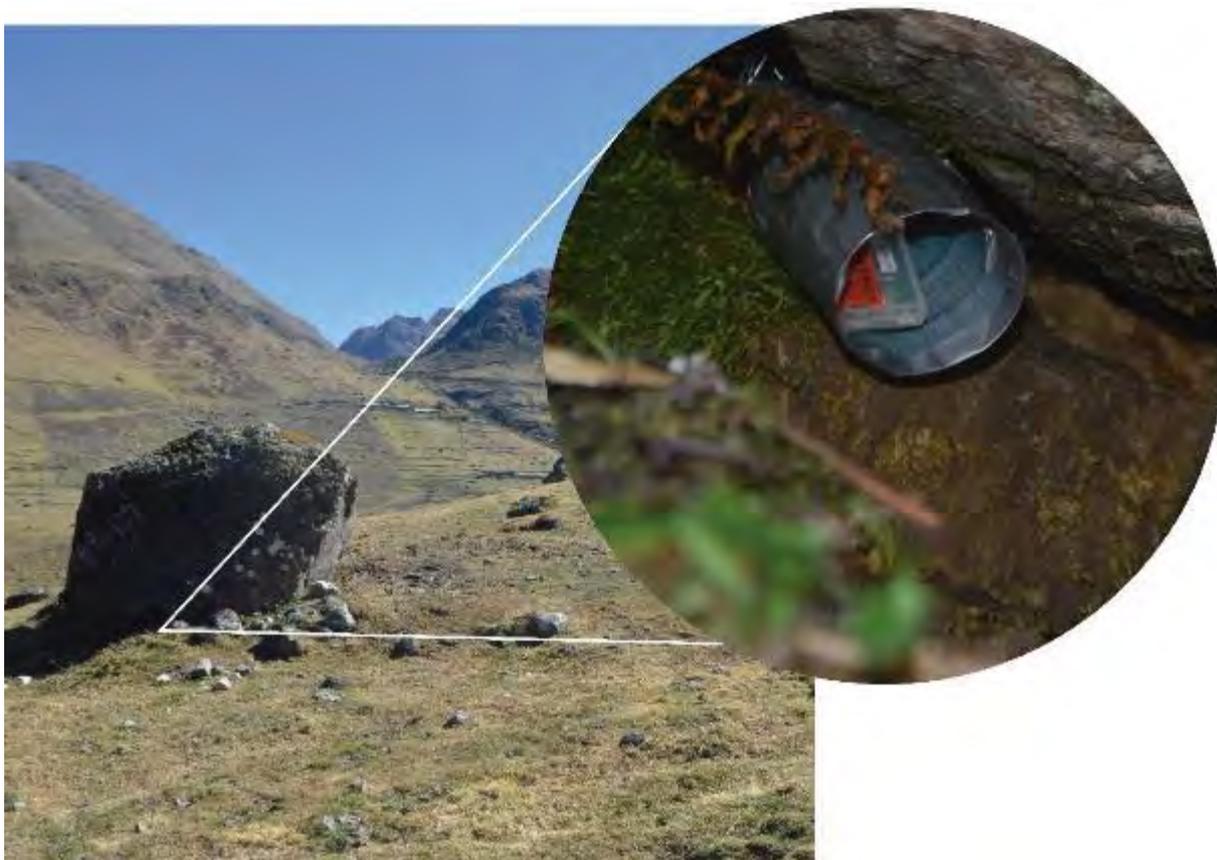
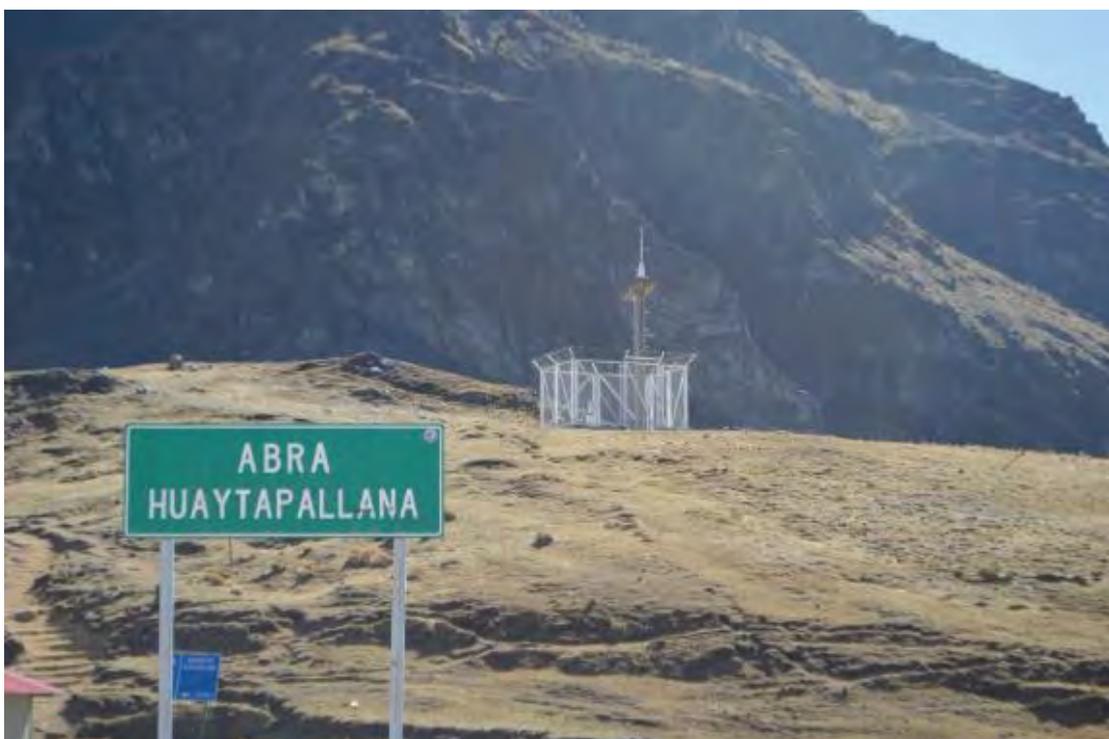
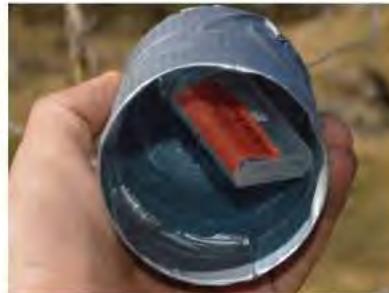
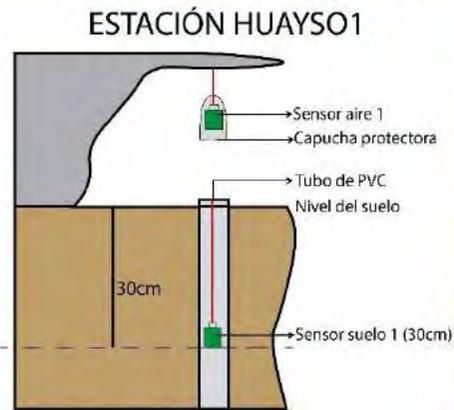
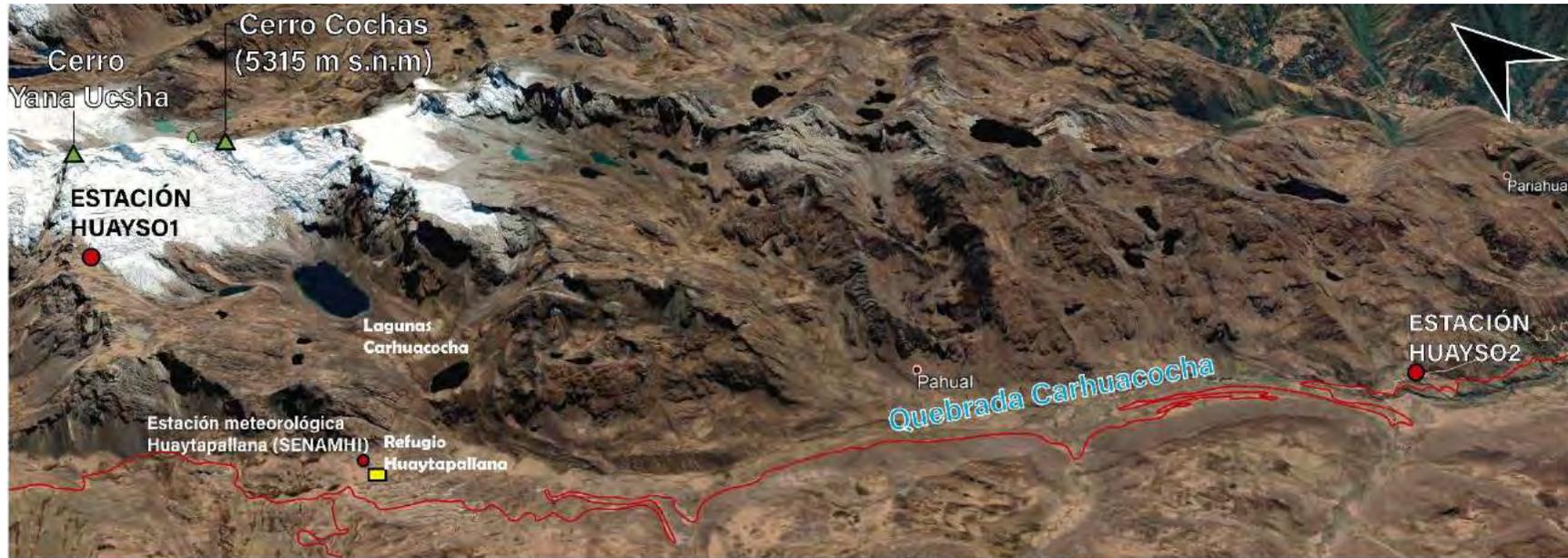


Figura 7.3.: Ubicación de la estación HUAYSO2, donde solo se pudo recuperar el sensor de temperatura de aire) (Elaboración fuente propia)



Fotografía 7.1. Estación meteorológica automática Huaytapallana administrada por el SENAMHI (fuente propia)



**Sensor del Aire**



**Sensor del suelo**

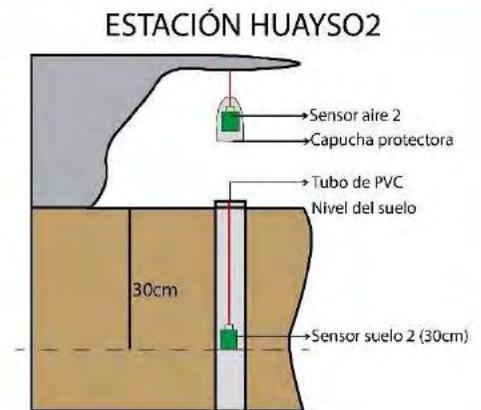


Figura 7.4: La parte superior muestra la ubicación de las estaciones de temperatura , sobre una imagen Google Earth, las dos figuras en las márgenes inferiores ilustran la disposición de los data loggers en cada estación, las figuras inferior centro, muestran la diferencia de protección para cada ambiente (aire y suelo) que vaya a ocupar el sensor

## 7.2.2. TRATAMIENTO ESTADÍSTICO DE LOS REGISTROS DE SENSORES

Los sensores de temperatura fueron recuperado el año 2019, sus datos de registro se descargaron con el programa HOBOWare, en formato csv, estos archivos fueron transformados a Excel, para poder obtener las estadísticas diarias, mensuales y anuales.

La hoja de cálculo Excel programada, nos permitió tratar un total de 52 115 datos registrados desde las 00:00 AM del 20 de octubre del 2015 hasta las 5:00 PM del 09 de octubre del 2018, los únicos años que se han considerado con registros completos fueron el 2016 y el 2017, mientras que al 2015 le faltan los 9 primeros meses y al 2018 le falta el último, consideramos que con los años completos 2016 y 2017 es suficiente para obtener una temperatura local en el área de estudio.

Primeramente, se determinó la temperatura diaria siguiendo los siguientes pasos

1. Se eliminaron datos anómalos (usualmente los primeros, que demostraron que existió un desfase entre el tiempo de programación y de instalación)
2. Se determinó la temperatura mínima y máxima diaria en un intervalo de 48 datos por día.
3. La temperatura media diaria se determinó hallando el promedio de la temperatura mínima y máxima ( $TD = (T_{max} - T_{min}) / 2$ ).
4. Se cálculo la temperatura media mensual utilizando el promedio de la temperatura media diaria.
5. Se cálculo la temperatura anual de los años 2016 y 2017 (únicos datos completos (de enero a diciembre), pero se conservaron los datos del 2015 y 2018 como referencia en los gráficos).
6. Finalmente, los resultados fueron comparados con datos de las estaciones Parón y Coropuna (Data loggers) ubicado en la Cordillera Blanca y el Volcán Nevado Coropuna, para poder corregir los datos de suelo de la estación HUAYSO1 y determinar la temperatura ambiente existente en esta estación.

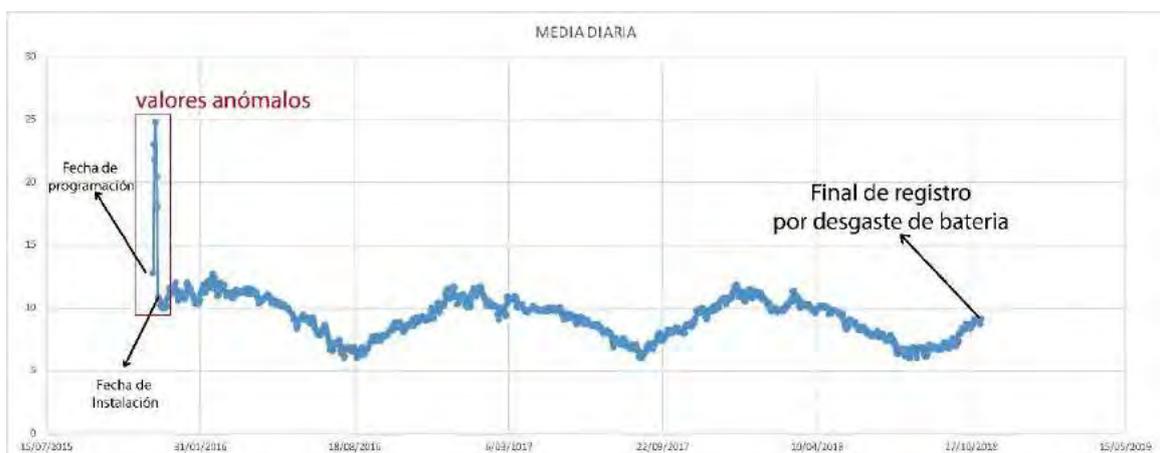


Figura 7.5. Evaluación sistemática del registro de datos de temperatura, para hallar valores anómalos en el registro (Fuente: Elaboración propia)

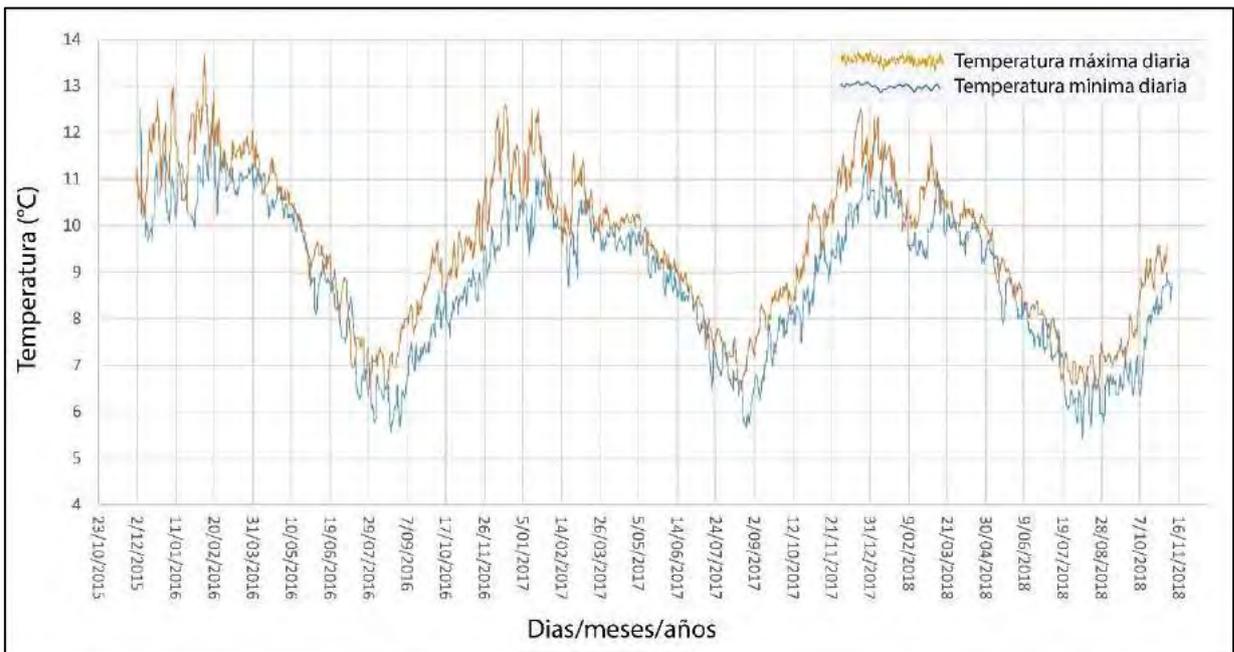


Figura 7.6. Registro de la temperatura diaria del aire en la estación Huayso1

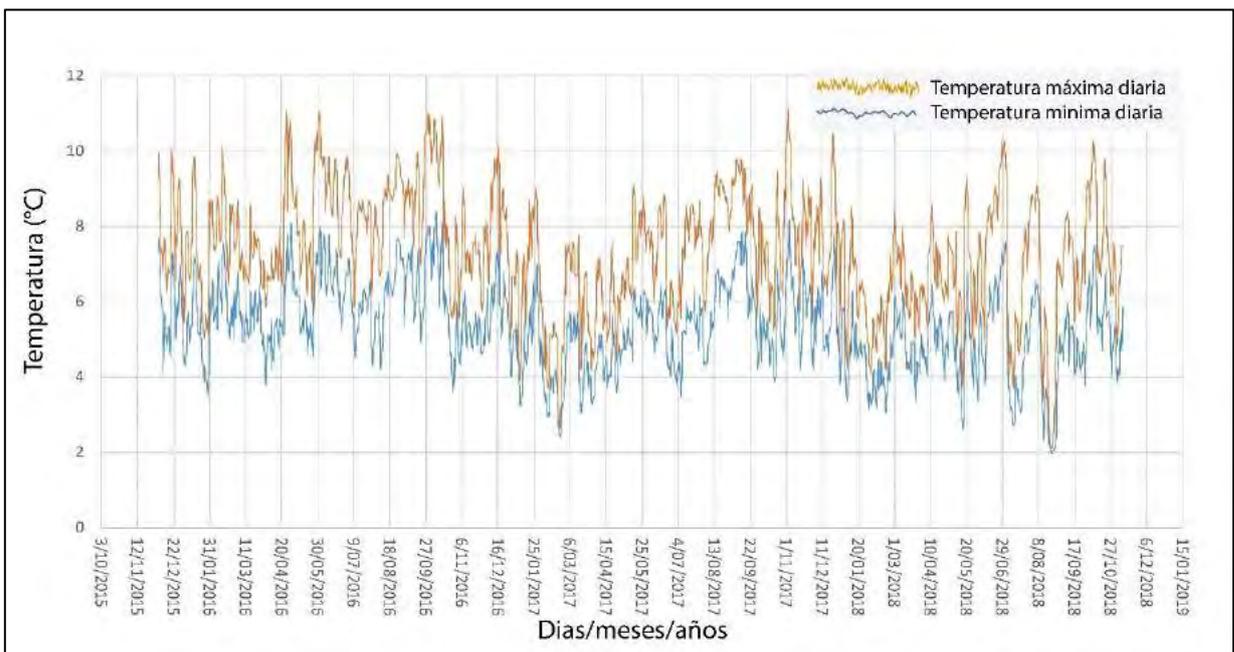


Figura 7.7. Registro de la temperatura diaria del suelo en la estación Huayso2

### 7.2.3. CÁLCULO DEL GRADIENTE TÉRMICO VERTICAL

Los promedios anuales de temperatura en el año 2016 y 2017 (registros completos de temperatura), sirvieron para calcular el gradiente térmico vertical resolviendo la ecuación de Porter et al., (1995).

Para calcular el gradiente térmico vertical local, para los glaciares del Valle Carhuacocha-Cordillera Huaytapallana, se calculó el cociente entre la diferencia de los promedios de las temperaturas registradas en las estaciones aire (HUAYSO 1 y HUAYSO2), y el nivel existente entre cada estación:

$$GTV = \frac{\Delta T (^{\circ}C)}{\Delta Z (m)}$$

Ecuación para determinar el gradiente térmico vertical (Úbeda, 2011)

Donde:

- $\Delta T (^{\circ}C)$  es la variación de la temperatura del aire entre las estaciones HUAYSO1 y HUAYSO2
- $\Delta Z (m)$  es la variación de elevación entre las estaciones HUAYSO1 y HUAYSO2

### 7.2.4. ESTIMACIONES PALEO CLIMÁTICAS DE TEMPERATURA

Con el objetivo de determinar la temperatura durante la PEH y 1962 se ha utilizado la ecuación propuesta por Porter et al.,(1995)

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

Donde:

$\Delta T(^{\circ}C)$ :	Variación de la temperatura ( $^{\circ}C$ )
$\Delta ELA$ :	Variación de la elevación de la ELA
$ATLR$ :	Gradiente térmico vertical (Calculado para el glaciar YanaUcsha)

Así, para cada valor de ELA, será posible asignarle un valor de temperatura.

## 7.3. RESULTADOS

### 7.3.1. VARIACIÓN DE LA TEMPERATURA ACTUAL (2016-2017) A PARTIR DE REGISTROS DIARIOS EN INTERVALOS DE 30 MIN

Los valores de temperatura se analizaron en gráficos diarios y mensuales para finalmente determinar los valores promedios de años completos (2016 y 2017) ver figuras 7.8 y 7.9.

Los valores de temperatura del aire en la estación HUAYSO2, fue estimado a partir de los datos de su sensor de suelo, restándole un valor promedio de  $5^{\circ}C$  (valor estimado que representa la diferencia media entre la temperatura de un sensor del aire y un sensor a 30cm de profundidad en el suelo, independientemente de la temperatura registrada)

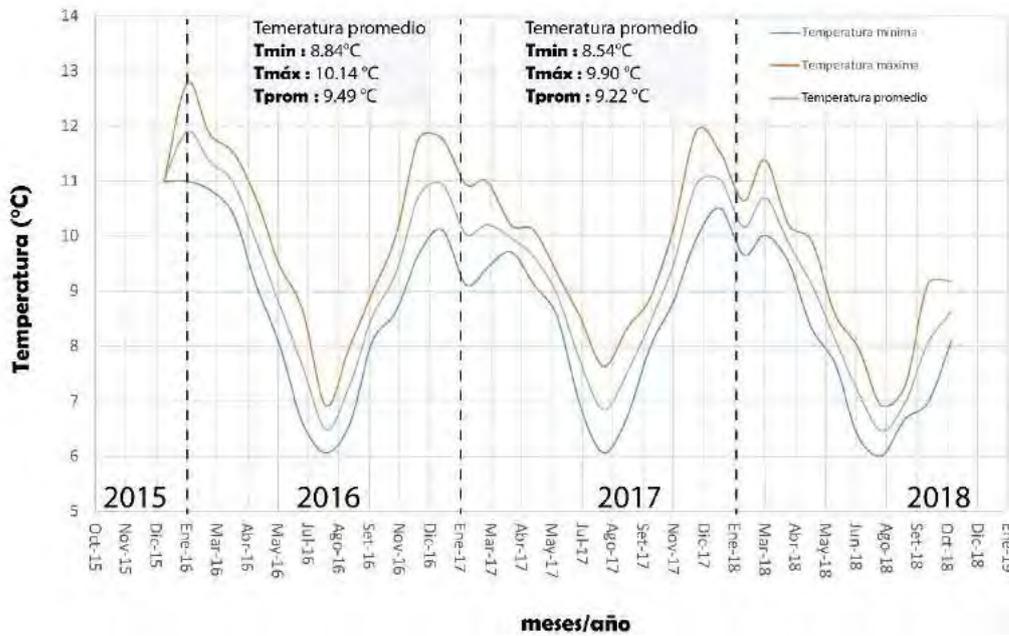


Figura 7.8: Análisis para la obtención de temperatura promedio por año en el datalogger HUAYSO2. (Fuente elaboración propia)

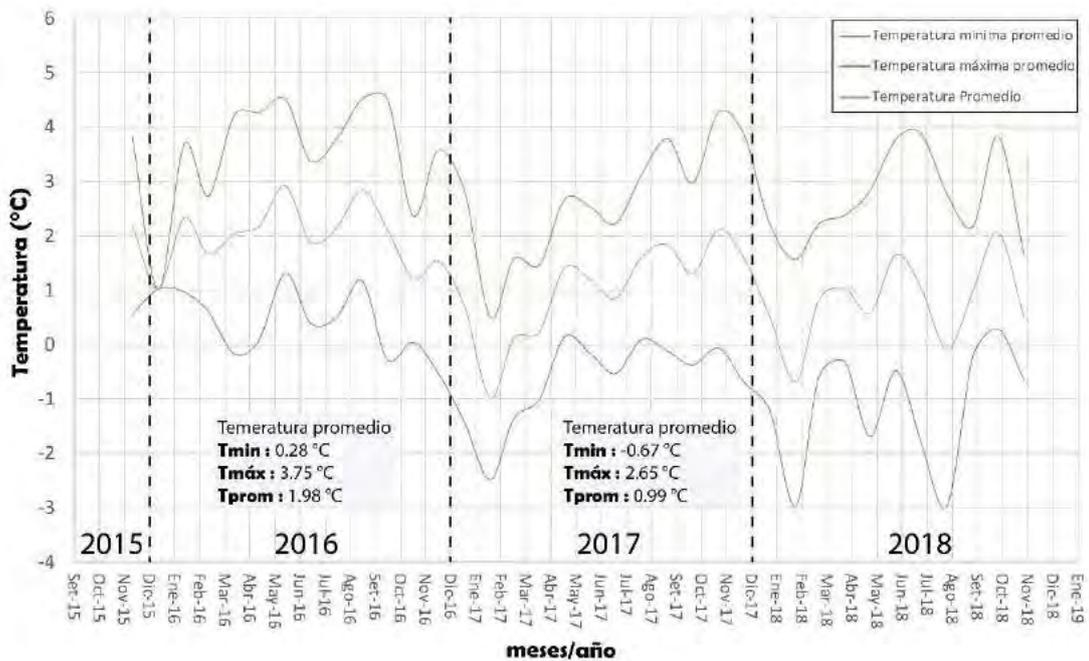


Figura 7.9: Análisis para la obtención de temperatura promedio por año en el datalogger HUAYSO1. (Fuente elaboración propia).

Si bien es cierto que los valores muestran que el promedio anual del año 2017 (0.99°C), ha disminuido en un 50% con respecto al valor de temperatura promedio del año 2016 (1.98°C), solo se considerara el valor del año 2016 (año de estudio).

### 7.3.2. GRADIENTE TÉRMICO VERTICAL PARA EL VALLE DEL GLACIAR YANA UCSHA

Los valores obtenidos se resumen en la tabla 7.5, para los promedios anuales de las temperaturas de los años 2016 y 2017.

Tabla 7.3. Determinación del Gradiente térmico vertical para los años 2016 y 2017 en el valle Carhuacocha, en base a registradores data loggers (Fuente: Elaboración propia)

Estación	Z	Año	
		2016	2017
HUAYSO1	5000	1.98	0.99
HUAYSO2	3780	9.48	9.09
	1220	7.5	8.1
$\Delta$	$\Delta$ Z(m)	$\Delta T$ (°C) 2016	$\Delta T$ (°C) 2017
GTV		0.0061	0.0066

Los valores obtenidos para el año 2016 y 2017 resultan concordantes con trabajos mundialmente reconocidos (Kaser y Osmaston,2002; Rex,1969; Klein et al,1999 y Úbeda, 2011), quienes calcularon con diferentes metodologías los valores de gradiente térmico vertical.

Kaser y Osmaston (2002), consideran que el gradiente térmico vertical varía entre un máximo adiabático (sin intercambio de calor con su entorno) de 0.0098 °C/m y un mínimo adiabático saturado húmedo que en los trópicos oscila entre 0.0030 °C/m en el nivel del mar (a 40 °C) y 0.0070 °C/m en la altitud de la isoterma de 0°C de la temperatura del aire, sin embargo como: Úbeda 2011 también sugiere en su tesis el procedimiento más extenso y sólido consiste en usar la estimación global media de 0.0065 °C/m, esto para asimilar la gran variabilidad con respecto al valor real que el gradiente térmico puede experimentar. Así, los valores obtenidos para los años 2016 y 2017 de 0.0061 °C/m y 0.0066 °C/m, son concordantes con el valor global medio, teniendo en cuenta que la metodología utilizada para obtener estos valores fue la medición directa de temperaturas por 36 meses a diferentes elevaciones, Así, es que utilizamos el valor promedio de 6.3 °C/km.

### 7.3.3. PALEO TEMPERATURA EN LA PEH Y 1962.

Conociendo los valores de las ELAs<sub>PEH, 1962 y 2016</sub>, el GTV, y la temperatura en al menos uno de los escenarios fue posible determinar la variación de temperaturas entre los diferentes años de estudio (tabla 7.4)

Tabla 7.4. Cálculo de las variaciones de temperatura entre la PEH, 1962 y el 2016.

PERÍODO	INTERVALO DE AÑOS	DESNIVEL DE LA ELA (m)	VARIACIÓN DE LA ELA (m/año)	variación de la T°
PEH-2016	296	179	0.6	1.1277
1962-2016	54	126	2.3	0.7938
PEH-1962	242	53	0.2	0.3339

Finalmente, al valor de T°2016 se le resta el valor de la variación de temperaturas, para obtener la paleo temperatura en la PEH y 1962. (tabla 7.5), si comparamos estos valores con la extensión glaciár, podemos ver, relación inversamente proporcional entre temperatura y ELA (figura 7.10).

Tabla 7.5. Cálculo de las variaciones de temperatura entre la PEH, 1962 y el 2016.

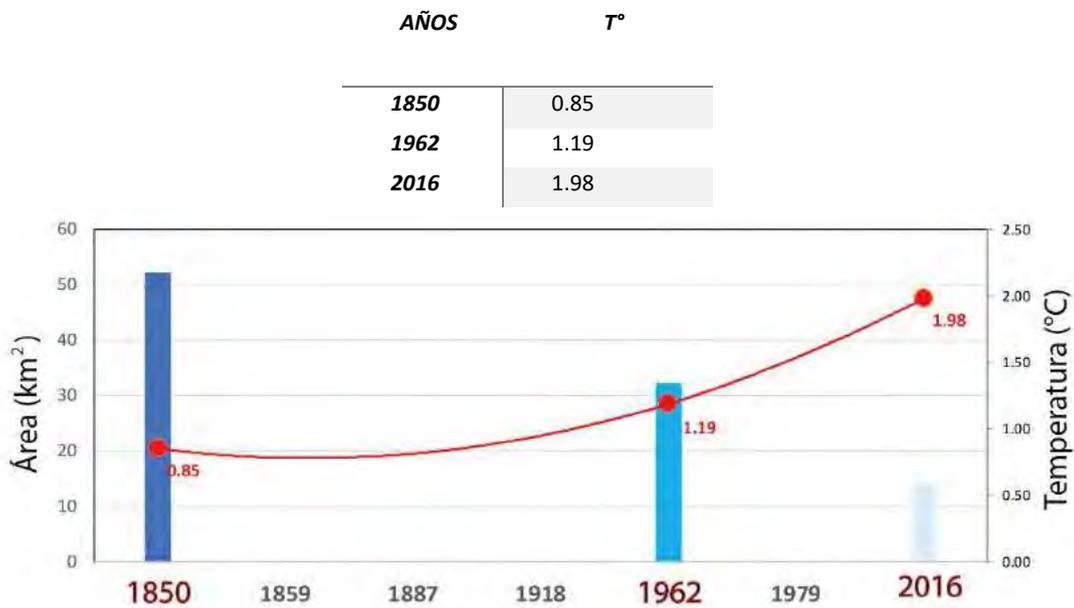


Figura 7.10: relación inversamente proporcional entre temperatura y área glaciár

Utilizando esta misma metodología es posible estimar la Temperatura futura para cada una de las ELAs, calculadas en el capítulo 6, ver tabla 6.3., por fines prácticos se han hecho los cálculos de temperatura futura para los años: 2050, 2100 y 2114 (año en que la ELA, sobrepasaría la cota más alta de la Cordillera Huaytapallana (ver tabla 7.6)

Tabla 7.6. Cálculo de temperaturas futuras

Año	ELA (m s.n.m)	T° (°C)
2050	5276	2.69
2100	5490	4.15
2014	5559	4.47

## **Capítulo VIII**

# **PELIGROS GEOLÓGICOS DE ORIGEN GLACIAR**

### **8.1. INTRODUCCIÓN**

Los peligros geológicos de origen glaciar son cada vez más frecuentes en regiones de alta montaña, debido al ascenso de la temperatura, que origina una acelerada desglaciación provocando la inestabilidad de masas de hielo y laderas de roca que antes estaban cubiertos por glaciares, las aguas del deshielo forman nuevas lagunas (ver sección 5.4.2), asentadas muy cerca de las laderas y escarpes rocosos inestables, generando un escenario de peligro constante, a esto se suma la expansión demográfica e infraestructuras hacia los valles de alta montaña (GAPHAZ, 2017). En resumen la configuración geomorfológico provocada por las constantes fluctuaciones glaciares, y ahora el acelerado deslucimiento genera un escenario óptimo para el desarrollo de peligros geológicos de origen glaciar, ejemplo de esto es el evento ocurrido el 28 de diciembre de 1990, cuando una avalancha de roca y hielo impacto en la laguna Chuspicocha provocando su desbordamiento y un posterior flujo de detritos que recorrió el Río Shullcas, llegando hasta la ciudad de Huancayo, dejando a su paso poblados destruidos, pérdidas humanas y miles de damnificados (para mayor información de este evento revisar tesis de Masa, 1992), es por ello que este capítulo se centra en los peligros potenciales desarrollados en la cabecera de la cuenca Shullcas, producto de la desglaciación, analizando eventos críticos de posible ocurrencia.

### **8.2. METODOLOGÍA**

#### **8.2.1. UBICACIÓN DE LA CUENCA DEL RÍO SHULLCAS**

La subcuenca hidrográfica de Shullcas, se ubica a la margen izquierda del río Mantaro, en la vertiente occidental de la Cordillera Huaytapallana ( $11^{\circ}59'S - 75^{\circ}06'O$ ) y sus aguas provienen de las lagunas Lazuntay, Chuspicocha, Ancapuachanan y Runicocha, además de otras lagunas en formación., que a su vez se originaron por el deshielo de glaciares actuales de la Cordillera nevada de Huaytapallana y paleo-glaciares emplazados en la parte media de la cuenca, que fluyen a través de las quebradas Chuspi y Anlayaco, que al unirse en el pareja Ucushcancha dan origen a Río Shullcas. Su gran actividad aluvional, formó una serie de abanicos hacia su confluencia con el río Mantaro, en donde actualmente se emplaza la ciudad de Huancayo (figura 8.1)

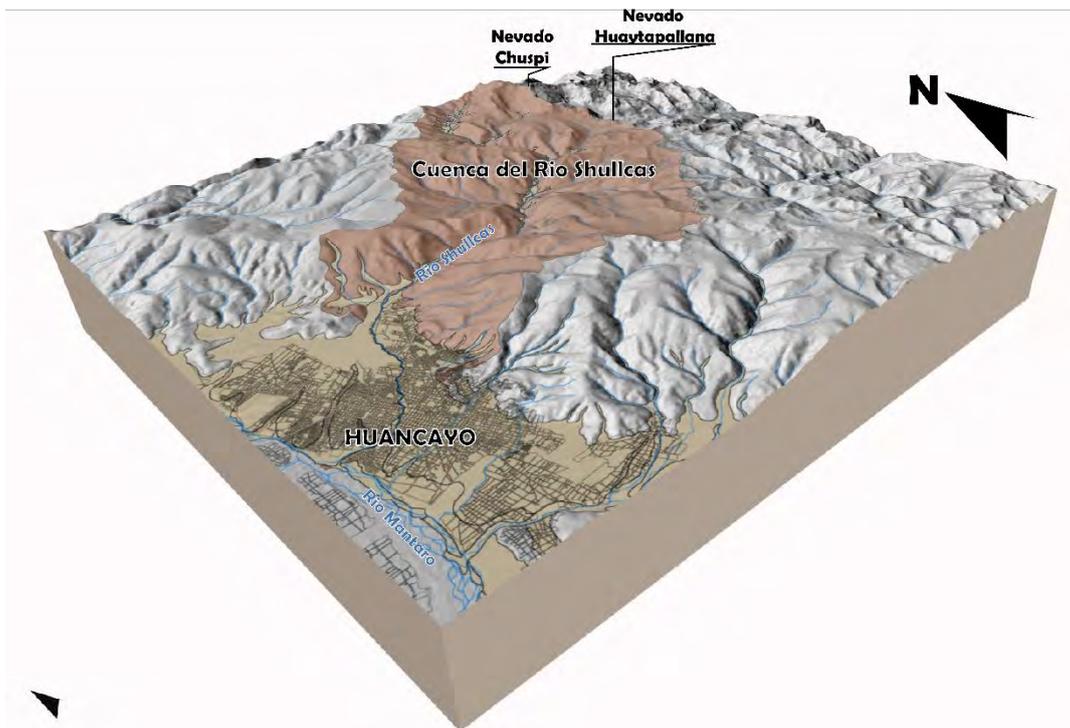


Figura 8.1: Visualización 3D, de la cuenca del Río Shullcas, se observa el límite de la cuenca en color marrón y los depósitos aluviales en color pardo (Fuente: Elaboración propia)

## 8.2.2. ANÁLISIS DE EVENTOS HISTÓRICOS EN LA CUENCA DEL RÍO SHULLCAS

En la Cordillera Huaytapallana se han registrado 2 eventos de magnitudes considerables los años 1969 y 1990, cuyos orígenes se dieron en la cabecera de la cuenca del río Shullcas, ambos eventos iniciaron por la avalancha de masas de hielo y roca (avalancha mixta) que impactaron en las lagunas LazoHuntay y Chuspicocha respectivamente, generando una ola que provocó la ruptura de sus entonces diques morrénicos, generando así aluviones o flujo de detritos, científicamente este proceso en cadena es denominado como GLOFs por sus siglas en inglés, Glacier Lake Outburst Flood, este término es usado para referirse al desembalse violento de una laguna situada en un ámbito glaciar (ver figura 8.3), cada evento se describe a continuación

### - Aluvion del 28 de diciembre de 1990

El 28 de diciembre de 1990, se originó una avalancha en el flanco oeste del Nevado Huaytapallana aproximadamente a 5100 m s.n.m., que impactó sobre la parte posterior izquierda de laguna Chuspicocha, generando grandes olas de agua que llegaron a erosionar el dique morrénico frontal de la laguna, según pobladores locales y la recopilación de datos del trabajo de tesis de Masa, 1992, este desprendimiento se dio a las 13:00 horas y el factor desencadenante de la avalancha fueron sismos relacionados a la falla Huaytapallana, basándose en el registro del observatorio sísmico de Huayao Huancayo (figura 8.4), el desembalse de la laguna generó el aumento del caudal del río Shullcas que llegó hasta 290m<sup>3</sup>/seg (medida de la estación de aforo de Vilcanota) (Masa, 1992)

El alcance del aluvión generado recorrió la zona glaciar en el sector del Nevado Huaytapallana a lo largo del río Shullcas erosionando áreas de cultivo, kilómetros de

carretera, caminos, puentes bosques de eucalipto, además de destruir infraestructuras hidráulicas, hasta la zona céntrica de la ciudad de Huancayo donde llegó aproximadamente a las 15:15 horas, dejando a su paso personas desaparecidas, viviendas destruidas y miles de damnificados (Masa, 1992) (figura 8.2)



Figura 8.2) registro fotográfico, a, b y c: del aluvión la cuenca Shullcas, d, muestra la laguna Chuspicocha días después del aluvión de 1990. (fuente: Masa 1992)

Tabla 8.1: Registro de afectación del Aluvión de 1990 en la cuenca del río Shullcas (Fuente Masa 1990)

<b>Zona de afectación</b>	<b>Elevación (m s.n.m)</b>	<b>Ubicación</b>	<b>Grado de afectación</b>	<b>Observaciones</b>
Hacienda Acopalca	3950	Km 18 carretera Huancayo Pariahuanca	mínimo	Este pueblo está ubicado en la margen izquierda del río Shullcas, no sufrió mucho daño, gracias al macizo rocoso ubicado aguas arriba del pueblo que desvió el curso del aluvión
Central hidroeléctrica Chamiseria N°3	3600	Margen derecha del Río Shullcas	Mínima a media	El aluvión no provocó daños de infraestructura, pero si inundó la estación paralizando sus actividades, además de reactivar un deslizamiento en la margen opuesta
Pueblo Chamiseria	3550	Emplaza en la margen derecha del río Shullcas	media	Las viviendas de la población no sufrieron afectación debido a su diferencia de altura con respecto al cauce del río, sin embargo se destruyó la bocatoma del canal que transportaba agua desde el río Shullcas hasta la planta de tratamiento de SEDAM-Junín
Pueblo de Vilcacoto y Pañaspampa	3450	Emplazada en la margen izquierda del río Shullcas sobre terrazas aluviales	Alto	Este fue el sector más afectado, destruyó la mayoría de viviendas, además del puente Vilcacoto que une este pueblo con la comunidad de Cochabambas, dejando aislados a las comunidades de la margen derecha
Carretera Vilcacoto-Acopalca-Tinco	3300	Carretera Vilcacoto-Acopalca-Tinco	Alto	Los torrentes del río Shullcas destruyeron aproximadamente 15 km de la plataforma de la carretera
Ciudad de Huancayo	3250	Sobre depósitos aluviales donde confluyen el río Shullcas y Mantaro	Medio-Alto	Destruyó las viviendas aledañas al cauce del río Shullcas, afectando los barrios de Salcedo, Asentamiento humano Santa Rosa, Manchego Muñoz y otros puntos con viviendas rusticas

- **Aluvión 1969**

El 01 de octubre de 1969 un sismo relacionado con la falla Huaytapallana, desestabilizó un dique antrópico construido sobre el dique morrénico de la laguna Lazo Huntay, que colapso 15 días después del movimiento sísmico, de esta manera las aguas de la laguna retenida originaron un flujo de detritos que afectó a los poblados de Acopalca, Uñas, Vilcanoto, Upa Alta, Machengo, Santa Rosa y Cajas Chico.

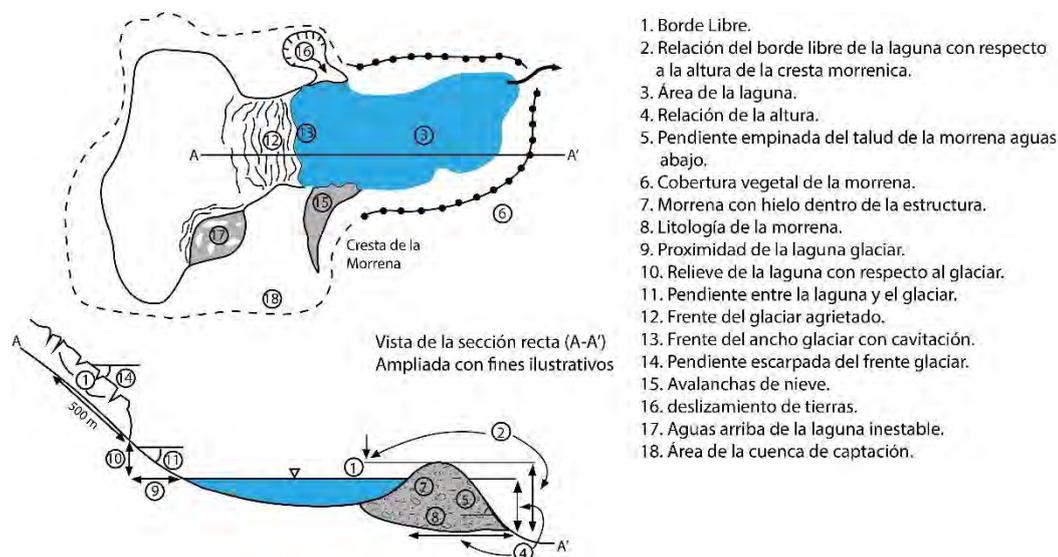


Figura 8.3: Esquema que representa los factores relevantes con respecto a la estabilidad de las lagunas glaciares con diques morrénicos (McKillop y Clague (2007))

### Estación sísmica Huayao-Huancayo

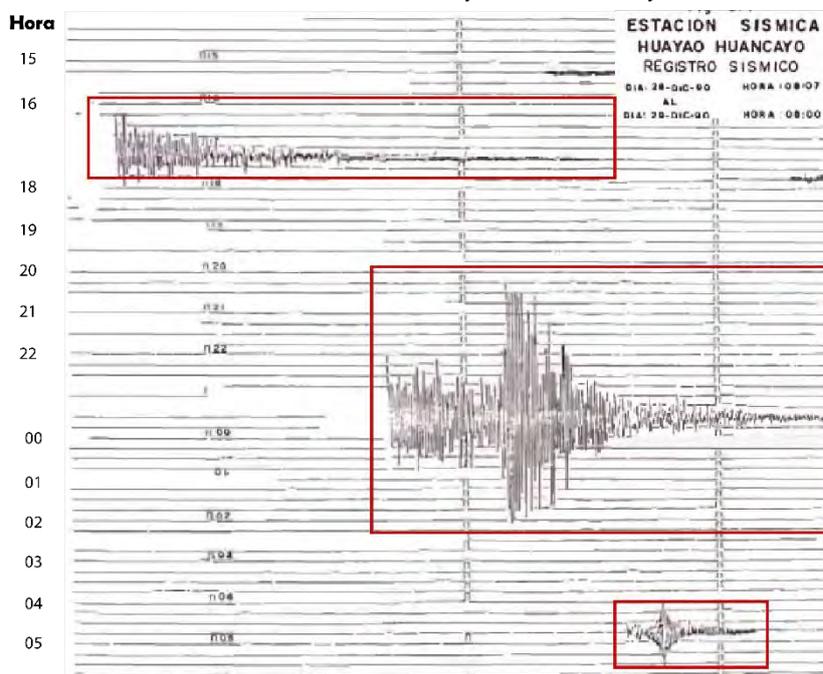


Figura 8.4: Registro sísmico de la estación sísmica Huanayo-Huancayo del 28 de diciembre al 29 de diciembre de 1990, revela que el posible factor desencadenante fue un sismo asociado a la falla Huaytapallana (Fuente: Masa 1992)

### 8.2.3. ANÁLISIS DE LAGUNAS POTENCIALMENTE PELIGROSAS

Una característica distintiva en la evaluación de los peligros de glaciar es la necesidad de considerar los procesos interactivos y sus impactos acumulativos aguas abajo (GAPHAZ, 2017), estos procesos se dan en cadena iniciando en la cabecera de cuencas de alta montaña, asociados a movimientos en masa (avalancha de hielo, rocas flujo de detritos), que impactan en cuerpos de agua (usualmente de origen glaciar), provocando el desbordamiento de la laguna y rompimiento de su dique morrénico, convirtiéndose posteriormente en flujo de escombros, barro o flujos hiper concentrados que recorren aguas abajo (p. ej., Huggel et al., 2005; Lliboutry et al., 1977), ejemplos de estos tipos de eventos es el ocurrido el año 1990 en la cuenca del río Shullcas y más recientemente el aluvión originado en el Nevado Salkantay (Santa Teresa-Cusco), donde una avalancha mixta impactó en la laguna Salkantaycocha originando su desembalse que desencadenó un aluvión a lo largo del río Salkantay, recorriendo 38 km hasta la desembocadura del río Vilcanota (INGEMMET et al. 2020 e INAIGEM et al. 2020). Este tipo de eventos nos dan a entender la relación directa existente entre las lagunas glaciares de alta montaña y la ocurrencia de peligros geológicos aguas abajo en la desembocadura de los valles glaciares originados por peligros en alta montaña. es por ello que este capítulo se centra en las lagunas de alta montaña ubicadas en la cabecera de la cuenca del río Shullcas que han sido y tienen la posibilidad de ser el origen de aluviones posteriores, así como los peligros de alta montaña (avalanchas de roca y hielo) encima de las mismas.

#### - Lagunas potencialmente peligrosas en la Cuenca del río Shullcas

En la cabecera de la cuenca del río Shullcas existen 4 grandes lagunas (Peñacocha, Ancapuachanan, Chuspicocha, y Lazo Huntay), de las cuales dos han sido origen de aluviones (Chuspicocha y Lazo Huntay), además de 5 pequeños cuerpos de agua (lagunas en formación), que actualmente no representan peligro.

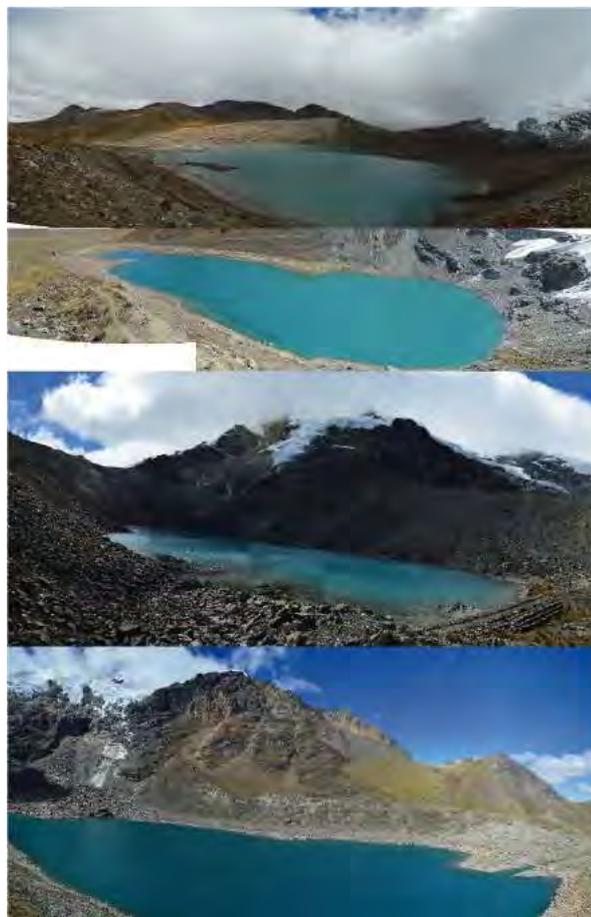
La ANA, a través de su unidad de evaluación de glaciares y lagunas ha obtenido la batimetría de las lagunas Lazo Huntay, Chuspicocha y Peñacocha, logrando calcular la profundidad máxima, y el volumen que estas lagunas han almacenado el año 2018. (tabla 8.2 y figuras 8.5 y 8.6)

Tabla 8.2: Datos obtenidos de trabajos batimétrico (fuente; ANA, 2018)

Datos	Lazo Huntay	Chuspicocha	Peñacocha
Distrito	Huancayo	El Tambo	El Tambo
Volumen	2 400 825 m <sup>3</sup>	1 338 206 m <sup>3</sup>	297 630 m <sup>3</sup>
Profundidad máxima	30 m	25 m	18 m



Figura 8.5: Ubicación de las lagunas en la cabecera de la cuenca del río Shullcas (Fuente: Elaboración)



**LAGUNA PEÑACOCHA**

Zona:18 L  
 X (Metros): 8685561.8  
 Y (Metros): 491933.45  
 Z (m s.n.m): 4759

**LAGUNA LAZO HUNTAY**

Zona:18 L  
 X (Metros): 8681518.7  
 Y (Metros): 493989.10  
 Z (m s.n.m): 4651

**LAGUNA ANCAPUACHANAN**

Zona:18 L  
 X (Metros): 8684317.8  
 Y (Metros): 492892.7  
 Z (m s.n.m): 4716

**LAGUNA CHUSPICOCHA**

Zona:18 L  
 X (Metros): 8684136.6  
 Y (Metros): 492656.99  
 Z (m s.n.m): 4640

Figura 8.6: Fotografías de las lagunas en la cabecera de la cuenca del río Shullcas (Fuente: Elaboración propia)

- **Área y orientación de los glaciares que drenan a la cuenca del Río Shullcas**

Desde el último evento aluviónico suscitado en 1990, los glaciares en la cuenca del Río Shullcas (pertenecientes a los nevados Huaytapallana, Talvez y Chuspi) han disminuido de 6.59 km<sup>2</sup> (Masa 1992) a 3.60 km<sup>2</sup> hasta el año 2016, de igual manera sus masas de hielo se han fragmentado y dividido, provocando que el frente glaciar ahora se sitúe en pendientes más abruptas, de igual manera ha dejado expuesto el basamento rocoso (antes cubierto por masas de hielo) incrementando procesos de crioclastia e intemperismo favoreciendo la inestabilidad de las masas de hielo y roca. Estos glaciares que antes fluían en un 90.7% hacia el Suroeste, ahora fragmentados y divididos fluyen en su mayoría hacia el Sur 22%, Suroeste 31%, Oeste 25% y Noroeste 10% (figura: 8.7), incrementando la posibilidad de impactos de avalanchas de roca, hielo o mixtas en las lagunas glaciares ubicadas a sus pies (Peñacochoa, Ancapuachanan, Chuspicocha y Lazo Huntay)

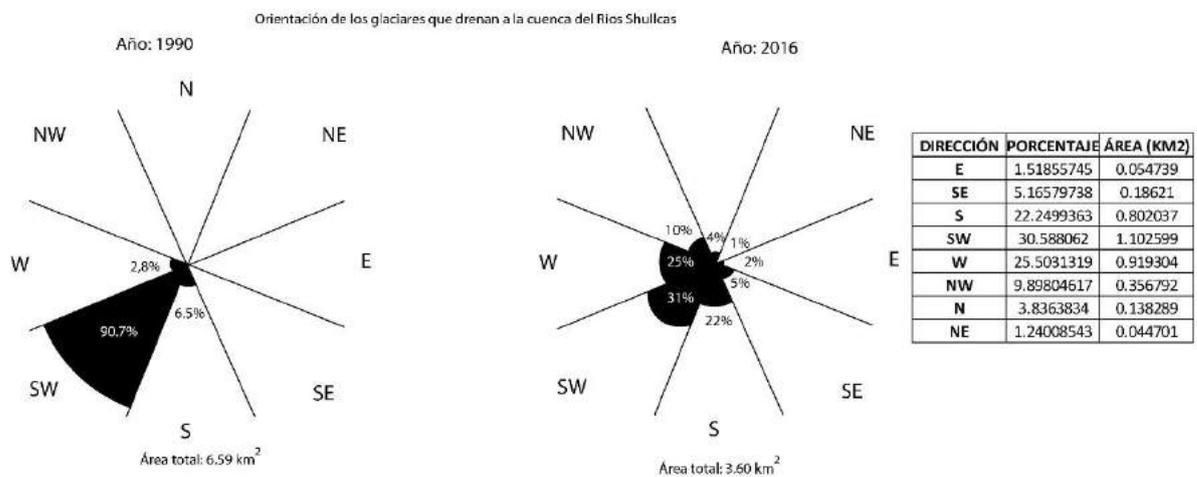


Figura 8.7. Dirección de los glaciares en 1990 (último evento aluviónico) (Masa 1992) comparado con la dirección glaciar en el 2016. Muestra la reducción y fragmentación del área glaciar en la cuenca Shullcas



Figura 8.8: Muestra como las masas de hielo del Nevado Chuspi, ahora se sitúan en pendientes abruptas, además señala la cicatriz de la zona de desprendimiento de la avalancha que produjo el aluvión de 1990, que llegó hasta la ciudad de Huancayo (Fuente: Elaboración propia)

## 8.2.4. SIMULACIÓN DE PELIGRO DE AVALANCHAS Y FLUJO DE DETRITOS.

El software RAMMS por sus siglas en inglés Rapid Mass Movements, es un software de simulación numérica bidimensional desarrollado por el Instituto Federal Suizo de Investigación (WSL/SLF), creado para calcular la velocidad, magnitud, altura, presión y alcance de los movimientos de masa (avalanchas de nieve, deslizamiento de rocas, flujo de escombros y deslizamientos de tierra pocos profundos), este modelo numérico se basa en ecuaciones mecánicas que se resuelven para el esquema reológico propuesto por Voellmy (Cristen et al., 2010), sobre la base de un modelo de elevación digital.

Para poder hacer simulaciones numéricas en RAMMS, requerimos una representación precisa del terreno, donde el usuario debe definir las condiciones iniciales (Ubicación y tamaño de la masa liberada) y parámetros de fricción en el área de estudio (rugosidad y vegetación), además de especificar el material (por ejemplo: nieve, hielo, contenido de lodo de flujo de escombros).

### a) Modelo matemático empleado por el software Ramms

RAMMS, emplea un modelo de fricción de fluido Voellmy, que se basa en el enfoque de Voellmy-Salm (nos referimos a Slam et al., 1990 (3) y Slam 1993 (4)), (RAMMS\_AVAL\_MANUAL)

### b) Modelo de fricción física

RAMMS, utiliza la ley de fricción de Voellmy, el cual divide la resistencia a la fricción en dos partes:

fricción de tipo Coulomb seco (coeficiente  $\mu$ )

Fricción de velocidad al cuadrado o fricción viscoso-turbulenta (coeficiente  $\epsilon$ )

Donde  $\mu$  escala con la tensión normal y  $\epsilon$ , estableciendo la resistencia a la fricción:  $S$  (Pa), bajo la siguiente fórmula:

$$S = \mu \rho H g \cos \phi + \frac{\rho g U^2}{\epsilon}$$

Donde:

P: Es la densidad del flujo.

g: Aceleración gravitacional.

$\phi$ : Es el ángulo de inclinación de la pendiente.

H: la altura del flujo.

U: velocidad del flujo, expresada como vector ( $u_x, u_y$ )

De la fórmula se puede extraer el Valor "N", como la tensión normal en la superficie de rodadura, siendo este

$$N = \rho H g \cos \phi$$

El modelo de Voellmy explica la resistencia de la fase sólida ( $\mu$  a veces se expresa como la tangente del ángulo de corte interno) y una fase fluida viscosa o turbulenta ( $\xi$  fue introducido por Voellmy usando argumentos hidrodinámicos). Los coeficientes de fricción son responsables del comportamiento del flujo.  $\mu$  domina cuando el flujo está a punto de detenerse,  $\xi$  domina cuando el flujo corre rápidamente (RAMMS\_AVAL\_MANUAL)

c) Yield Stress (estrés de rendimiento)

RAMMS, ha modificado la ecuación básica de Voellmy para incluir el límite elástico (cohesión), teniendo en cuenta que los materiales como barro y nieve, no exhiben una relación lineal ( $\mu$ : constante), de esta manera se introduce un valor  $N_0$ , para modelar el límite elástico, con este nuevo valor es posible modelar materiales plásticos elásticos, entonces  $N_0$ , será el límite elástico y  $\mu$ , sera el parámetro de endurecimiento, entonces la nueva ecuación de resistencia a la fricción (S), será:

$$S = \mu N + \frac{\rho g U^2}{\xi} + (1 - \mu)N_0 - (1 - \mu)N_0 e^{-\frac{N}{N_0}}$$

Donde  $N_0$ , es el límite del material que fluye. A diferencia de una relación de tipo Mohr-Coulomb estándar, esta fórmula asegura que S tiende a cero, cuando N y U tienden a cero, de esta manera aumenta el esfuerzo cortante y por lo tanto hace que la avalancha detenga, dependiendo del valor de  $N_0$

d) Curvatura

Esta variable hace que la fuerza normal N, incluya las fuerzas centrífugas que surgen de la curvatura del terreno. Utilizando el método propuesto de Fischer et al 2012, de esta manera la aceleración centrífuga f es una función tanto de la velocidad de la avalancha como de la curvatura del terreno, así esta aceleración se calcula de la siguiente manera:

$$f = \mathbf{u} \mathbf{k} \mathbf{u}^T$$

siendo k, la matriz que describe la curvatura del recorrido de flujo en todas las direcciones, incluida la "torsión" a lo largo del recorrido, entonces la fuerza centrífuga es:

$$F = \rho h f$$

Esta fuerza se suma a la fuerza normal (N), usualmente esto aumenta la fricción, lo que produce que la avalancha disminuya en trayectoria de flujo sinuosos y retorcidos.

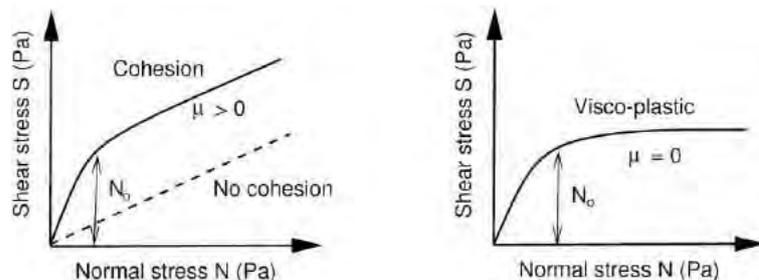


Figura 8.9: Relación entre el esfuerzo Normal (N) y cortante ( $\tau$ ), muestra que el esfuerzo del fluido “ $\tau$ ” aumenta el esfuerzo cortante para presiones normales altas. A presiones normales bajas (alturas de flujo pequeñas), el esfuerzo cortante aumenta rápidamente de  $\tau = 0$  a  $\tau = \tau_c$ , la pendiente de la relación  $\tau$  vs N será  $\mu$ , cuando las presiones Normales son grandes, Si  $\mu=0$ , tenemos un comportamiento visco plástico (Fuente: tomado de RAMMS\_AVAL\_MANUAL)

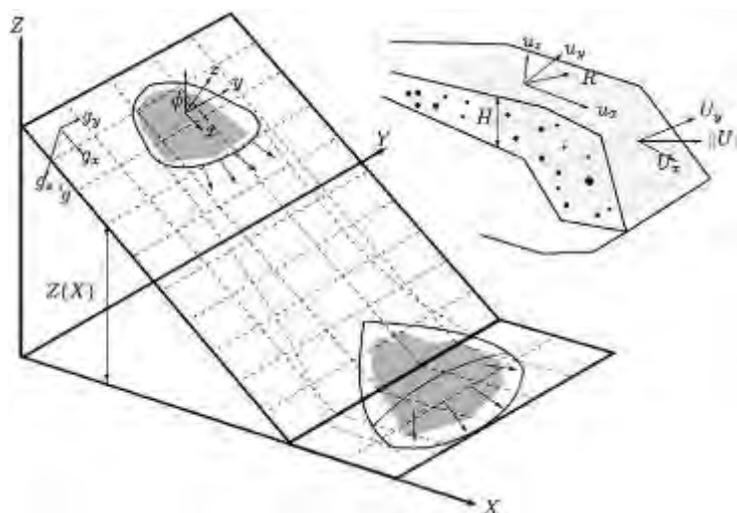


Figura 8.10: Ejemplo gráfico de la malla estructurada, producida por la topografía del terreno y el material simulado para un modelo numérico de avalanchas en tres dimensiones (Fuente: Christen et al 2010)

## 8.2.5. IDENTIFICACIÓN DE BLOQUES SUSCEPTIBLES A GENERAR AVALANCHA

Los peligros debidos a la degradación de la criósfera (todas las formas en las que el agua puede encontrarse en estado sólido en las regiones de la sierra de Perú: glaciares, glaciares rocosos, nieve y permafrost.) por el impacto del cambio climático, están condicionados por el retroceso glaciar, a medida que las masas de hielo retroceden, los frentes glaciares quedan situados en pendientes abruptas, la diferencia de pendientes favorece las fracturas de hielo y formación de seracs que desestabilizan estas masas, de igual manera el basamento rocoso antes cubierto por masas de hielo queda expuesto a mayores intensidades de procesos de crioclastia e intemperismo que favorecen su desestabilización. Las aguas de deshielo glaciar (meltwater) fluyen de los frentes glaciares (zonas de ablación) y si las condiciones topográficas son óptimas parte de estas aguas forman lagunas glaciares, que sirven como zonas de almacenamiento de agua, pero por su cercanía a las caras escarpadas de la montaña con bloques de hielo y roca inestables las convierten en peligros potenciales (ver apartado 8.2.3.1), La identificación de los bloques inestables se dio en campo (caracterización descriptiva) identificando (20 bloques inestables), así mismo se analizó los diques de lagunas, las cuales son actualmente antrópicas hechas de manera rudimentaria. (figura 8.10)

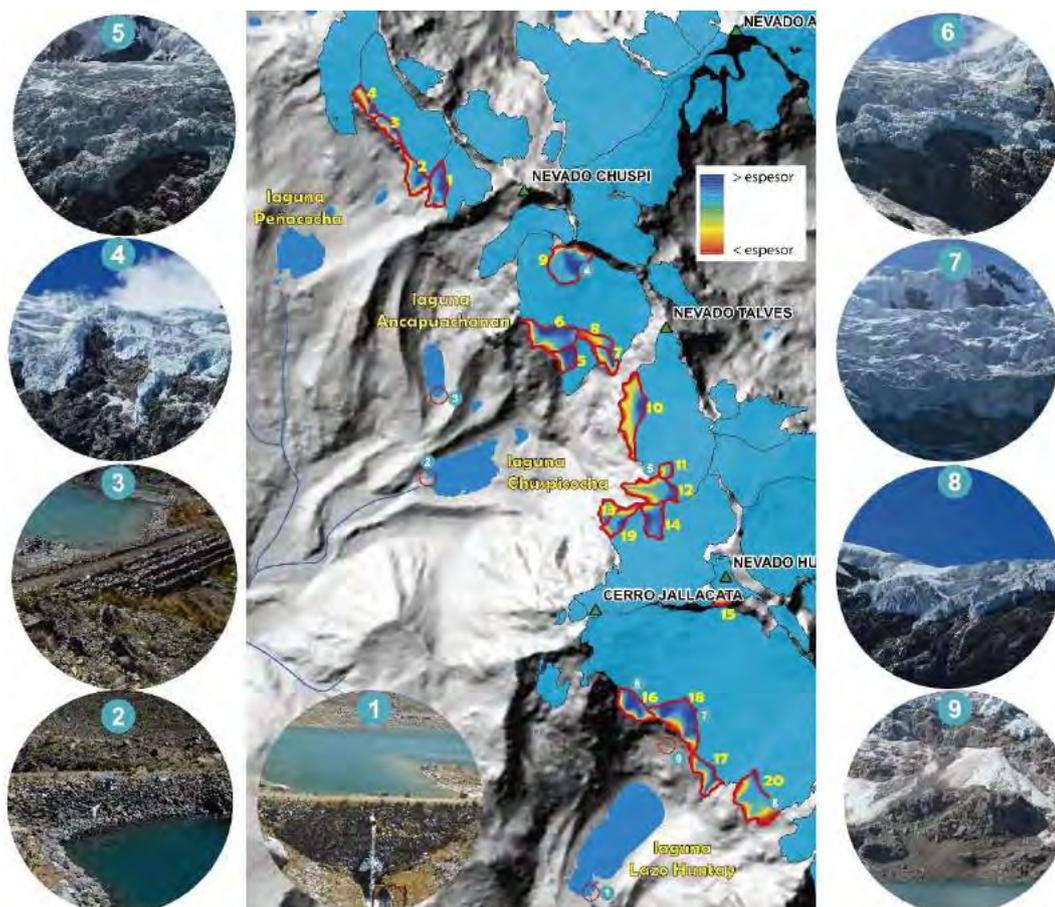


Figura 8.11: Muestra la ubicación de los bloques inestables identificados cualitativamente en campo (números amarillos), los números en círculos celeste muestran la ubicación de las fotografías a lado del mapa

EL volumen de los bloques de hielo fue estimado a partir del cálculo volumétrico realizado en el apartado (5.2.1) y se resumen en la tabla 8.3

Tabla 8.3: Resumen de los bloques inestables estimados empíricamente en la cabecera de la cuenca del Río Shullcas

N° del Bloque	Área (m <sup>2</sup> )	Volumen (m <sup>3</sup> )	elevación media (m s.n.m)	Pendiente media (°)
1	23948.2588	221,769.72	5102.91	38.32
2	23123.9722	173,225.16	5027.28	35.74
3	12796.9617	96,976.08	5051.45	35.49
4	13139.2025	74,323.44	5047.62	34.61
5	15623.5206	261,326.52	4946.61	32.1
6	41019.5903	699,818.76	5041.01	37.49
7	13104.2575	242,453.52	5036.34	27.27
8	14370.6119	330,493.68	5069.54	32.38
9	43563.7974	753,925.32	5332.54	37.93
10	48369.2158	602,229.96	5149.45	37.02
11	6899.67121	74,119.68	5288.72	36.26
12	36404.1506	376,243.2	5242.14	37.11
13	11284.8827	105,408.36	5077.73	44.64

14	24035.9119	356,648.04	5276.57	33.35
15	6288.91119	15,638.04	5456.06	44.56
16	25361.7281	356,374.44	4999.3	37.58
17	22956.7487	260,362.8	4950.57	41.73
18	50698.6159	731,088	5033.32	38.65
19	19716.7458	243,818.64	5157.78	37.99
20	50030.6411	704,370.6	5112.59	33.87

En base a estos datos se simularon 3 escenarios de alto peligro, teniendo en cuenta que los bloques 1 al 4 afectarían a la laguna Peñacocha, los bloques del 5 al 14 afectarían a las lagunas Acapuachanan y Chuspicocha y los bloques del 15 al 20 a la laguna Lazo Huntay

## 8.3 RESULTADOS

Como resultado se ha simulado, 3 escenarios de avalanchas en la cabecera de la cuenca del río Shullcas, teniendo en cuenta los escenarios más desfavorables que pueden ser desencadenados por sismos de grandes magnitudes asociados a la falla Huaytapallana, que históricamente han desencadenado avalanchas en esta cuenca.

A continuación, los resultados se explican por escenario:

### 8.3.1. ESCENARIO DE AVALANCHAS

#### a) Escenario 1: Avalanchas que afecten la laguna Peñacocha

La laguna Peñacocha de  $297\ 630\ m^3$  y 18 m de profundidad (según los datos batimétricos publicados por la ANA), sería afectada por avalanchas de los boques 1-4, con un volumen total simulado de  $640\ 384\ m^3$  ( $0.6\ Mm^3$ ) con un volumen de liberación estimado de  $299\ 860\ m^3$  ( $0.3\ Mm^3$ ), que alcanzarían la laguna a los 56 segundos de producido el desprendimiento, los datos máximos de velocidad que alcanzaría la avalancha sería de 47.4 m/s, una altura máxima de 24 m, y presión máxima de 2247.84 kPa durante su recorrido, finalmente el volumen total ingresado dentro de la laguna sería de  $127\ 493\ m^3$  ( $0.13\ Mm^3$ ), con una altura media de 2.6 m y máxima de 6.32 m (figura: 8.11)

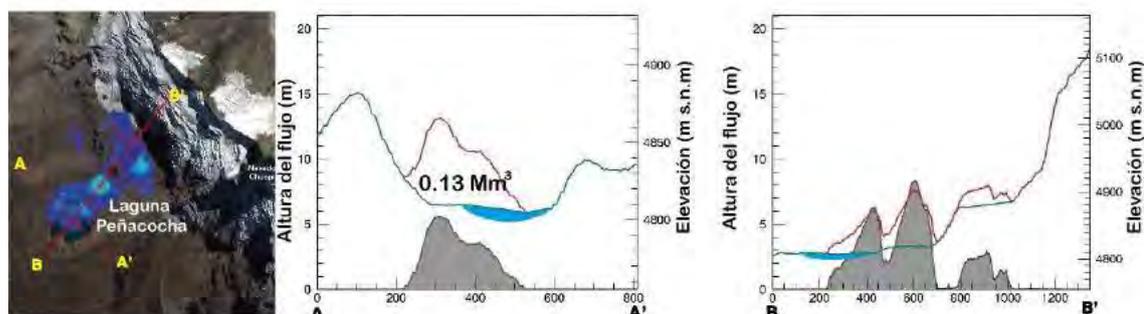


Figura 8.12: Análisis del depósito final de la avalancha para estimar el volumen ingresado a la laguna Peñacocha, el área gris representa la altura del depósito (escala izquierda), la línea roja representa el perfil del depósito multiplicado por 50, sobre la línea verde que es la topografía del perfil (escala derecha). (Fuente elaboración propia usando el software RAMMS)

## b) Escenario 2: Avalanchas que afectan la laguna Ancapuachanan y Chuspicocha

La laguna Acapuachanan no presenta datos batimétricos, mientras que la laguna Chuspicocha en base a trabajos batimétricos de la ANA, establecen un volumen total de  $1\,338\,206\text{ Mm}^3$  ( $1.3\text{ Mm}^3$ ), con una profundidad de 25 metros. El volumen total simulado de avalancha fue de  $3\,777\,635\text{ m}^3$ , ( $3.8\text{ Mm}^3$ ) (bloques 5 al 14), donde el volumen de liberación estimado es de  $749\,752\text{ m}^3$  ( $0.7\text{ Mm}^3$ ), con una velocidad máxima de  $56.86\text{ m/s}$ , altura máxima de flujo de  $62.59\text{ m}$  y presión máxima de  $3\,233.69\text{ kPa}$ , que impactaran con la laguna a los 88 segundos de producido el desprendimiento, siendo la laguna más afectada la laguna Chuspicocha donde ingresaría un total de  $1\,278\,713\text{ m}^3$  ( $1.3\text{ Mm}^3$ ), con una altura mínima de  $4.63\text{ m}$ , media de  $12.5\text{ m}$  y máxima de  $20.67\text{ m}$ . (ver figura 8.12). En cuanto a la laguna Ancapuachanan, el volumen total depositado fue de  $41\,886\text{ m}^3$  ( $0.041\text{ Mm}^3$ ), donde la altura media del flujo fue  $2.6\text{ m}$ , y la máxima de  $7.68\text{ m}$ . (Ver figura 8.13)

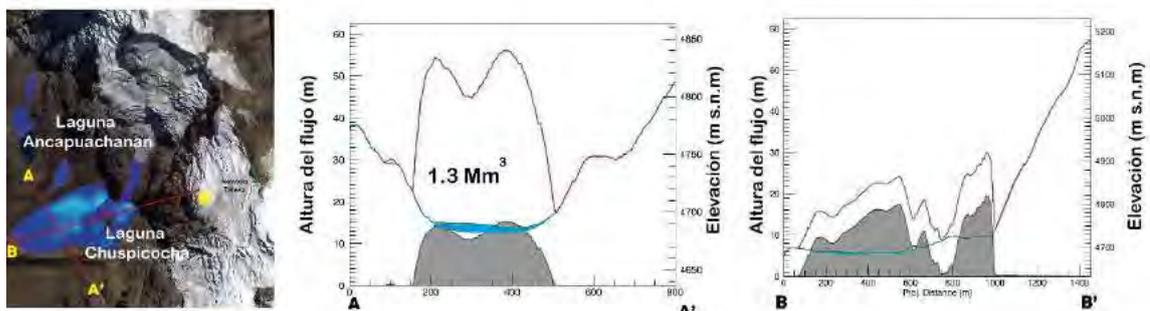


Figura 8.13: Análisis del depósito final de la avalancha para estimar el volumen ingresado a la laguna Chuspicocha, el área gris representa la altura del depósito (escala izquierda), la línea roja representa el perfil del depósito multiplicado por 50, sobre la línea verde que es la topografía del perfil (escala derecha). (Fuente elaboración propia usando el software RAMMS)

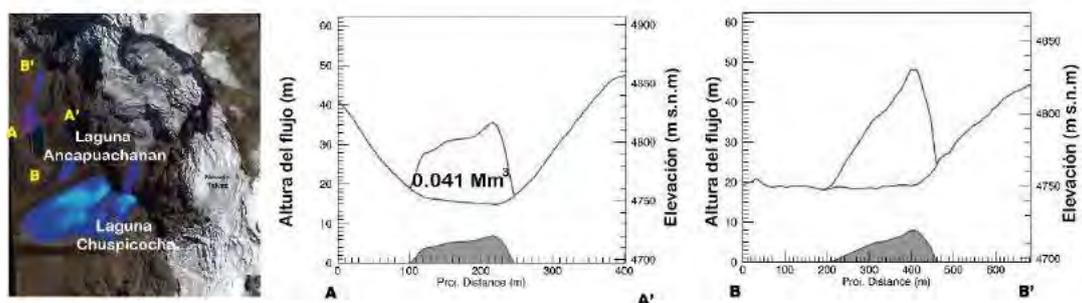
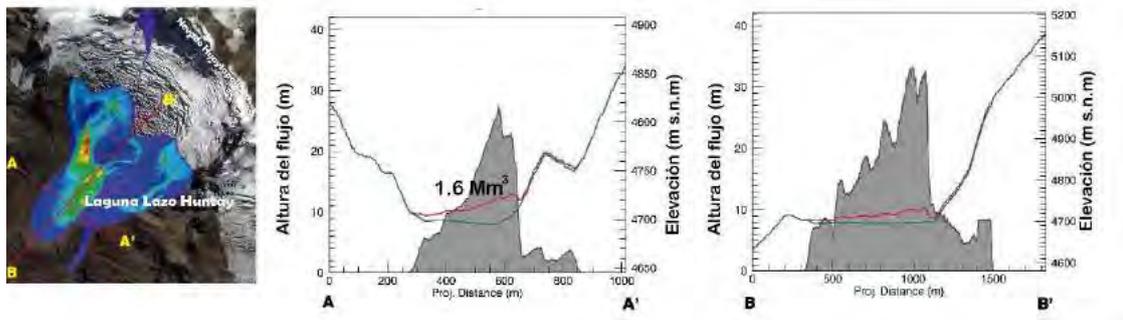


Figura 8.14: Análisis del depósito final de la avalancha para estimar el volumen ingresado a la laguna Ancapuachanan, el área gris representa la altura del depósito (escala izquierda), la línea roja representa el perfil del depósito multiplicado por 50, sobre la línea verde que es la topografía del perfil (escala derecha). (Fuente elaboración propia usando el software RAMMS)

## C) Escenario 3: Avalanchas que afectan la laguna Lazo Huntay

La laguna Lazo Huntay según los trabajos realizados por la ANA presenta un volumen de  $1\,630\,331\text{ m}^3$ , con una profundidad de  $30\text{ m}$ , esta laguna sería afectada por los bloques 15-20, con un volumen simulado total de  $2\,068\,301\text{ m}^3$ , con una velocidad máxima de  $52.73\text{ m/s}$ , altura máxima de flujo de  $42.1\text{ m}$ , y presión máxima de  $2780.4\text{ kPa}$ . El impacto a la laguna se daría a los  $105$  segundos, siendo el material ingresado a la laguna de  $1\,630\,331\text{ m}^3$  ( $1.6\text{ Mm}^3$ ), con una altura mínima de  $0.11\text{ m}$ , media de  $8.35\text{ m}$  y máxima de  $71.07\text{ m}$ . (ver figura 8.14)



**Figura 8.15:** Análisis del depósito final de la avalancha para estimar el volumen ingresado a la laguna Lazo Huntay, el área gris representa la altura del depósito (escala izquierda), la línea roja representa el perfil del depósito multiplicado por 50, sobre la línea verde que es la topografía del perfil (escala derecha). (Fuente elaboración propia usando el software RAMMS)

Los resultados se resumen en la tabla 8.4 y figura 8.15

**Tabla 8.4:** Datos y resultados de las simulaciones realizadas.

N° del Bloque	Volumen simulado (m)	H (del bloque) (m)	Laguna de Impacto	Volumen de impacto en la laguna (m <sup>3</sup> )	Volumen de la laguna (ANA)	Profundidad de la laguna (ANA)(m)
1	298262	9.42	Peñacocha	127,493.3	297,630	18
2	172494	5.8				
3	96574.9	5.9				
4	73054.1	4.5				
5	261326.52	13.8	Ancapuachanan	41,886.41	no data	no data
6	699818.76	13.1	Chuspicocha	1'278,713.13	1'338,206	25
7	242453.52	15.5				
8	330493.68	17.9				
9	753925.32	13				
10	602229.96	9.2				
11	74119.68	8.5				
12	376243.2	7.9				
13	105408.36	6.4				
14	356648.04	11.5				
15	15638.04	1.5	Lazo Huntay	1'630,331.88	2'400,825	30
16	356374.44	10.7				
17	260362.8	8.3				
18	731088	10.8				
19	243818.64	9.2				
20	704370.6	11.38				

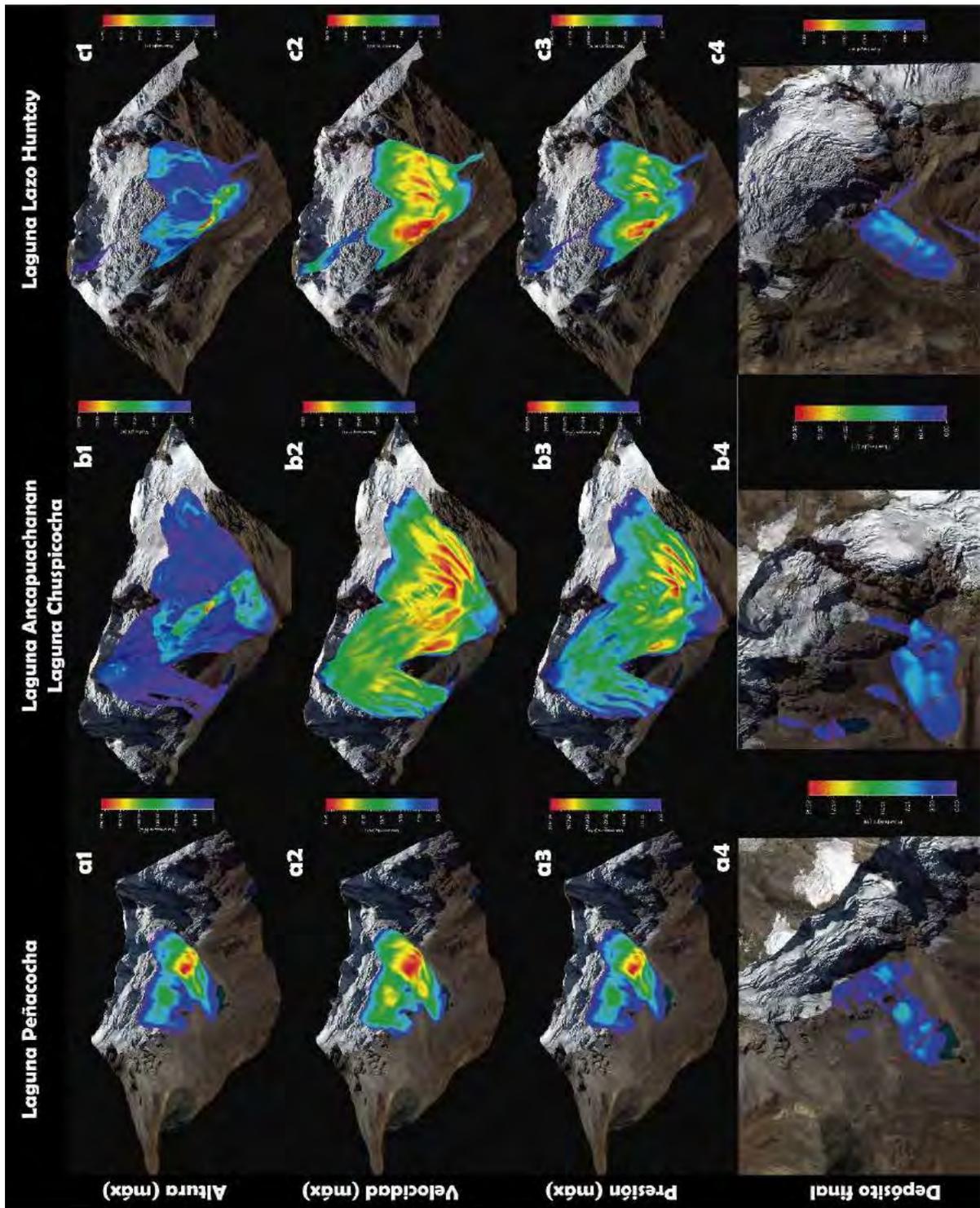


Figura 8.16: Resultados de simulaciones numéricas usando el software RAMMS,

Usando una densidad de  $1000 \text{ Kg/m}^3$ ,  $\mu=0.12$ ,  $\xi=1000 \text{ m/s}^2$  (Schneider, Huggel, Cochachin, Guillén y García 2014). Las figuras a, representan las simulaciones en la laguna Peñacocha, b: las simulaciones en la laguna Ancapuachanan y Chuspicocha y c: las simulaciones en la laguna Lazohuntay, el valor numérico 1 son los resultados de las alturas máximas, 2 representa las velocidades máximas, 3 las presiones del flujo máximas y 4 el depósito final del flujo para cada laguna evaluada (a, b y c).

### 8.3.2. SIMULACIÓN DE ALUVIÓN, EN LA CUENCA SHULLCAS

Los flujos de detritos se comportan mecánicamente como un fluido No-Newtoniano, esto debido a la cantidad de sólidos que transporta, donde la concentración volumétrica de estos ( $C_v$ ), calculada del porcentaje total de la mezcla (sólido-agua) puede superar el 20% y llegar hasta el 80% (Costa 1988) definir 3 hidrogramas que represente el volumen, de impacto en las lagunas, calculado con el modelamiento RAMMS, los hidrogramas son de forma triangular ya que simulan el desembalse violento en máximo 120 min, a diferencia de un hidrograma de precipitaciones pluviales que puede llegar a alcanzar más de 24 hrs, la concentración de sedimentos se consideró  $C_v$ : 0.35 con un pico de 0.47, tomando en cuenta el trabajo de Masa 1990.

El área de cómputo se estableció a lo largo del cauce del río Shullcas, hasta el abanico aluvial, donde se sitúa la ciudad de Huancayo y en donde desemboca al río Mantaro, los valores de fricción (número de Manning) fueron los siguientes (Tabla 8.5):

**Tabla 8.5:** Números de Manning asignados para la Cuenca Shullcas.

COMPONENTE	N - Manning
Cauce del río	0.04
Márgenes de quebrada y zonas aledañas al cauce	0.055
Zonas Urbanas	0.015
Avenidas principales	0.02

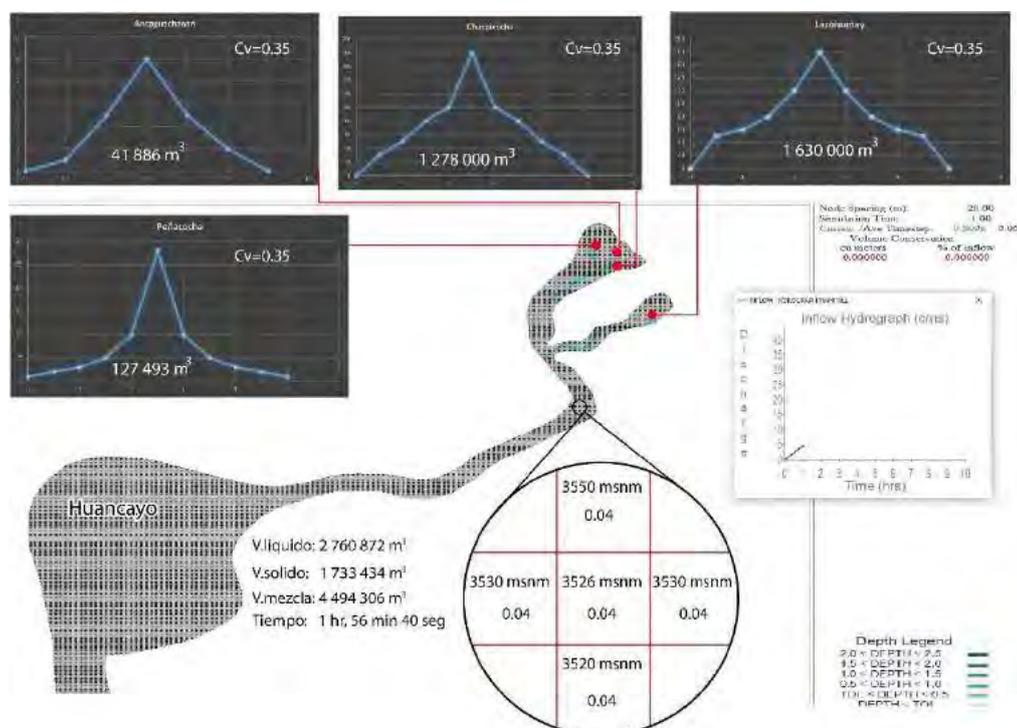


Figura 8.17: proceso de simulación de flujo de detritos en la cuenca del río Shullcas, hasta su desembocadura en el río Mantaro

Finalmente, como resultados se obtuvieron masas de tirantes máximos, velocidades en base al cual se generó el mapa de peligros (figuras 8.18 al 8.20)

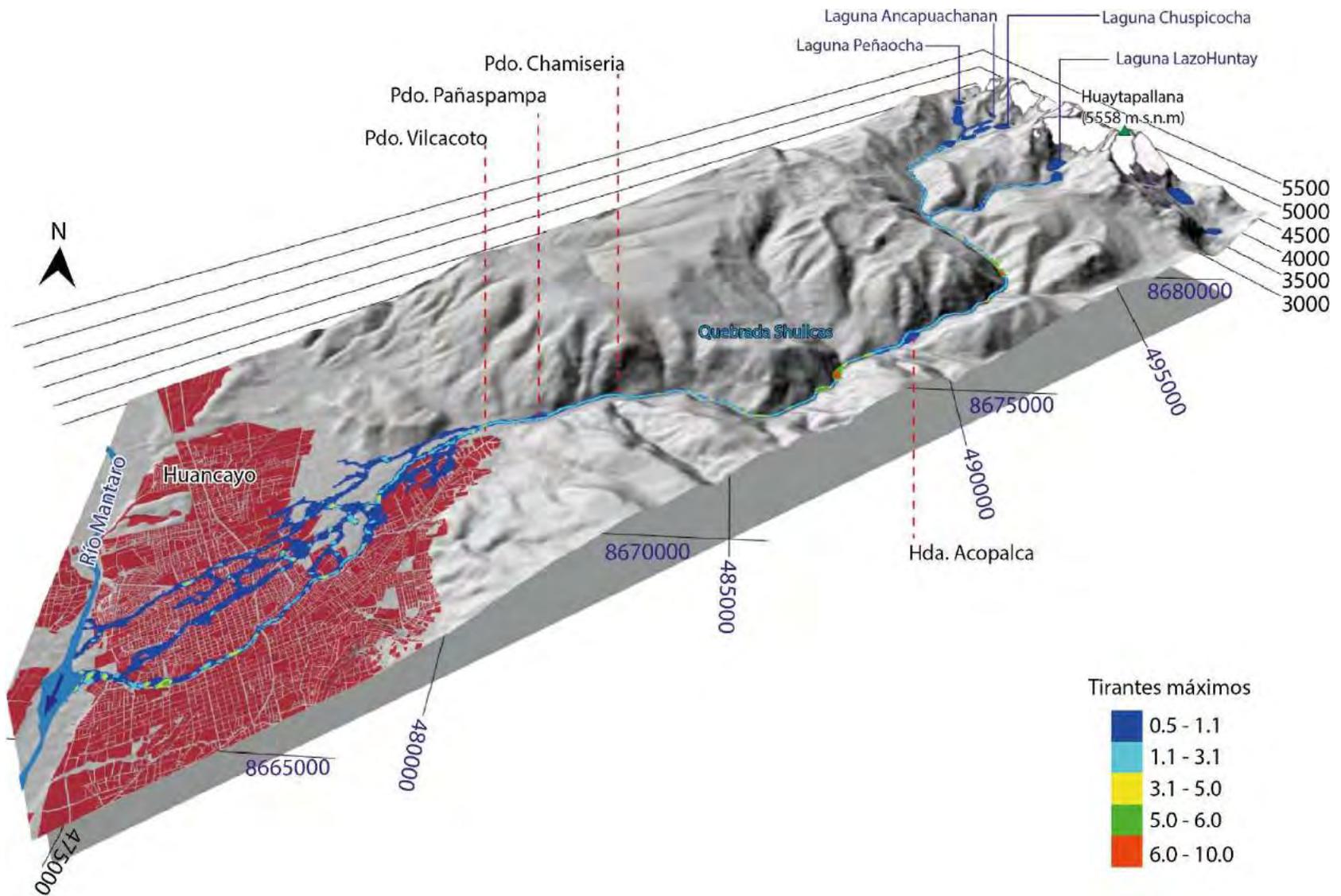


Figura 8.18: Tirantes máximos, de un fujo de detritos originados en la parte alta de la cuenca Shullcas.

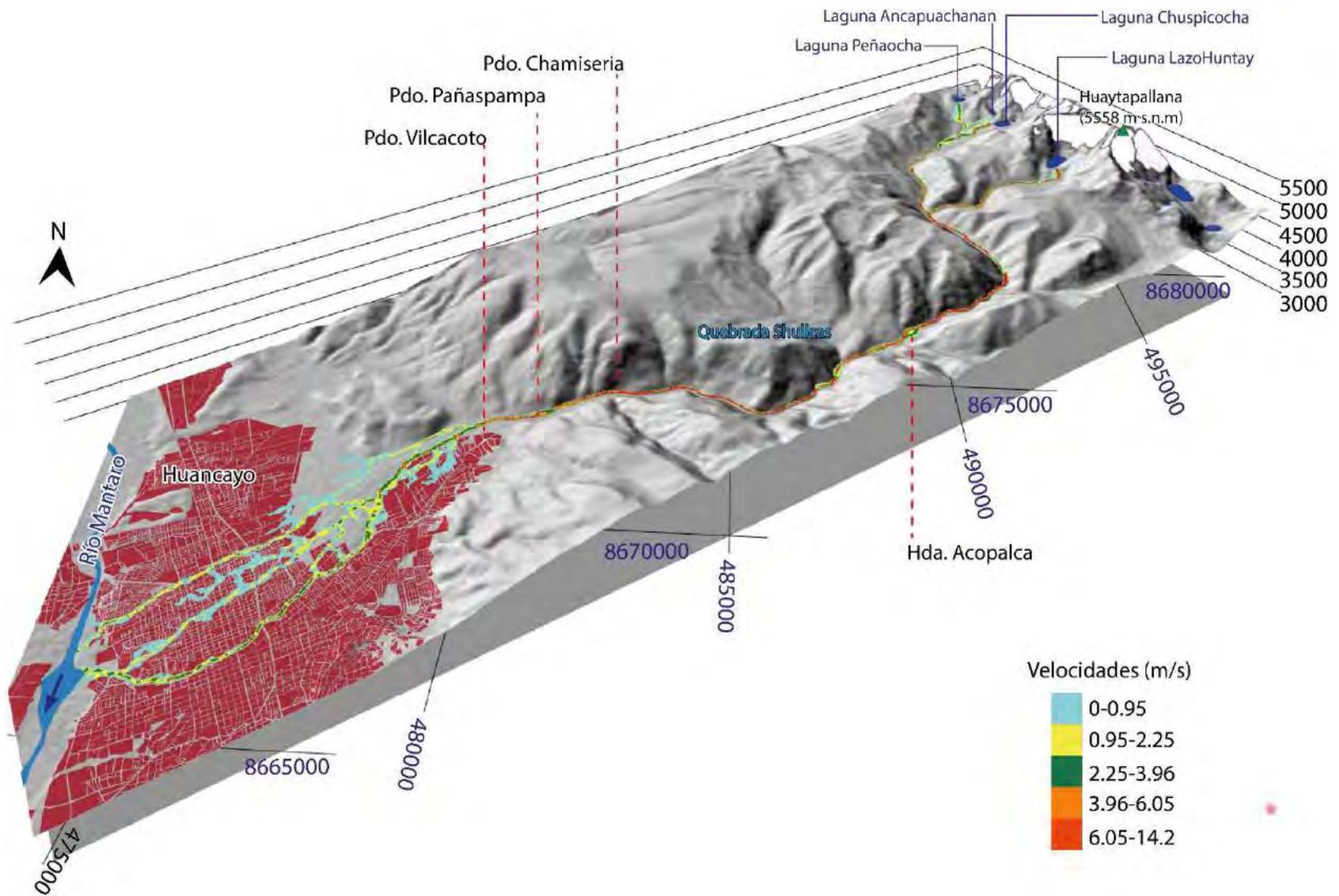


Figura 8.19: Velocidades, de un flujo de detritos originados en la parte alta de la cuenca Shullcas

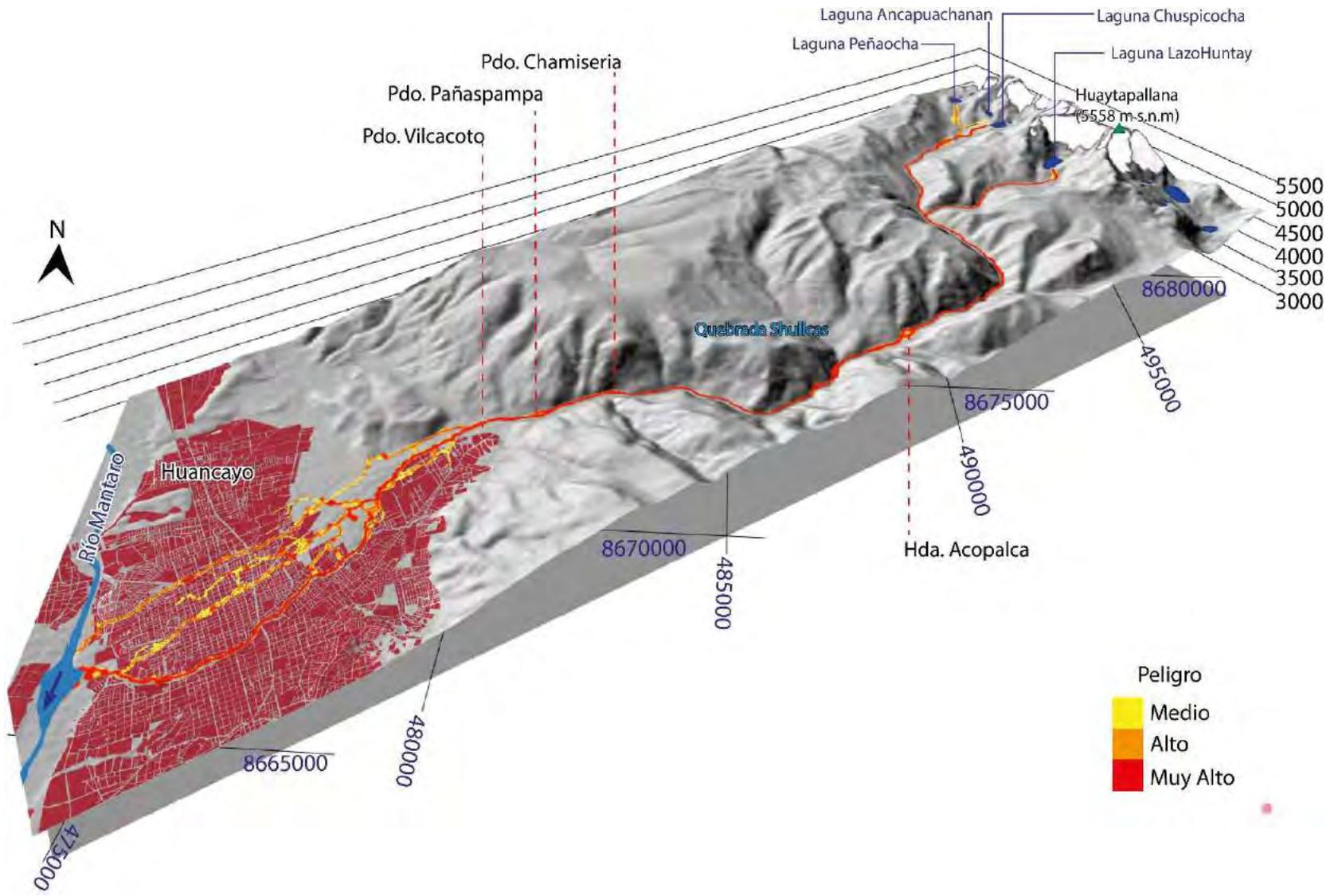


Figura 8.20: Niveles de peligro, de un flujo de detritos originados en la parte alta de la cuenca Shullcas

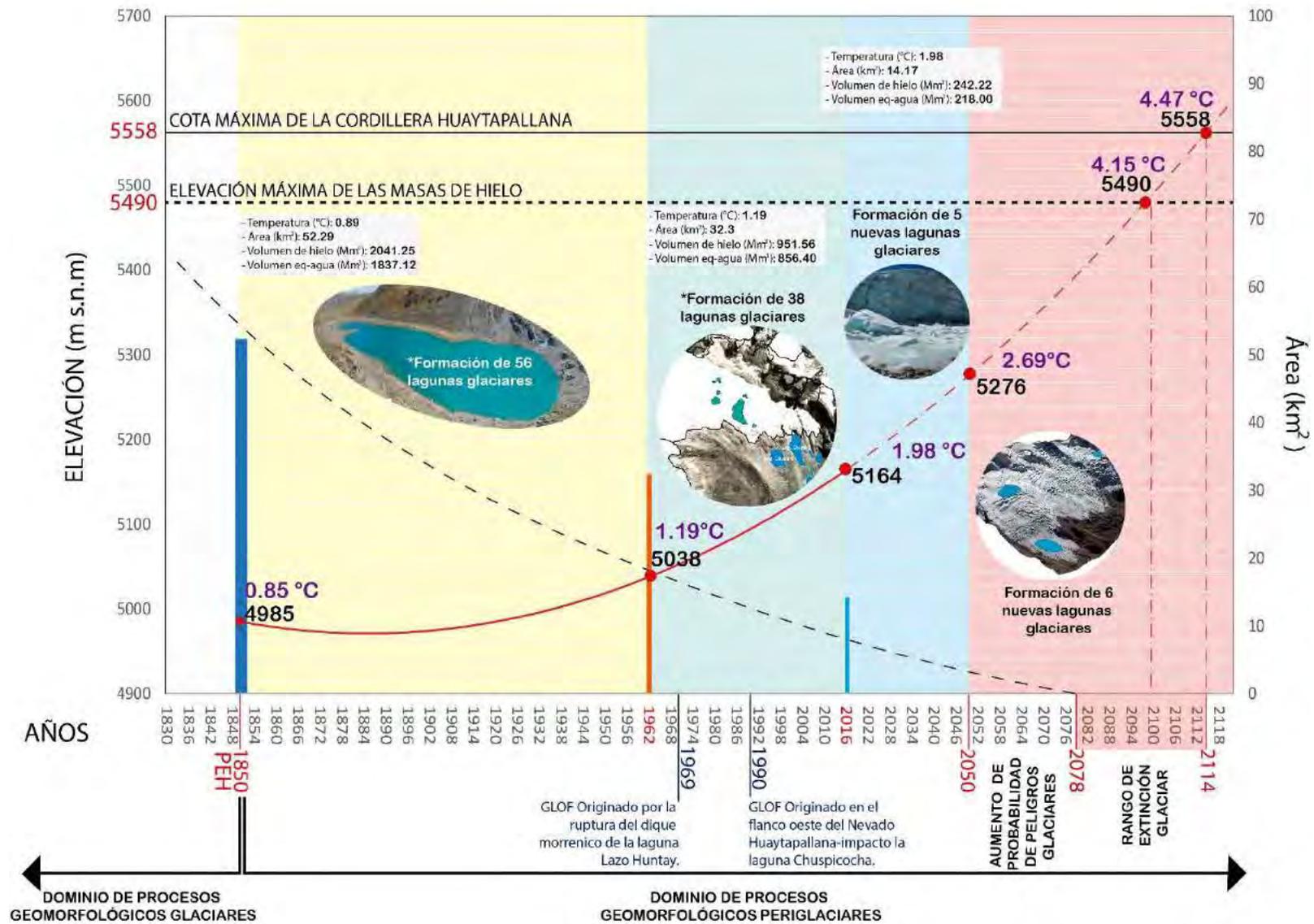
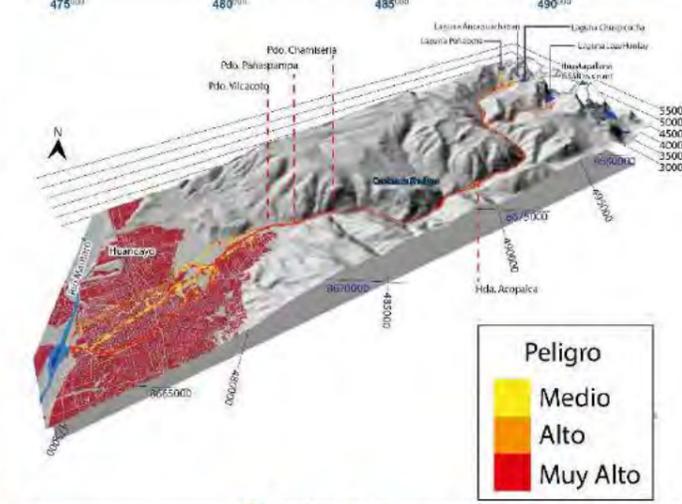
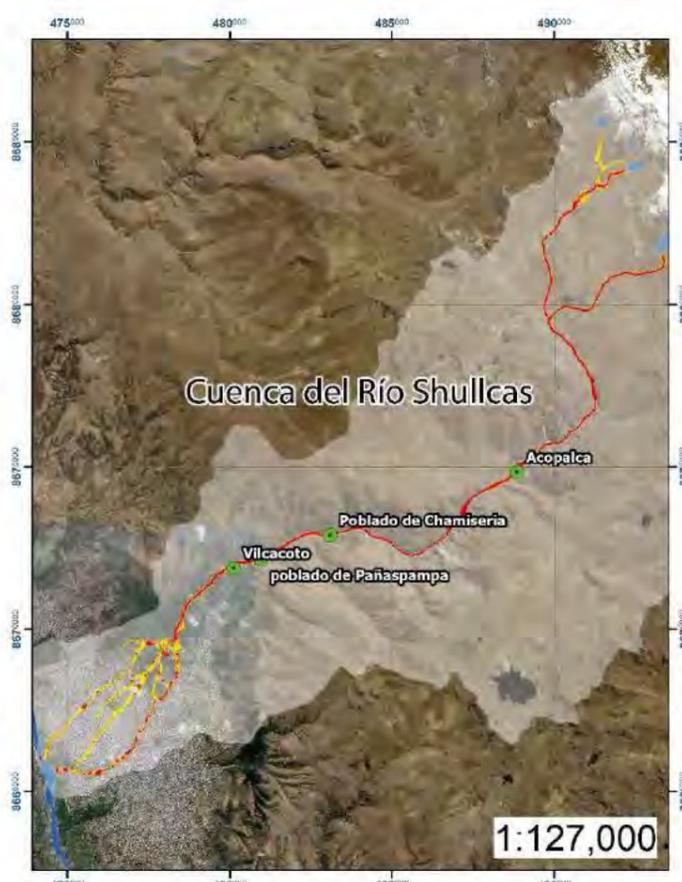
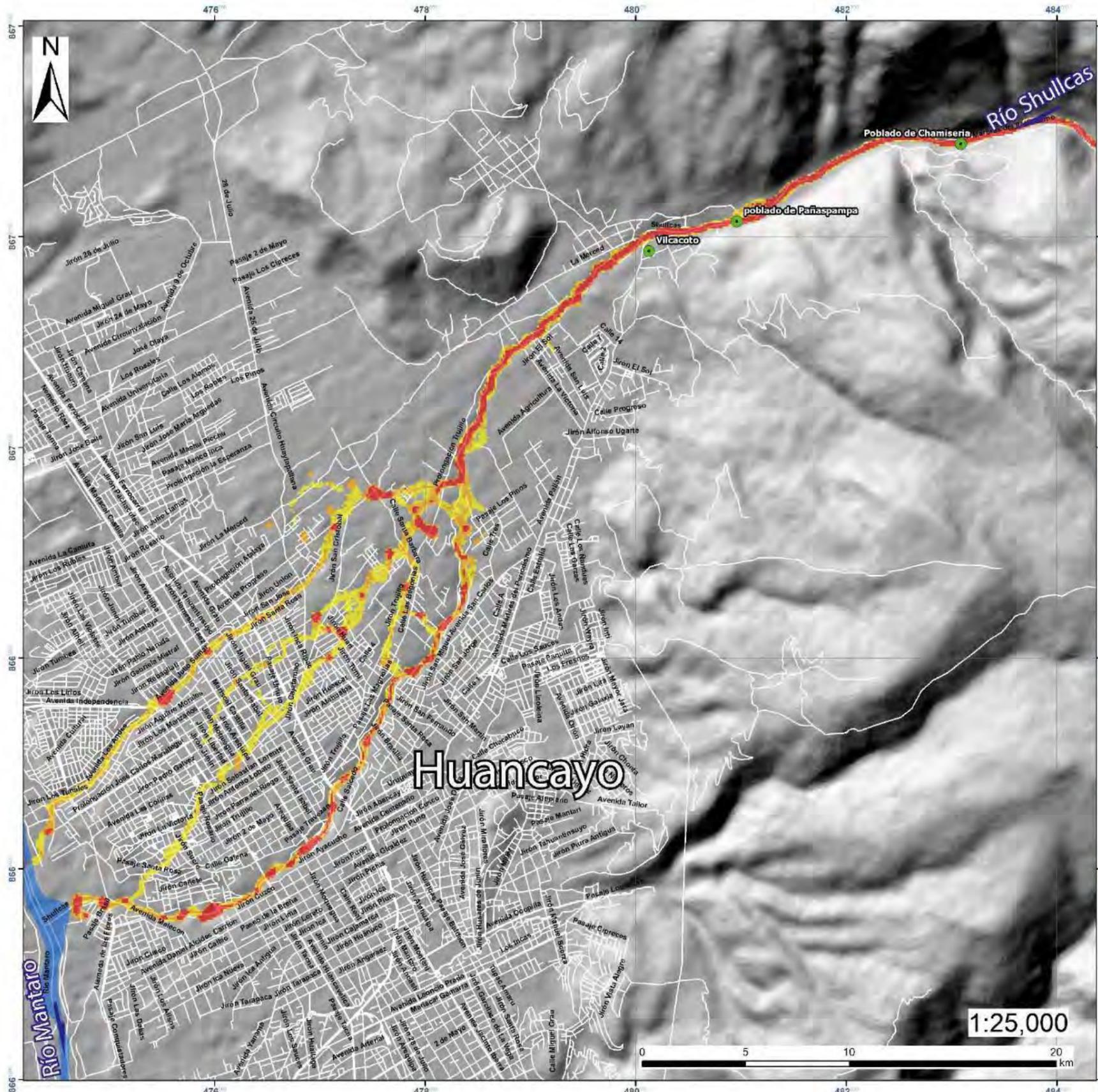


Figura 8.21: Cuadro resumen de los resultados obtenidos en la elaboración del presente trabajo de tesis.



SECTOR ENERGÍA Y MINAS  
**INGEMMET**  
INSTITUTO GEOLOGICO, MINERO Y METALURGICO

**UNIVERSIDAD NACIONAL SAN ANTONIO ABAD DEL CUSCO**  
Facultad de Ingeniería Geológica Minas y Metalurgia

*"Evidencias del cambio climático en los Andes centrales peruanos,  
derivados de registros geomorfológicos - Cordillera Huaytapallana (Junín, Perú)"*

<b>Mapa de niveles de peligro por flujos de detrito en un caso extremo (4 Mm<sup>3</sup> de volumen)</b>	MAPA <b>8</b>
Escala: 1:25 000 DATUM: UTM WGS 84 Zona: 18 Sur Versión digital. Año 2021	

# CONCLUSIONES

1. Mediante la fotointerpretación y cartografiado de campo se han diferenciado unidades geomorfológicas glaciares y peri glaciares en un área de 162.3 km<sup>2</sup>; obteniendo como resultado un mapa geomorfológico que aporta nuevo conocimiento geo científico al Área Natural Protegida “Huaytapallana”.
2. Las evidencias geomorfológicas nos han permitido delimitar 99 glaciares con una extensión 52.3 km<sup>2</sup> en la PEH, mediante el uso de fotografías aéreas se delimitó 118 glaciares en el año de 1962 con una extensión de 32.3 km<sup>2</sup> y el uso de una imagen satelital spot 7, sirvió para delimitar 130 glaciares con una extensión de 14.2 km<sup>2</sup> en el año 2016. Pudiendo cuantificar la desglaciación de posterior, con respecto a las dimensiones alcanzadas en la última expansión (PEH), así en 1962, la superficie (32.3 km<sup>2</sup>) se había reducido un 38%, y en el 2016 la superficie de los glaciares (14.2 km<sup>2</sup>), se habría reducido un 73%. Mientras que entre 1962 y 2016 el área glaciar se habría reducido en un 56%.
3. Se determinó que los glaciares de la Cordillera Huaytapallana, durante su última expansión alcanzaron un volumen de 2041 Mm<sup>3</sup>, Cuantificando la desglaciación posterior con respecto a las ultimas dimensiones alcanzadas en la PEH, En 1962 el volumen (951 Mm<sup>3</sup>) habían disminuido un 53% mientras que para el volumen del 2016 (242 Mm<sup>3</sup>) se habría reducido un 88%. Si comparamos la pérdida de volumen glaciar en el período 1962-2016, el porcentaje de pérdida sería 74%
4. Durante la PEH la ELA descendió hasta los 4985 m s.n.m., de modo que el área de acumulación de los glaciares abarcaba un intervalo de 505 m, entre la ELA y la altitud máxima de las lenguas de hielo (5490 m). desde este punto a 1962 (5038) la ELA se elevó 53 m, reduciendo la zona de acumulación a 452 m, comparando la ELA<sub>PEH</sub> con la ELA<sub>2016</sub> (5164) esta ascendió 179 m de forma que el intervalo de la zona de acumulación había disminuido a 326 m. La tendencia de la ELA también confirma la aceleración de la desglaciación, porque esta se elevó 126 m entre 1962-2016 incrementando más del doble la elevación de 53 m registrada entre el período PEH-1962.
5. Los sensores de temperatura (data loggers), instalados en el valle (3780 m s.n.m) y montaña glaciar (5000 m s.n.m) de la subcuenca Carhuacocha, permitieron calcular el gradiente térmico vertical para el 2016:  $GTV_{2016}=0.0061$  °C/m, y para el 2017  $GTV_{2017}=0.0066$  °C/m.
6. La temperatura promedio del ambiente glaciar (5000 m s.n.m) calculada para el 2016 ( $T_{2016}$ ) fue de 1.98 °C, mientras que para la 1962 ( $T_{1962}$ ) fue de 1.19°C, y en la PEH ( $T_{PEH}$ ) fue de 0.85°C, esto indica que desde la última expansión glaciar la T° a aumentado 1.12 °C.
7. Utilizando regresiones lineales aplicadas a las ELAS <sub>PEH, 1962, 2016</sub>, se han estimado tendencias futuras del ascenso de la ELA en la CH. Los valores estimados revelan que la ELA sobrepasara la cota máxima de la CH, el año 2114 (5559 m s.n.m), desapareciendo así el área de acumulación. De igual manera se puede estimar que para este año, la temperatura sería de 4.47°C, es decir sufriría un incremento de 2.49°C.
8. Una de las consecuencias del retroceso glaciar, es la formación de lagunas glaciares, por el relleno de overdeepenings (sobre depresiones en lechos glaciares), evidencia de esto es

que entre la PEH y 1962 (112 años), se formaron 56 lagunas entre ellas Chuspicocha y Lazohuntay, entre 1962 y 2016 (54 años), se formaron 38 lagunas. Los cálculos volumétricos del DEM<sub>2016</sub>, permitieron analizar el lecho glaciario sin cobertura de masas de hielo, identificando nuevos overdeepenings, así hasta el 2050 se estima la formación de 5 nuevas lagunas y a partir de esta fecha se estima la formación de otras 6.

9. En la cabecera de la cuenca Shullcas, se han identificado 20 bloques de hielo susceptibles a desprendimientos, estos presentan seracs, y se encuentran en pendientes  $>45^\circ$ , el volumen de los bloques varía de 221 769 m<sup>3</sup> a 704 370 m<sup>3</sup>.
10. Las simulaciones usando el software RAMMS (módulos avalancha) y Flo-2D (debris flow), para el peor escenario posible más extremo, muestran que la laguna Chuspicocha sufriría un impacto de avalancha de 1.3 Mm<sup>3</sup>, la laguna Chuspicocha 0.041 Mm<sup>3</sup> y Lazo Huntay de 1.6, Mm<sup>3</sup>, esto generaría un flujo de detritos de 4 Mm<sup>3</sup> (mezcla sólida y líquido), que llegaría hasta el río Mantaro en 2 horas aproximadamente.

# RECOMENDACIONES

1. Aplicar las metodologías de cálculo volumétrico a nuevas imágenes y DEMs, de baja resolución espacial, para años recientes 2020 y 2021, y así obtener una ventana de tiempo más amplia y más precisa para el análisis de la desglaciación en la Cordillera Huaytapallana.
2. Implementar monitoreo geodésico en las lenguas glaciares de la CH, esto permitiría un control directo del retroceso glaciar, así como el monitoreo de la formación de nuevas lagunas.
3. Instalar nuevos sensores de temperatura tipo data loggers en diferentes valles glaciares de la CH, para conocer con mayor precisión las variaciones de temperatura.
4. Realizar estudios geofísicos (MT, georadar) en las lenguas de hielo accesibles, para determinar espesores glaciares de manera directa y realizar mejoras en los cálculos indirectos (GlabTop y GlaRe).
5. Implementar en futuros estudios hidrológicos e hidrogeológicos para las diferentes cuencas de la Cordillera Huaytapallana, los volúmenes glaciares, y su aporte de caudal (meltwater) en los balances hídricos.
6. Implementar planes de monitoreo de bloques inestables de hielo, en la cabecera de la cuenca Shullcas para ello se pueden utilizar métodos geodésicos, drones industriales, radar, lidar, etc).
7. Realizar simulaciones para distintos escenarios de GLOFs y flujos de detritos (aluviones), en la cuenca Shullcas, considerando tiempos de retornos distintos.
8. Implementar Sistemas de Alerta Temprana (SAT), en las lagunas Chuspicocha, LazoHuntay, Peñacocha y Ancapuachanan (Parte alta de la cuenca Shullcas), para alertar a las poblaciones que asientan aguas abajo (Acopalca, Chamiseria y la ciudad de Huancayo, etc.), frente a eventos geodinámicos (avalanchas y posteriores flujos de detritos).
9. Implementar planes de adaptación al cambio climático, para las poblaciones que se asientan aguas abajo de las diferentes cuencas de la Cordillera Huaytapallana, considerando los resultados obtenidos en el presente trabajo.
10. El área de la Cordillera Huaytapallana cuenta con múltiples atractivos expresados en la belleza de sus paisajes y elementos de diversidad geológica los cuales cuentan con un gran potencial de ser utilizado en actividades geoturísticas. Se recomienda realizar estudios para inventariar y valorizar el patrimonio geológico de la zona tomando como base los estudios realizados en la presente tesis.

# REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

1. Ahlmann, H. W. (1924). Le Niveau De Glaciation Comme Fonction De L'accumulation D'humidité Sous forme Solide. 51. <https://doi.org/10.1080/20014422.1924.11881098>
2. Ahlmann, H. W. (1948). THE PRESENT CLIMATIC FLUCTUATION. 30.
3. Arroyo, J., & Gurmendi, P. (2011). Cambios en el régimen hídrico de la laguna Lasuntay y Chuspicocha por variaciones en el Nevado Huaytapallana. 10.
4. Barnett, T. P., Adam, J. C., & Lettenmaier, D. P. (2005). Potential impacts of a warming climate on water availability in snow-dominated regions. *Nature*, 438(7066), 303-309. <https://doi.org/10/cndd6v>
5. Barry, R., & Seimon, A. (2000). Investigación para el desarrollo del área montañosa: Fluctuaciones climáticas en las montañas de las Américas y su importancia.
6. Benn, D., & Hulton, N. R. J. (2010). An Excel™ spreadsheet program for reconstructing the surface profile of former mountain glaciers and ice caps. *Computers & Geosciences*, 36(5), 605-610. <https://doi.org/10/fdjpbm>
7. Benn, D. I., & Lehmkuhl, F. (2000). Mass balance and equilibrium line altitudes of glaciers in high mountain environments. 14.
8. Bennett, M., & Glasser, N. F. (2009). *Glacial geology: Ice sheets and landforms* (2nd ed). Wiley-Blackwell.
9. Binford, M. W., Kolata, A. L., Brenner, M., Janusek, J. W., Seddon, M. T., Abbott, M., & Curtis, J. H. (1997). Climate Variation and the Rise and Fall of an Andean Civilization. *Quaternary Research*, 47(2), 235-248. <https://doi.org/10/bnnvmd>
10. Bradley, R. S., Vuille, M., Diaz, H., & Vergara, W. (2006). Threats to Water Supplies in the Tropical Andes. 2.
11. Braithwaite, R. J. (2008). Temperature and precipitation climate at the equilibrium-line altitude of glaciers expressed by the degree-day factor for melting snow. *Journal of Glaciology*, 54(186), 437-444. <https://doi.org/10/d46s8n>
12. Braithwaite, R. J., & Olesen, O. B. (1985). ICE ABLATION IN WEST GREENLAND IN RELATION TO AIR TEMPERATURE AND GLOBAL RADIATION. 14.
13. Christen, M., Kowalski, J., & Bartelt, P. (2010). RAMMS: Numerical simulation of dense snow avalanches in three-dimensional terrain. *Cold Regions Science and Technology*, 63(1), 1-14. <https://doi.org/10/cbhbm6>
14. Clapperton, C. M. (1993). THE GLACIATION OF THE ANDES. 75.
15. Clarke, G. K. C., Berthier, E., Schoof, C. G., & Jarosch, A. H. (2009). Neural Networks Applied to Estimating Subglacial Topography and Glacier Volume. *Journal of Climate*, 22(8), 2146-2160. <https://doi.org/10/fcw35p>
16. Cogley, J., Hock, R., Rasmussen, L., Bauder, A., Braithwaite, R. J., Jansson, P., Kaser,

- G., Möller, M., & Nicholson, L. (2011). Glossary of glacier mass balance and related terms.
17. Colonia, D., Torres, J., Haeberli, 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(12), 336. <https://doi.org/10/gc4m2r>
  18. Concha, R., Iparraguirre, J., Luna, G., Astete, I., Vásquez, P., & Úbeda, J. (2018). Evidencias Paleo-Geográficas y de Paleo-Temperaturas desde El Último Máximo Glacial, deducidas de la geomorfología, en la vertiente sur del Nevado Hualcán (Cordillera Blanca, Ancash). 1.
  19. Coudrain, A., Francou, B., & Kundzewicz, Z. W. (2005). Editorial. *Hydrological Sciences Journal*, 50(6), 10. <https://doi.org/10/fdc4k2>
  20. Dorbath, C., Dorbath, L., Cisternas, A., Deverchére, J., & Sebrier, M. (1990). Seismicity of the huancayo basin (central Peru) and the huaytapallana fault. *Journal of South American Earth Sciences*, 3(1), 21-29. <https://doi.org/10/dbw2cw>
  21. Drenkhan, F., Guardamino, L., Huggel, C., & Frey, H. (2018). Current and future glacier and lake assessment in the deglaciating Vilcanota-Urubamba basin, Peruvian Andes. *Global and Planetary Change*, 169, 105-118. <https://doi.org/10/gfcw5q>
  22. Drenkhan, F., Huggel, C., Guardamino, L., & Haeberli, W. (2019). Managing risks and future options from new lakes in the deglaciating Andes of Peru: The example of the Vilcanota-Urubamba basin. *Science of The Total Environment*, 665, 465-483. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2019.02.070>
  23. Farinotti, D., Huss, M., Bauder, A., Funk, M., & Truffer, M. (2009). A method to estimate the ice volume and ice-thickness distribution of alpine glaciers. 9. <https://doi.org/10/cb4j6c>
  24. Fernández, J. M. (2015). APLICACIONES DE LOS SISTEMAS DE INFORMACIÓN GEOGRÁFICA EN LA RECONSTRUCCIÓN PALEOGLACIAR: EL CASO DE LA SIERRA SEGUNDERA (ZAMORA, ESPAÑA). ISSN, 32.
  25. Furbish, D. J., & Andrews, J. (1984). The Use of Hypsometry to Indicate Long-Term Stability and Response of Valley Glaciers to Changes in Mass Transfer. *Journal of Glaciology*, 30, 199-211. <https://doi.org/10/ghs84k>
  26. GAPHAZ. (2017). Evaluacion peligros glaciares permafrost en regiones de montaña- Documento técnico de orientación. (p. 72). Elaborado por Allen, S., Frey, H., Huggel, C. et al. Grupo de Trabajo Permanente sobre Peligros Glaciares y Permafrost en Alta Montaña (GAPHAZ) de la Asociación Internacional de Ciencias de la Criósfera (IACS) y la Asociación Internacional de Permafrost (IPA).
  27. IPCC. (2014). Climate Change 2014 Synthesis Report.
  28. Jomelli, V., Favier, V., Rabatel, A., Brunstein, D., Hoffmann, G., & Francou, B. (2009). Fluctuations of glaciers in the tropical Andes over the last millennium and palaeoclimatic implications: A review. *Palaeogeography, Palaeoclimatology,*

- Palaeoecology, 281(3), 269–282. <https://doi.org/10/fq5kdq>
29. Kaser, G., & Osmaston, H. (2002). Hot ice: Glaciers in the tropics are making the press. *Tropical glaciers. Hydrological Processes*, 16(16), 3297-3302. <https://doi.org/10/dc3bwg>
  30. Kotlyakov, M., & Krenke, A. N. (1982). Investigations of the hydrological conditions of alpine regions by glaciological methods. 12.
  31. Lambeck, K., Rouby, H., Purcell, A., Sun, Y., & Sambridge, M. (2014). Sea level and global ice volumes from the Last Glacial Maximum to the Holocene. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 111(43), 15296-15303. <https://doi.org/10/gdh8x6>
  32. Li, H., Ng, F., Li, Z., Qin, D., & Cheng, G. (2012). An extended “perfect-plasticity” method for estimating ice thickness along the flow line of mountain glaciers: ICE THICKNESS ESTIMATION. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 117(F1), n/a-n/a. <https://doi.org/10/dsq767>
  33. Licciardi, J., Schaefer, J. M., Taggart, J., & Lund, D. (2009). Holocene glacier fluctuation in the Peruvian Andes indicate northern climate linkages.
  34. Lichtenecker, N. (1938). Die Gegenwärtige und die Eiszeitliche Schneegrenze in den Ostalpen. *Verhandlungen der III International en Quartarkonferenz*, 6.
  35. Linsbauer, A., Frey, H., Haeberli, W., Machguth, H., Azam, M. F., & Allen, S. (2016). Modelling glacier-bed overdeepenings and possible future lakes for the glaciers in the Himalaya—Karakoram region. *Annals of Glaciology*, 57(71), 119-130. <https://doi.org/10/f87dvv>
  36. Linsbauer, A., Paul, F., & Haeberli, W. (2012). Modeling glacier thickness distribution and bed topography over entire mountain ranges with GlabTop: Application of a fast and robust approach: REGIONAL-SCALE MODELING OF GLACIER BEDS. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 117(F3), n/a-n/a. <https://doi.org/10/gc4m2p>
  37. Linsbauer, A., Paul, F., Hoelzle, M., Frey, H., & Haeberli, W. (2009). The Swiss Alps without glaciers—a GIS-based modelling approach for reconstruction of glacier beds. *Proceedings of Geomorphometry*, 31, 243-247.
  38. Lliboutry, L., Morales Arnao, B., Pautre, A., & Schneider, B. (1977). Glaciological Problems Set by the Control of Dangerous Lakes in Cordillera Blanca, Peru. I. Historical Failures of Morainic Dams, their Causes and Prevention. *Journal of Glaciology*, 18(79), 239-254. Cambridge Core. <https://doi.org/10.3189/S002214300002133X>
  39. 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/gg2wcj>
  40. López-Moreno, J. I., Fontaneda, S., Bazo, J., Revuelto, J., Azorin-Molina, C., Valero-Garcés, B., Morán-Tejeda, E., Vicente-Serrano, S. M., Zubieta, R., & Alejo-Cochachín, J. (2014). Recent glacier retreat and climate trends in Cordillera Huaytapallana, Peru. *Global and Planetary Change*, 112, 1–11. <https://doi.org/10/gcpz6w>

41. Luque, G., Rosado, M., Pari, W., Peña, F., & Huamán, M. (2020). Peligro geológico en la Región Junín (Boletín N.o 72; Serie C, p. 223). INGEMMET.
42. Macharé, J., Benavente, C., & Audin, L. (2009). Síntesis descriptiva del mapa neotectónico 2008 (Boletín C 40; Geodinámica e Ingeniería Geológica, p. 103). INGEMMET.
43. Matos, R., & Medina, G. (2011). Incidencia de los eventos El Niño y La Niña en la variación de la superficie del Glaciar Huaytapallana. *APORTE SANTIAGUINO*, 4(1), 47. <https://doi.org/10/gg2wck>
44. Maza, R. (1992). Estudio Geológico y Glaciológico del Nevado Huaytapallana y su Incidencia en las lagunas del Río Shulcas Huancayo. UNI.
45. Mégard, F. (1979). Estudio Geológico de los Andes del Perú Central (Serie D N.o 8; p. 227). INGEMMET.
46. Muñoz, J. (1995). *Geomorfología General*.
47. Ohmura, A. (1992). Climate at the equilibrium line of glaciers. 15.
48. Osmaston, H. (1975). Models for the Estimation of Firnlines of Present and Pleistocene Glaciers. Peel, R.F., Chisholm, M.D.I., Haggitt, P. (Eds.), *Processes in Physical and Human Geography, Bristol Essays*, 218-245.
49. Osmaston, H. (2005). Estimates of glacier equilibrium line altitudes by the Area×Altitude, the Area×Altitude Balance Ratio and the Area×Altitude Balance Index methods and their validation. *Quaternary International*, 138-139, 22-31. <https://doi.org/10/dhw37x>
50. Paredes Pacheco, J. (1994). Geología del cuadrángulo de Jauja 24m (Boletín N.o 48; Serie A, p. 105). INGEMMET.
51. Pedemonte Castro, G. E. (2016). Reconstrucción de la historia tectono-termal del Complejo Huaytapallana mediante geocronología de U-Pb en minerales accesorios [Tesis Grado]. UNIVERSIDAD NACIONAL MAYOR DE SAN MARCOS.
52. 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/f7mwq6>
53. Porter, S. C. (2001). Snowline depression in the tropics during the Last Glaciation. *Quaternary Science Reviews*, 20(10), 1067-1091. <https://doi.org/10/dmt24w>
54. 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/bcn4sd>.
55. Reitsma, M. J. (2012). Reconstructing the Late Paleozoic: Early Mesozoic plutonic and sedimentary record of south-east Peru: Orphaned back-arcs along the western margin of Gondwana. <https://doi.org/10/gg2wck>

56. Salm, B. (1993). Flow, flow transition and runout distances offlowing avalanches. *Ann.Glaciol.* 18, 221-226.
57. Salm, B., Burkard, A., & Gubler, H. (1990). Berechnung von Fließlawinen: Eine Anleitung für Praktiker mit Beispielen. Eidg. Institut für Schnee- und Lawinenforschung SLF.
58. Serrano Cañadas, E., & González Trueba, J. J. (2004). El método AAR para la determinación de Paleo-ELAs: Análisis metodológico y aplicación en el macizo de Valdecebollas (Cordillera Cantábrica). *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 30(0), 7. <https://doi.org/10/gc6x53>
59. 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/d4hvqp>
60. Suárez, G., Gagnepain, J., Cisternas, A., Hatzfeld, D., Molnar, P., Ocola, L., Roecker, S. W., & Viodé, J. P. (1990). Tectonic deformation of the Andes and the configuration of the subducted slab in central Peru; results from a microseismic experiment. *Geophysical Journal International*, 103(1), 1-12. <https://doi.org/10/c38sj5>
61. Tarbuck, E. J., & Lutgens, F. K. (2005). *Earth: An introduction to physical geology* (8th ed). Pearson/Prentice Hall.
62. 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/dwhzrs>
63. Trombotto, D., Wainstein, P., & Arenson, L. (2014). *Guía terminológica de la geocriología Sudamericana*.
64. Úbeda, J. (2011). El impacto del cambio climático en los glaciares del complejo volcánico Nevado Coropuna, (Cordillera occidental de los Andes Centrales) [Tesis Doctorado]. Universidad Complutense de Madrid.
65. Úbeda, J., Vásquez, E., Concha, R., Masías, P., Bustamante, M., Gómez, R., Iparraguirre, J., Barrientos, Í., Luna, G., & Astete, I. (2018). EVIDENCIAS DE LA TELECONEXIÓN ENFRIAMIENTO BOREAL/GLACIARES TROPICALES AL SUROESTE DEL NEVADO HUALCÁN (CORDILLERA BLANCA, PERÚ). 6.
66. Uriarte, A. (2003). *Historia del Clima de la Tierra*. Servicio Central de Publicaciones del Gobierno Vasco.
67. Vasquez, E. (2016). Registro glaciar del cambio climático en el macizo Sulcon—Cordillera central [Phdthesis]. Universidad Nacional del Altiplano.
68. Visser, P. C. (1935). *Wissenschaftliche Ergebnisse der Niederländischen Expeditionen in den Karakorum und die angrenzenden Gebiete in den Jahren 1922-1935*. 216.
69. 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), 79-96. <https://doi.org/10/b7kn27>

# Índice de figuras

1.1	Mapa de ubicación del área de estudio (líneas entrecortadas) Correspondientes a la Cordillera Huaytapallana, los colores verde y celeste, representan zonas de valle, los colores rojos y marrón representan montañas y el color blanco a la Cordillera Huaytapallana (Fuente: Elaboración propia) -----	14
1.2.	Muestra la relación de elevaciones en el área de estudio Cordillera Huaytapallana), elaborado a partir del modelo digital de elevaciones (DEM), spot de 6m/px.(fuente elaboración propia)-----	15
1.3.	Mapa de accesibilidad, muestra las vías existentes para acercarse a la zona de estudio (líneas entrecortadas), desde la ciudad de Lima (derecha superior) y desde la ciudad de Huancayo (mapa principal) (Fuente: Elaboración propia. -----	16
1.4.	Ciclo de la formación del hielo glaciar a partir de la compactación de la nieve. (Fuente Vatnajökull National Park website). -----	177
1.5.	Muestra un glaciar de montaña de tipo Alpino, con sus partes y principales depósitos. (fuente: Elaboración propia en – modelo esquemático del glaciar Sulcón en la región Junín) -----	188
1.6.	a) Los dos únicos glaciares continentales de tipo casquete Groenlandia en el Polo Norte y la Antártica en el Polo Sur fuente (Tarbuck & Lutgens, 2005). A la derecha b) fotografía del glaciar Domeyko – Estación Machupicchu Antártida (fuente Wai Long, NG 2012)19	
1.7.	Principales geoformas encontradas en ambientes glaciares, modificada de (Tarbuck & Lutgens, 2005). -----	211
1.8.	Formación de una morrena frontal, arriba a) se ve como la acumulación de clastos, bloques y matriz producto del avance de una lengua glaciar forma una morrena. b) se observa que una vez se da inicio al retroceso del frente glaciar permanece en su lugar la morrena vacía, como evidencia de la máxima expansión de los glaciares. (elaboración propia).-----	222
1.9.	Oscilación del contenido de isotopos de Oxígeno 18 en conchillas de foraminíferos bentónicos de los últimos 5 millones de años de la ODP (Ocean Drilling Project) Fuente (Uriarte, 2003). -----	233
1.10.	Oscilaciones del nivel del mar de los últimos 140 000 años donde se observa un máximo descenso durante el período UGM. Fuente (Uriarte, 2003). -----	244
1.11.	Se observa la máxima extensión de los glaciares durante la tercera fase del LGM alrededor de 21 000 años BP. (fuente Geografía Infinita web). -----	244
1.12.	Máxima extensión de los glaciares en el flanco suroeste del Nevado Hualcán, Ancash, para diferentes períodos año 2015, año 1962, PEH Pequeña Edad del Hielo ~ 1850, YD Younger Dryas, OD Older Dryas, LGM último glaciar Máximo, fuente modificada de (Concha et al., 2018). -----	255
1.13.	Variabilidad climática de los últimos 1000 años en el hemisferio norte, donde se observa el clima cálido durante el OCM y las bajas temperaturas de la PEH en comparación con el clima actual. Medida en registros de subsuelo Fuente (Uriarte, 2003). -----	266

1.14.	Diagrama esquemático de la zona de acumulación y zona de ablación o balance de masa de un glaciar modificado de (Vasquez, 2016). -----	277
1. 15.	ilustración de la metodología MELM para el cálculo de la ELA fuente (Porter, 2001). 29	
1.16.	Se observa en perfil un glaciar con los parámetros utilizados para el cálculo de la ELA con la metodología THAR, fuente (Porter, 2001).-----	29
1.17.	Donde se observa la glaciar subdivido en bandas altitudinales donde se diferencian las zonas de acumulación y ablación y la fórmula utilizada en el cálculo de la ELA con la metodología AAR, fuente (Porter, 2001)-----	30
2.1.	Columna estratigráfica del cuadrángulo de Jauja 24m modificada de (Paredes Pacheco, 1994). Donde se señalan enmarcadas en rojo las unidades litoestratigráficas y depósitos cuaternarios encontrados en la zona de trabajo (Fuente: Elaboración propia). .....	33
2.2	Mapa geológico regional , del cuadrángulo de Jauja 24m modificada de (Paredes Pacheco, 1994) .....	35
2. 3.	Sección teórica donde se observan las distintas litologías para la facie de las anfibolitas del complejo metamórficos, así como una sección donde se observa el bloque Huaytapallana. (Fuente Modificado de Mégard,1979) .....	35
2. 4.	Mapa mostrando la disposición de los principales complejos metamórficos de la zona central de la Cordillera Oriental del Perú, (Mégard, 1979). Se observa en líneas entrecortadas rojas la ubicación de la zona de estudio. (Fuente: Modificado de Megard,1979) .....	36
2.5.	Gneis foliados del Complejo Huaytapallana al Sur del Cerro Muradayo – Cordillera Huaytapallana (Fuente: Elaboración propia).....	37
2.6.	Se observan afloramientos del Grupo Mitu compuesto por areniscas conglomeradas altamente meteorizadas, con un característico color rojo ladrillo que caracteriza este Grupo Este afloramiento se observa en la Quebrada Chuspe, a un costado de la trocha carrozable, que lleva hacia la laguna Chuspicocha (Fuente: Elaboración propia). .....	39
2.7.	Obsérvense depósitos de origen glaciar (morrenas y depósitos de till) conformado por bloques sub-angulosos en una matriz areno-limosa. En el fondo de la fotografía se puede observar un bloque sobre una cresta morrénica transportada en una fase de avance glaciar al Noroeste de la laguna Peñacocha (Fuente: Elaboración propia).....	41
2.8.	Se observan depósitos coluviales en la vertiente de una montaña metamórfica (formando conos detríticos). en las vertientes de la margen izquierda de la quebrada Anchipata, Este del Nevado Ventanilla (Fuente: Elaboración propia) .....	41
2.9.	Se observan depósitos de origen Lacustre, y Depósitos aluviales, en la laguna Potacocha que desembalzo sus aguas debido a la ruptura del dique morrénico frontal. Ubicada en la quebrada Añas de la cuenca Peréne (Fuente: Elaboración propia) ....	422
2.10.	Mapa Geológico de la zona de estudio elaboración propia, en base al cartografiado del mapa del Cuadrángulo de Jauja 24m (Paredes et al.,1994) .....	433
2.11.	A) Falla Huaytapallana a los pies del Nevado Huaytapallana producto de los sismos de 1969. B) escarpe de falla de 1.6 metros producto de los sismos de 1969 (Macharé et al., 2009).....	449
2.12.	Mapa de unidades fisiográficas, en el área de estudio (Fuete: Elaboración propia usando el mapa geológico a escala 1:100 000 del INGEMMET) .....	49

3.1.	Lista de unidades geomorfológicas y su respectiva simbología, identificadas en la zona glaciar y peri glaciar de la cordillera Huaytapallana .....	51
3.2.	Gráfico comparativo entre los glaciares cartografiados y su área glaciar en Km <sup>2</sup> , en base al cartografiado sobre las imágenes del Huaytapallana, 2016.....	533
3.3.	A) y B) representa la evolución del relieve glaciar en el Nevado Sulcon (Fuente: Elaboración propia).....	54
3.4.	Se observan las estructuras en las masas glaciares (hielo) formado por los cambios de pendiente y el comportamiento plástico del hielo (Glaciar ubicado al sur del Cerro Muradayo en la quebrada Añas, ubicado en las coordenadas Y:8689749 y X: 490396 en la Cordillera Huaytapallana (Fuente elaboración propia).....	55
3.5.	Ejemplo de pozos de criocónitas en la Cordillera Nevada Huaytapallana. A y B) muestran los depósitos (sedimentos) sobre el glaciar en el cerro Muradayo, C) muestra las medidas referenciales del pozo de criocónitas y la laguna en formación proveniente de la percolación de sus aguas (Fuente: Elaboración propia).....	56
3.6.	Fases de formación de pozos de criocónitas en el Nevado Artesonraju – Cordillera Blanca (Fuente: Modificado de Cruz et al.,2019).....	57
3.7.	Ejemplo de deposición de till supraglaciar formando pseudo morrenas de retroceso. La imagen izquierda corresponde a una imagen satelital del 2016 y la imagen derecha corresponde a la imagen del 2016).....	59
3.8.	Ejemplificación de los procesos de sedimentación de till supraglaciar, 1) Acumulación de till, producto de crioclastia de las rocas en la cima glaciar. 2) Arrastre del till supraglaciar por escorrentía superficial y acumulación en el frente glaciar. 3) muestra el retroceso glaciar y formación de lagunas con evidencias de pseudomorrenas (mezcla de till supraglaciar, subglaciar y endoglaciar).....	59
3.9.	Ejemplo de una morrena lateral de 81 metros de altura, con evidencias de erosión, en la cara noroeste del nevado Chuspí, al Sur de la laguna Chuspicocha (Cordillera Huaytapallana). .....	61
3.10.	Secuencia de morrenas frontales depositadas durante el cuaternario, cuyo circo principal fue el Nevado Chuspi. Revela las fluctuaciones glaciares durante el pleistoceno en este valle glaciar. ....	61
3.11.	Gráfico comparativo entre las morrenas cartografiadas y su extensión en m <sup>2</sup> , en base al cartografiado sobre las imágenes satelitales del Huaytapallana, 2016. ....	62
3.12.	Muestra un abanico aluvial en el valle Chuspi, producto del desembalse de la laguna Chuspicocha .....	62
3.13.	A) muestra los depósitos fluvioglaciares, en la cabecera del río Shullcas posterior a la laguna Chuspicocha, B muestra los depósitos fluvioglaciares en la zona intermedia del valle y C muestra depósitos fluvioglaciares en la parte baja del valle donde forma terrazas de 4 m aproximadamente. ....	635
3.14.	Ejemplo de procesos de crioclastia, al Noroeste del Nevado Chuspi- Cordillera Huaytapallana (Fuente Elaboración: propia) .....	64
3.15.	Ejemplo de procesos de crioclastia, al sur del Nevado Muradayo- Cordillera Huaytapallana que genera una vertiente de bloques (Fuente Elaboración: propia)...	65
3.16.	Vertientes de roca en el Nevado YanaUcsha, nótese las cornisas de roca de donde provienen los bloques .....	65
3.17.	Conos de detritos, producto de caída de rocas por gelifracción en el Nevado Ventanilla – Cordillera Huaytapallana. (fuente: Elaboración propia) .....	668
3.18.	Glaciar rocoso glaciogénico ubicado encima de la laguna Ancapuachanan (laguna al sur de la laguna Chuspicocha) (Fuente: Elaboración propia).....	67

3.19.	Turbera en el valle glaciar al este del nevado Ventanilla, limitado lateralmente por dos morrenas (Fuente: Elaboración propia) .....	71
3.20.	A) bofedales y B) llaretas (vegetación típica de alta montaña), presentes en los bofedales de la Cordillera Blanca.....	69
3.21.	1)Esquema de formación de estriamientos sobre el basamento rocoso, A y B, muestran estriamientos y acanaladuras en el basamento rocoso cubierto por till en la Cordillera Huaytapallana.....	70
4.1	Modelo de elevación digital e imagen satelital (spot 7-6 m/px) usado, para el cartografiado, glaciar y geomorfológico .....	77
4.2	Ejemplo de la delimitación glaciar en un segmento de la Cordillera Huaytapallana, a) imagen satelital spot 7 (resolución de 6 m/px), c) modelo de sombras derivado del modelo de elevación digital (DEM), b) y d) muestras el cartografiado de contornos glaciares sobre la base satelital y el modelo de sombras, buscando la correcta individualización de cada aparato glaciar .....	78
4.3	Delimitación glaciar final para el período 2016 sobre una imagen spot 7 de (6m/px) cartografiado a una escala de 1:250 m .....	79
4.4	Fotografías aéreas tomadas por el Instituto Geográfico nacional del Perú el 12 de junio de 1962, que cubren el área glaciada de la Cordillera Huaytapallana.....	81
4.5	Proceso de selección (1), recorte de bordes (2) y orto rectificación (3) de fotografías aéreas del Nevado Huaytapallana .....	81
4.6	Ejemplo del proceso de georreferenciación de una fotografía aérea en base a la imagen satelital spot del Huaytapallana .....	82
4.7	Muestra la obtención de un orto mosaico en base a las fotografías de 1962 (georreferenciadas y rectificadas) para obtener un solo archivo TIFF, para usarlo en el cartografiado.....	83
4.8	Muestra la individualización de glaciares durante el proceso de digitalización de contornos glaciares, a) Imagen satelital spot 7 del período glaciar 2016 (Cordillera Huaytapallana – Nevado Cochas), b) fotografía georreferenciada y orto rectificada del nevado Cochas, c) delimitación glaciar sobre la fotografía aérea del 1962, obsérvese que los glaciares por encima de la Laguna Cocha grande llegaban hasta el borde de la misma, y todavía no existían las 4 de las 5 lagunas denominadas “Lagunas Chuho”, d)superposición del cartografiado 2016 en polígonos celestes y los glaciares de 1962 en contornos rojos punteados, obsérvese la unión de 4 sistemas glaciares individuales para 2016 en un solo sistema glaciar en el cartografiado de 1962 .....	84
4.9	Delimitación de contornos glaciares sobre el orto mosaico de fotografías aéreas de 1962, en la Cordillera Huaytapallana .....	85
4.10	Determinación cronológica de la geomorfología glaciar en base a dataciones cosmogénicas en la vertiente sur del Nevado Hualcán .....	87
4.11	Ejemplo de un block diagrama del valle Sureste del Nevado Huaytapallana para el análisis geomorfológico de fases glaciares .....	88
4.12	Ejemplo de la delimitación glaciar de la PEH, en el valle de la quebrada Chuspe, el cuadro de borde rojo entrecortado muestra la posición de la imagen 3.13 .....	89
4.13	Delimitación de fases glaciares en morrenas del valle Chuspe, la ubicación de la figura en planta e puede observar en la figura 4.12 .....	89
4.14	Delimitación de la extensión glaciar en le PEH, sobre el cartografiado geomorfológico .....	90
4.15	Gráfico de barras que muestran la reducción de área glaciar en el Nevado Huaytapallana .....	91

4.16	Distribución de valles glaciares alrededor del nevado Huaytapallana .....	92
4.17	Comparativa de la extensión glaciario por valles en el Nevado Huaytapallana .....	93
4.18	Distribución porcentual del área glaciario en los Valles de la Cordillera Huaytapallana, independientes para cada período de estudio .....	94
4.19	Evolución de las áreas glaciares por nivel altitudinal en la PEH, 1962 y el 2016 .....	94
4.20	Gráfico comparativo entre períodos previos a la PEH, PEH – 1962 y 1962-2016, donde se muestra que las lagunas de mayor dimensión se formaron entre la PEH y 1962 ...	95
4.21	Gráfico comparativo entre períodos previos a la PEH, PEH – 1962 y 1962-2016, donde se muestra que las lagunas de mayor dimensión se formaron entre la PEH y 1962 ...	95
4.22	Formación de la laguna Chuspi, entre el período 1962 y 2016 .....	96
5.1	Ilustración de las relaciones básicas utilizadas para el cálculo de espesor de hielo, espesor medio (Mean thickness) versus pendientes (Mean slope) para 15 valores distintos de shear stress (0.1 a 1.5) utilizando la ecuación (1) .....	100
5.2	Se observa las posiciones del satélite spot 7, que lograron capturar imágenes de la Cordillera Huaytapallana. (Fuente: elaboración propia con insumos del CONIDA) ..	103
5.3	Imagen satelital, DEM y modelo de elevaciones usados para el cartografiado de glaciares y cálculo de volúmenes con GlabTop en la Cordillera Huaytapallana .....	105
5.4	vista esquemática en perspectiva que ilustra los parámetros básicos utilizados para modelar el lecho glaciario .....	107
5.5	Mapa de pendientes elaborado a partir del DEM spot 7 de 6m/px .....	106
5.6	Se presenta un modelo ideal que contempla la sedimentación glacio-fluvial dentro de los cálculos y estimaciones de espesores de GlabTop .....	107
5.7	ejemplo de digitalización de Branch Lines o líneas de ramificación en la quebrada de la laguna Carhuacocha, de la Cordillera Huaytapallana, que serán segmentadas por cada curva de nivel.....	108
5.8	Ejemplo de los valores medios de pendiente por segmento de cada branch line ....	108
5.9	Gráfico de densidad versus profundidad en glaciares templados y antárticos, demuestran el incremento de la densidad del hielo con la profundidad .....	111
5.10	Puntos de interpolación en el valle glaciario de la laguna Carhuacocha, los puntos representan los datos de espesor a interpolar (sobre líneas de ramificación). Los contornos glaciares (h=0), representan el límite de interpolación.....	112
5.11	Representa el producto de la interpolación (método Topo to raster) de los valores de espesor sobre toda la extensión glaciario.....	112
5.12	Representación Gráfica de las variables de entrada de GlabTop sobre el glaciario Yana Ucsha en el Nevado Huaytapallana .....	113
5.13	Resumen esquemático de los pasos básicos de procesamiento para la interpolación del lecho glaciario en un diagrama de flujo .....	113
5.14	Resumen esquemático de los pasos básicos de procesamiento para la interpolación del lecho glaciario en un diagrama de flujo utilizado en los cálculos de la presente tesis .....	114
5.15	Muestra el procedimiento de obtención del DEMBASAL en un pixel sobre el glaciario Yana Ucsha, mediante la resta aritmética del valor de la Cota inicial en el DEM2016 menos el valor de espesor de hielo (ESP2016), (esta operación se realiza pixel por pixel mediante la herramienta “Raster Calculator” en las zonas glaciares), obteniendo como resultado un DEM BASAL es decir un DEM libre de la cobertura glaciario, en base al cual se realizaron los cálculos de reconstrucción glaciario para los períodos 1962 y la PEH .....	119

5.16	Muestra la ubicación espacial de los perfiles transversales en el nevado Huaytapallana para determinar los factores de forma.....	121
5.17	Ejemplo del cálculo de factores de forma en valles glaciares con presencia de lagunas .....	122
5.18	Ejemplo de digitalización de Flow lines sobre los polígonos glaciares de 1962, en parte de la Cordillera Huaytapallana .....	124
5.19	Ejemplo de digitalización de Flow lines sobre los polígonos glaciares de la PEH, en parte de la Cordillera Huaytapallana .....	125
5.20	Muestra la correcta instalación de GlaRe en el ArcToolbox .....	126
5.21	Subherramientas y complementos de la herramienta Glare.....	127
5.22	Entorno visual de la herramienta Construct Interval Nodes.....	128
5.23	Entorno visual de la ejecución de la herramienta Construct Interval Nodes .....	128
5.24	Muestra la Creación de nodos a lo largo de flow lines en el sector de la laguna Carhuacocha para el período de la PEH.....	129
5.25	Muestra la Creación de nodos a lo largo de flow lines en el sector de la laguna Carhuacocha para el período de 1962 .....	129
5.26	Entorno visual de la herramienta Define Shear Stress .....	130
5.27	Entorno visual de la herramienta Flowline ice thickness tool .....	131
5.28	Entorno visual de la herramienta Glacier Surface interpolation for several outlets .	133
5.29	Entorno visual de la herramienta Ice thickness correction with user given f factor, para un factor de forma medio (que se aplicó a todo el período glaciar .....	133
5.30	tabla de atributos de los Nodos después del proceso de obtención de espesores...	134
5.31	Comparativa entre volúmenes de hielo y su equivalente en agua en 2016, 1962 y la PEH .....	135
5.32	Distribución de volúmenes glaciares elevacionalmente (m s.n.m), durante 2016, 1962 y la PEH, en la Cordillera Huaytapallana .....	136
5.33	Perfiles longitudinales en el valle Chuspicocha para representar la evolución de espesor glaciar (PEH, 1962 y 2016).....	137
5.34	Mapa de evolución de espesor glaciar (PEH, 1962 y 2016), en la Cordillera Huaytapallana .....	138
5.35	Método de identificación de Overdeepenings, con la metodología GlabTop en la Cordillera Huaytapallana, se muestra el ejemplo de cálculo en el glaciar al Sureste del Nevado Cochas. 1 y 2) muestran los insumos requeridos, 3 muestra el resultado de espesores glaciares, 4) muestra la extracción de espesores glaciares del DEM2016, 5) muestra la topografía del lecho sin glaciares y 6) muestra las zonas de formación de probables lagunas sobre dicho lecho glaciar .....	140
5.36	Muestra las zonas de futura formación de lagunas identificadas en la Cordillera Huaytapallana, cuyos perfiles, se muestran en las figuras 5.29 y 5.30.....	141
5.37	Muestra los perfiles topográficos basados en el DEMbasal calculados con GlabTop de las lagunas 1-6, acompaña de las imágenes satelitales de los glaciares del 2016 mostrando la zona de formación de lagunas.....	142
5.38	Muestra los perfiles topográficos basados en el DEMbasal calculados con GlabTop de las lagunas 7-11, acompaña de las imágenes satelitales de los glaciares del 2016 mostrando la zona de formación de lagunas.....	143
5.39	Registro del retroceso glaciar en el Nevado Yana Ucsha, período 2009-2018.....	144
5.40	Monitoreo de pérdida glaciar en el Nevado Huaytapallana sobre la laguna Lazo Untay, usando Lidar revelan una pérdida de 0.59 m de pérdida vertical por año ....	145

5.41	Identificación de formación de nuevas lagunas en el Nevado Huaytapallana Cerro Murado. Durante la campaña 2019 .....	146
6.1	Mapa de isolíneas para el balance de masa del glaciar Yana Ucsha, período 2017-2018.....	149
6.2	Datos para el cálculo de BR (Balance ratio en el glaciar YanaUcsha), en base de la ELA de monitoreo 2016-2017: 5038 m s.n.m.) .....	150
6.3	Entorno visual de la herramienta “ELA CALCULATION” desarrollada por Pellitero et al.,2015.....	151
6.4	Esquema 3D, de ascenso de las ELAs (PEH, 1962, 2016), representadas sobre un modelo del relieve (hillshade), con exageración vertical del nevado Huaytapallana	152
6.5	Diagrama combinado de barras y líneas, muestra la relación inversamente proporcional existente entre el área glaciar y la elevación de la ELA.....	153
6.6	Representación gráfica de las regresiones lineales probadas para determinar las tendencias de la ELA futura (Eje X: Años, Y: ELAs) .....	154
6.7	Gráfico de tendencia lineal, para el cálculo de factores de corrección en la iteración de las ELAs.....	155
6.8	Gráfico de valores iterados para estimar el comportamiento de la ELA en el nevado Huaytapallana .....	156
6.9	Diagrama combinado de barras y líneas, muestra la relación inversamente proporcional entre la evolución de las ELAS y el área de acumulación.....	156
6.10	Diagrama 3D, de la evolución de ELAs hasta el 2050, mostrando el área de acumulación, por encima de la cota 5276 .....	158
6.11	Mapa de evolución glaciar (PEH, 1962 y 2016), representando sus respectivas ELAs .....	159
7.1	La figura izquierda muestra las medidas del sensor HOBO UA-002-64, la figura derecha muestra el mismo sensor en su base de carga para su programación y/o descarga de datos .....	162
7.2	Ubicación de la estación HUAYSO1, , donde solo se pudo recupera el sensor de temperatura de suelo .....	163
7.3	Ubicación de la estación HUAYSO2, , donde solo se pudo recupera el sensor de temperatura de aire).....	164
7.4	La parte superior muestra la ubicación de las estaciones de temperatura , sobre una imagen Google Earth, las dos figuras en las márgenes inferiores ilustran la disposición de los data loggers en cada estación, las figuras inferior centro, muestran la diferencia de protección para cada ambiente (Aire y suelo) que vaya a ocupar el sensor .....	165
7.5	Evaluación sistemática del registro de datos de temperatura, para hallar valores anómalos en el registro.....	166
7.6	Registro de la temperatura diaria del aire en la estación Huayso1 .....	167
7.7	Registro de la temperatura diaria del suelo en la estación Huayso2.....	167
7.8	Análisis para la obtención de temperatura promedio por año en el datalogger HUAYSO2.....	169
7.9	Análisis para la obtención de temperatura promedio por año en el datalogger HUAYSO1.....	169
7.10	Relación inversamente proporcional entre temperatura y área glaciar.....	171
8.1	Visualización 3D, de la cuenca del Río Shullcas, se observa el límite de la cuenca en color marrón y los depósitos aluviales en color pardo .....	173
8.2	Registro fotográfico, a, b y c: del aluvión la cuenca Shullcas, d, muestra la laguna Chuspicocha días después del aluvión de 1990 .....	174

8.3	Esquema que representa los factores relevantes con respecto a la estabilidad de las lagunas glaciares con diques morrénicos (MCKillop y Clague (2007)).....	176
8.4	Registro sísmico de la estación sísmica Huancayo-Huancayo del 28 de diciembre al 29 de diciembre de 1990, revela que el posible factor desencadenante fue un sismo asociado a la falla Huaytapallana.....	176
8.5	Ubicación de las lagunas en la cabecera de la cuenca del río Shullcas.....	178
8.6	Fotografías de las lagunas en la cabecera de la cuenca del río Shullcas.....	178
8.7	Dirección de los glaciares en 1990 (último evento aluviónico) (Masa 1992) comparado con la dirección glaciario en el 2016. Muestra la reducción y fragmentación del área glaciario en la cuenca Shullcas.....	179
8.8	Muestra como las masas de hielo del Nevado Chuspi, ahora se sitúan en pendientes abruptas, además señala la cicatriz de la zona de desprendimiento de la avalancha que produjo el aluvión de 1990, que llegó hasta la ciudad de Huancayo.....	179
8.9	Relación entre el esfuerzo Normal (N) y cortante (No), muestra que el esfuerzo del fluido “No” aumenta el esfuerzo cortante para presiones normales altas. A presiones normales bajas (alturas de flujo pequeñas), el esfuerzo cortante aumenta rápidamente de $S = 0$ a $S = No$ , la pendiente de la relación $S$ vs $N$ será $\mu$ , cuando las presiones Normales son grandes, Si $\mu=0$ , tenemos un comportamiento visco plástico.....	181
8.10	Ejemplo gráfico de la malla estructurada, producida por la topografía del terreno y el material simulado para un modelo numérico de avalanchas en tres dimensiones ..	182
8.11	Muestra la ubicación de los bloques inestables identificados cualitativamente en campo (números amarillos), los números en círculos celeste muestran la ubicación de las fotografías a lado del mapa.....	183
8.12	Análisis del depósito final de la avalancha para estimar el volumen ingresado a la laguna Peñacocha, el área gris representa la altura del depósito (escala izquierda), la línea roja representa el perfil del depósito multiplicado por 50, sobre la línea verde que es la topografía del perfil (escala derecha) (Fuente elaboración propia usando el software RAMMS).....	184
8.13	Análisis del depósito final de la avalancha para estimar el volumen ingresado a la laguna Chuspicocha, el área gris representa la altura del depósito (escala izquierda), la línea roja representa el perfil del depósito multiplicado por 50, sobre la línea verde que es la topografía del perfil (escala derecha) (Fuente elaboración propia usando el software RAMMS).....	185
8.14	Análisis del depósito final de la avalancha para estimar el volumen ingresado a la laguna Ancapuachanan, el área gris representa la altura del depósito (escala izquierda), la línea roja representa el perfil del depósito multiplicado por 50, sobre la línea verde que es la topografía del perfil (escala derecha) (Fuente elaboración propia usando el software RAMMS).....	185
8.15	Análisis del depósito final de la avalancha para estimar el volumen ingresado a la laguna Lazo Huntay, el área gris representa la altura del depósito (escala izquierda), la línea roja representa el perfil del depósito multiplicado por 50, sobre la línea verde que es la topografía del perfil (escala derecha) (Fuente elaboración propia usando el software RAMMS).....	186
8.16	Resultados de simulaciones numericas usando el software RAMMS.....	187
8.17	Proceso de simulación de flujo de detritos en la cuenca del río Shullcas, hasta su desembocadura en el río Mantaro.....	188
8.18.	Tirantes máximos, de un flujo de detritos originados en la parte alta de la cuenca Shullcas.....	190

8.19	Velocidades, de un fujo de detritos originados en la parte alta de la cuenca Shullcas .....	191
8.20.	Niveles de peligro, de un fujo de detritos originados en la parte alta de la cuenca Shullcas.....	192
8.21.	Cuadro resumen de los resultados obtenidos en la elaboración del presente trabajo de tesis .....	193

## Índice de tablas

1.1	Coordenadas UTM que limitan el área de estudio de la Cordillera Huaytapallana	6
2.1.	Donde se muestra la ubicación de las muestras estudiadas por INGEMMET 2020 ....	37
3.1.	Muestra el número de morrenas cartografiadas y su extensión total en kilómetros y metros cuadrados .....	61
4.1.	Tipos de productos spot disponibles .....	76
4.2.	Resumen del número de glaciares cartografiados y su extensión en km2 en la Cordillera Huaytapallana.....	91
4.3.	Cantidad y extensión de glaciares en las quebradas de la Cordillera Huaytapallana..	93
5.1.	Valores de esfuerzo cortante (shear stress) calculados para diferentes trabajos .....	99
5.2.	Valores de esfuerzo factor de forma empleados para diferentes trabajos .....	100
5.3.	Método de interpolación usados bajo el criterio de GPR .....	101
5.4.	Servidores de descarga de Modelos de Elevación Digital (DEM) gratuitos .....	102
5.5.	Propiedades del DEM Spot7 de 6 metros de resolución, que será usado en los cálculos.....	104
5.6.	Valores de pendiente mínima, media y máxima para los 4 primeros Branch lines segmentados de un total de 484 .....	109
5.7.	Valores teóricos de densidad del proceso de conversión de nieve a hielo .....	110
5.8.	Valores de esfuerzo cortante basal usados en trabajos anteriores.....	118
5.9.	Resultados obtenidos con la herramienta stack profile de espesor (h), perímetro glaciado (p), área de secciones (A), para finalmente obtener el Factor de forma, las siglas CBL, representan perfiles donde se corrigieron valores datos en base a la Consideración de Batimetría en Lagunas, este valor es el usado para el cálculo real del factor de forma .....	123
5.10.	Determinación de volúmenes de agua almacenados en la Cordillera Huaytapallana .....	135
5.11.	Resultados de volumen glaciar y pérdida porcentual desde la PEH y 1962, hasta el 2016.....	1.35
5.12.	Método de clasificación probabilística propuesta por Colonia et al 2017, para la identificación de formación de lagunas en base a 3 criterio morfológicos (CM). ....	139
5.13.	Resumen de resultados de formación de lagunas en la Cordillera Huaytapallana....	144
5.14.	Datos de retroceso glaciar vertical y en distancia deducidos de trabajos de la ANA y Mark et al 2019 .....	145
5.15.	Categorías en relación al inicio de la formación de lagunas .....	145
5.16	Categorías en relación al inicio de la formación de lagunas en la Cordillera Huaytapallana .....	146
6.1	Datos de elevación de la ELA de monitoreo, a través del método glaciológico, realizado por la Autoridad Nacional del Agua, subdirección de Evaluación de glaciares y lagunas.....	149
6.2.	Resultados de ELA para cada año de estudio, en La Cordillera Huaytapallana .....	151

6.3.	Diferencia entre los valores de ELA reconstruida y ELA iterada de períodos conocidos .....	155
6.4.	Diferencia entre los valores de ELA reconstruida y ELA iterada más un factor de corrección de períodos conocidos .....	156
6.5	Representación de segmentos de la hoja de cálculo Excel, utilizada para iterar los valores de ELA a futuro. ....	157
7.1	Características de lo sensores HOBO UA-002-64 .....	161
7.2	Características y coordenadas de las estaciones y data loggers instalados en el valle Carhuacocha, Cordillera Huaytapallana.....	161
7.3	Determinación del Gradiente térmico vertical para los años 2016 y 2017 en el valle Carhuacocha, en base a registradores data loggers .....	170
7.4	Cálculo de las variaciones de temperatura entre la PEH, 1962 y el 2016.....	171
7.5	Cálculo de las variaciones de temperatura entre la PEH, 1962 y el 2016.....	171
7.6	Cálculo de las variaciones de temperatura entre la PEH, 1962 y el 2016.....	171
8.1	Registro de afectación del Aluvión de 1990 en la cuenca del río Shullcas (Fuente Masa 1990) .....	175
8.2	Datos obtenidos de trabajos batimétrico .....	177
8.3	Resumen de los bloques inestables estimados empíricamente en la cabecera de la cuenca del Río Shullcas .....	183
8.4	Datos y resultados de las simulaciones realizadas.....	186
8.5	Números de Manning asignados para la Cuenca Shullcas.....	188