



Ensayo de métodos para reconstruir el volumen de los glaciares, en 2016, 1962 y la pequeña edad del hielo, en el valle Suiricocha, Cordillera Pariacaca, Perú

Pool Vásquez¹, Gonzalo Luna¹, Joshua Iparraquirre¹, Jose Úbeda², Ronald Concha¹, Ramón Pellitero³

¹Instituto Geológico Minero y Metalúrgico, Av. Canadá 1470, Lima, Perú.

²Grupo de investigación en Geografía Física de Alta Montaña, Universidad Complutense de Madrid, 28040 Madrid, España.

³Departamento de Geografía, Prehistoria y Arqueología. Universidad del País Vasco, Vitoria-Gasteiz, España.

ivasquez@ingemmet.gob.pe

RESUMEN

Este trabajo presenta una metodología que permite estimar los espesores del hielo actual (2016) en función al modelamiento de la topografía subglaciar aplicando la herramienta Glaciar Reconstrucción (GLABTOP). Así mismo, se complementa el desarrollo de Glacier Reconstruction (GLARE) que consiste en reconstruir los paleoglaciares (1962 y PEH), esta última a través de morrenas dejadas por los glaciares en el pasado.

Palabras clave: Glaciar, Paleoglaciar y PEH

ABSTRACT

This paper presents a methodology that allows us to estimate the thickness of the current ice (2016) based on the modeling of the subglacial topography applying the Glacier Reconstruction tool (GLABTOP). It also complements the development of Glacier Reconstruction (GLARE), which consists of reconstructing the paleoglaciares through moraines left by glaciers in the past.

Keywords: Glacier, Paleoglaciar, LIA

INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS

Durante la segunda mitad del siglo XX y las primeras dos décadas del siglo XXI, las observaciones indican que los glaciares peruanos están retrocediendo desde su último avance, que tuvo lugar en la

Pequeña Edad de Hielo (PEH), la última pulsación fría globalmente reconocida en la Tierra. Los testigos de hielo del Nevado Quelccaya (13°55'S, 70°49'W) sugieren que en los Andes tropicales la PEH tuvo lugar entre los años 1500 y 1890 (Thompson et al., 1986). En paralelo al retroceso de los glaciares, el clima de los Andes tropicales ha cambiado significativamente durante los últimos 50-60 años. La temperatura ha aumentado aproximadamente 0.1°C/década, con solo dos de los años de la última década del siglo XX y la primera del siglo XXI por debajo del promedio de 1961-90 (Vuille et al., 2008). Esa tasa de calentamiento es similar a otras previamente publicadas: 0.10-0.11°C/década entre 1939 y 1998 (Vuille et al., 2000) y 0.15°C/década entre 1950 y 1994 (Vuille et al., 2003). Las simulaciones para el periodo comprendido entre los años 2050 y 2080, basadas en los diferentes escenarios de emisión de gases de efecto invernadero (IPCC, 2013), indican que los glaciares continuarán retrocediendo (Vuille et al., 2008). Los drásticos cambios en los glaciares, observados en el pasado y previstos para el futuro, tendrán una repercusión muy importante en la disponibilidad de agua, especialmente en la costa del Pacífico, donde el 90% de la población de Perú se concentra en una de las regiones más áridas de la Tierra, con precipitaciones anuales <20 mm. Las previsiones indican que las reservas hídricas disminuirán significativamente en esos

lugares, afectando a la disponibilidad de agua potable, la agricultura y la producción de energía eléctrica, que hoy en día dependen en gran medida del agua de deshielo de los glaciares. La rápida deglaciación de los Andes tropicales y los cambios previstos en la hidrología regional resaltan la urgente necesidad de adoptar medidas prácticas de adaptación (Bradley et al., 2006; Vergara et al., 2007), como por ejemplo desarrollar nuevos modelos de agricultura con menor necesidad de agua o la construcción de trasvases, depósitos y redes de distribución más eficientes. Para planificar las medidas de adaptación es necesario comprender el proceso del cambio climático y la evolución de la deglaciación, no sólo en términos de superficie, si sobre todo en relación con los volúmenes de hielo glaciar, para mejorar la cuantificación de las reservas hídricas sólidas disponibles. El objetivo de este trabajo ha sido ensayar un método para reconstruir el volumen de los glaciares en tres momentos: el presente, empleando una ortofoto (01/12/2016), mediados del siglo XX, con fotografías aéreas (09/06/1962) y la última fase de avance o estabilización (PEH), reconocible mediante la identificación de las morrenas depositadas en el pasado por las lenguas de hielo.

ÁREA DE ESTUDIO

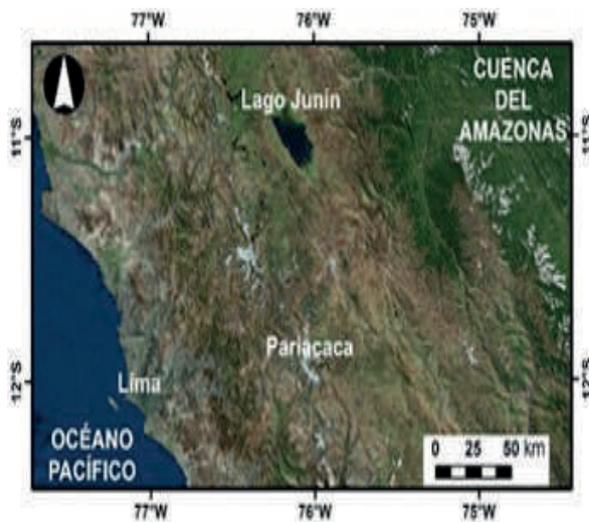


Figura 1: Localización de la cordillera Pariacaca.

La cordillera Pariacaca está en los Andes Centrales occidentales, ~110 km al este de la ciudad de Lima (figura 1). La cadena montañosa tiene una extensión de 16 km de largo, de noroeste a sureste y 4 km de ancho, de noreste a suroeste y la cumbre más alta es el Nevado Pariacaca (5658 m).

Forma parte de la divisoria de las cuencas de los ríos Cañete y Mala (vertiente del Pacífico) y Mantaro (vertiente atlántica de los Andes Centrales). El área de estudio de este trabajo está en el extremo noroeste de la cordillera Pariacaca (figura 2), donde la cota culminante es el Nevado Norma (5508 m). En las vertientes norte y sur de esa cumbre están las áreas fuente de dos glaciares que descienden rodeando los empinados escarpes de la vertiente suroeste del Nevado Norma, confluyendo en una laguna de ~400 m de largo (norte-sur) y ~150 m de ancho (este-oeste), a ~2 km de las cabeceras de las lenguas de hielo. Como consecuencia del desprendimiento de seracs desde el frente de los glaciares, es habitual encontrar pequeños icebergs flotando en esa laguna, generada por la deglaciación posterior a los años 60' del pasado siglo XX. Debido a su reciente formación, la laguna no aparece en el mapa topográfico nacional y no tiene nombre. Vertiente abajo de la laguna sin nombre, el valle se articula con la típica configuración glaciar, mediante una sucesión de umbrales de rocas aborregadas y depresiones topográficas generadas por las acciones de sobre-excavación realizadas por pasados avances de las lenguas de hielo. Después de ~200 m de recorrido hacia el suroeste, y menos de 100 m de desnivel desde la laguna más alta, el primer umbral rocoso desemboca en otra laguna de menor tamaño (~100 x 100 m). Desde allí, el río proglaciar cambia de dirección y se dirige hacia el sur, desembocando en la laguna que da nombre al valle Suiricocha, a ~200 m de distancia y ~100 m de desnivel, vertiente abajo de la laguna anterior. Suiricocha es la laguna más grande del valle (~700 x 300 m), porque está rellenando la depresión más profunda sobre-excavada por los glaciares en la PEH, cuyas morrenas son visibles en el margen oeste de las tres lagunas (figura 2). La configuración de las morrenas sugiere que la lengua procedente del norte de la cumbre del Nevado Norma terminaba al oeste de la laguna más alta y era la laguna que desciende desde el sur de la cima, la que se canalizaba hacia el sur, ocupando las dos lagunas más bajas. Aguas debajo de las morrenas PEH, el valle tiene la misma configuración geomorfológica, pero las depresiones intercaladas entre los umbrales rocosos están colmatadas por sedimentos y colonizadas por los característicos pastizales altoandinos (bofedales). Desde las morrenas de la PEH el valle Suiricocha se dirige hacia el sureste, circulando al pie de la cordillera Pariacaca durante ~4 km. A continuación, el valle gira bruscamente

hacia el suroeste, alejándose definitivamente de las montañas, en dirección al océano Pacífico.

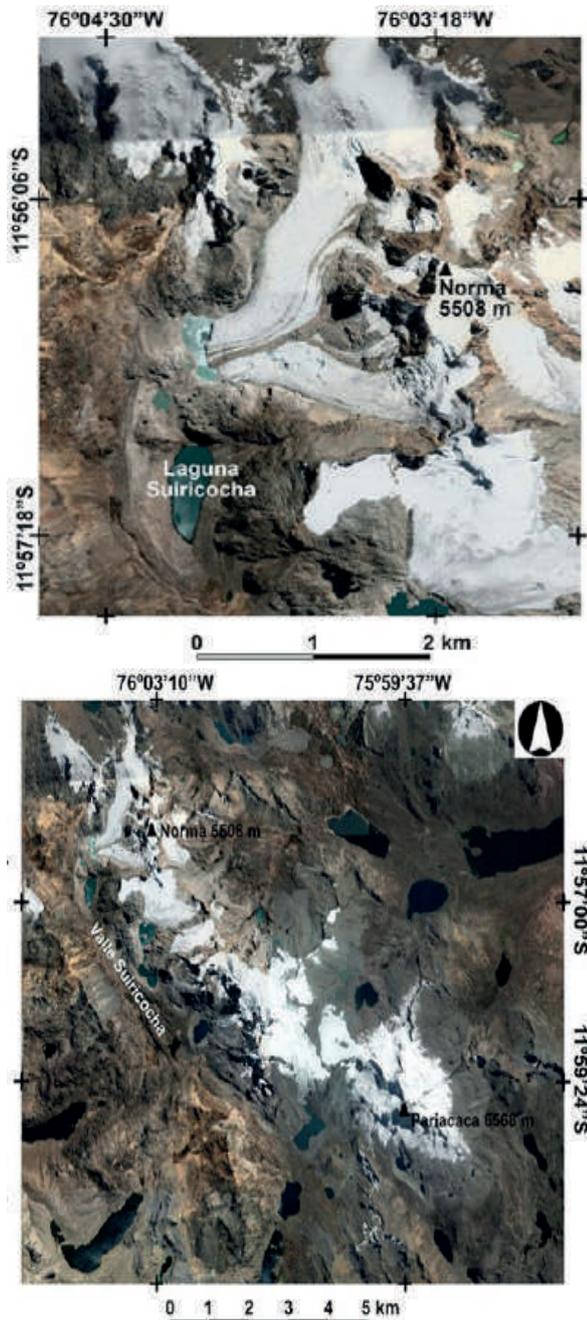


Figura 2: Localización del área de estudio (izquierda) en la cordillera Pariacaca (derecha).

METODOLOGÍA

Cartografía geomorfológica

En primer lugar, se elaboró una cartografía geomorfológica delimitando los glaciares sobre la base de las ortofotos 01/12/2016 y las fotografías aéreas rectificadas del día 09/06/1962. También se cartografiaron las morrenas de la PEH, que actualmente cierran la laguna Suricocha y sirvieron

como base para delimitar la extensión de los glaciares durante ese periodo.

Estimación de volúmenes de glaciares actuales

La topografía subglaciar y el volumen glaciar actual (01/12/2016) se estimó aplicando la metodología Glaciar Bed Topography (GLABTOP) en el entorno ARCGIS, descrita en Linsbauer et al. (2012), y basada en el Shallow Ice Approximation (Paterson, 1994).

Las variables de entrada son la delimitación glaciar actual, líneas de flujo glaciar y un Modelo de Elevación Digital (DEM). El DEM permite generar un mapa de pendientes del glaciar. Por otro lado, las líneas de flujo son un conjunto de ramales digitalizados y adaptados al relieve que distingue un desnivel topográfico sobre la pendiente superficial del glaciar. Los trazos sobre la superficie glaciar deben guardar perpendicularidad con las curvas de nivel (50m), para ser segmentados en puntos de intersección con las isolíneas.

La segmentación debe ser interpolada con el mapa de pendientes a través de la herramienta Zonal Statistics, el resultado es un valor de pendiente media para diferentes altitudes (intervalos de 50 metros).

El resultado de la interpolación es transformado a puntos, distribuidos a lo largo de las líneas de flujo, extrayendo un punto central (espesores centrales) y dos puntos extremos (espesores continuos) por cada banda altitudinal. Los valores de los espesores centrales se calculan a partir la ecuación descrita por Lisbauer et al 2012, que a su vez es una parametrización desarrollada por Haerberli et al (1995):

$$h = \tau / (f \cdot \rho \cdot g \cdot \text{sen} \alpha)$$

Donde h es el espesor de hielo, τ es la tensión de cizalla, f es un factor que tiene en cuenta el rozamiento del glaciar con las paredes encajantes, g es la aceleración gravitacional y α es la pendiente en la superficie del glaciar. El valor τ es crucial en este cálculo, situándose normalmente entre 50 y 150 kilopascales (kPa). Para modelizarlo, se ha acudido a las fórmulas empíricas propuestas por Haerberli et al. (1995):

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

y:

$$\tau = 150 \text{ kPa para } \Delta H > 1600 \text{ m.}$$

Donde ΔH es el rango de elevaciones sobre el que discurre el glaciar. Los espesores centrales son sometidos a un proceso estadístico "IDW" (inverse distance weighting - ponderación de distancia inversa) que es la base para extrapolar los datos de espesores continuos. Finalmente, en el ArcGIS se interpolan los espesores centrales y continuos en un solo shapefile, tomando como límite el contorno de los glaciares, en base a los cuales se generará un DEM de espesores de glaciares actuales. A partir del cual se obtendrán valores del volumen y un DEM de la topografía subglacial, que servirá como base para modelar los paleoglaciares.

Reconstrucción de volúmenes de glaciares pasados

Para los periodos 1962 y la PEH, la estimación de espesores se realiza a través de la herramienta Glaciar Reconstruction (GLaRe) en ARC GIS propuesta por (Pellitero et al., 2016). Para ello se delimita los paleoglaciares en distintos periodos (1962 y PEH). Las delimitaciones para 1962, están en base a fotografías aéreas georreferenciadas y para la PEH se toma como patrón la distribución de morrenas emplazadas en el valle. Se representa el sentido de flujo que pudieron haber tenido estos paleoglaciares a través de líneas de flujo para cada periodo, la extensión y el orden de tributarios de cada Flow line depende de la morfología del paleoglaciar. Los Flow Lines son convertidos a nodos, asignándoles un valor de esfuerzo cortante (shear stress) de 100 kPa en roca y 50 kPa en sedimento. Para la reconstrucción glaciar se toma como base el DEM de la topografía basal generado con la metodología GLABTOP, así se generará un nuevo DEM que represente la topografía existente en los paleoglaciares. La resta de ambos modelos de elevación digital (reconstruida menos topografía basal) resultara en un DEM final de espesores. Finalmente, los valores son exportados a una Hoja Excel para la estimación numérica de volúmenes para cada periodo.

RESULTADOS Y CONCLUSIONES

La distribución del modelo de espesores del glaciar para el 2016, 1962 y PEH se ilustran en la figura 1. Las tres imágenes para los periodos 2016, 1962 y PEH revelan que el hielo más potente para 2016 (100-165 m), 1962 y PEH (100 y 218 m) se encuentra en los glaciares del valle Suiricocha.

Evidentemente, el área glaciar disminuyó progresivamente desde el último avance de los glaciares

hasta la actualidad. El área superficial total para los glaciares actuales (2016) es de 2 km², para el año 1962 fue 3.2 km² y para la PEH 4.1 km². Los volúmenes se encuentran resumidas en la tabla 1.

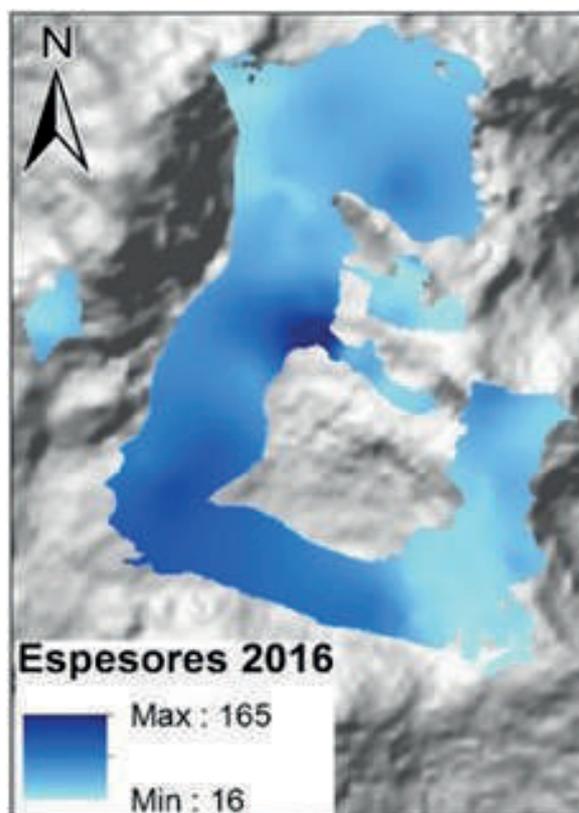
La topografía subglaciar se ha obtenido restando el espesor de hielo modelado de la superficie DEM (figura 2).

Asumiendo que la pendiente superficial del glaciar actual (2016) es reflejo de su topografía subglaciar, se estima que a lo largo del trayecto del lecho ocurren cambios del relieve, desde abrupto en la parte terminal de la lengua glaciar a suaves en la cabecera del circo del Nevado Norma.

No obstante, este reflejo no es constante en todo el tramo por donde se desliza el glaciar debido al tipo de roca que se encuentra en el basamento (roca intrusiva).

Fase Glaciar	Volumen hielo (m ³)	Masa hielo (Kg)	Volumen agua (m ³)
2016	119,424,370	1.07482E+11	107,481,933
1962	187,689,259	1.6892E+11	168,920,333
PEH	242,924,474	2.18632E+11	218,632,026

Tabla 1. Estimación de volúmenes para los glaciares del valle de Suiricocha



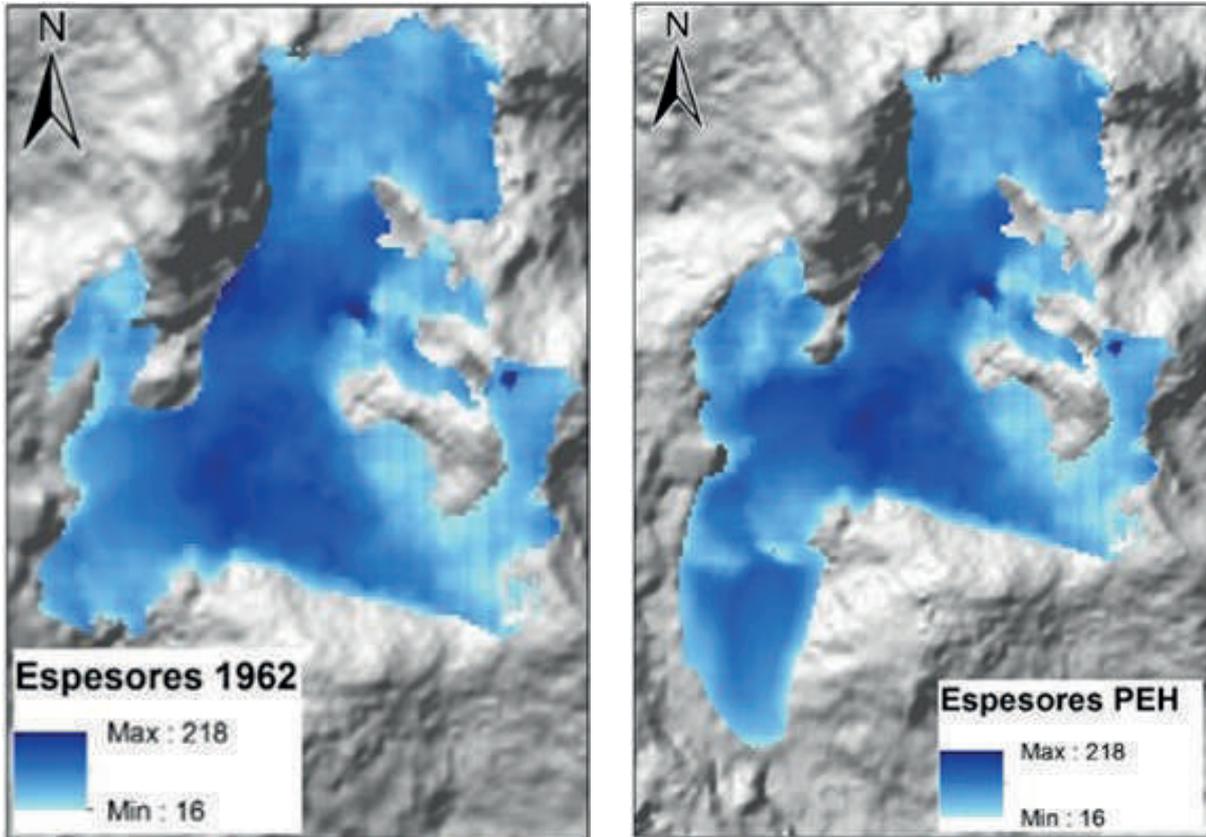


Figura 1. DEM representando volúmenes para tres distintos periodos (2016, 12962 y PEH)

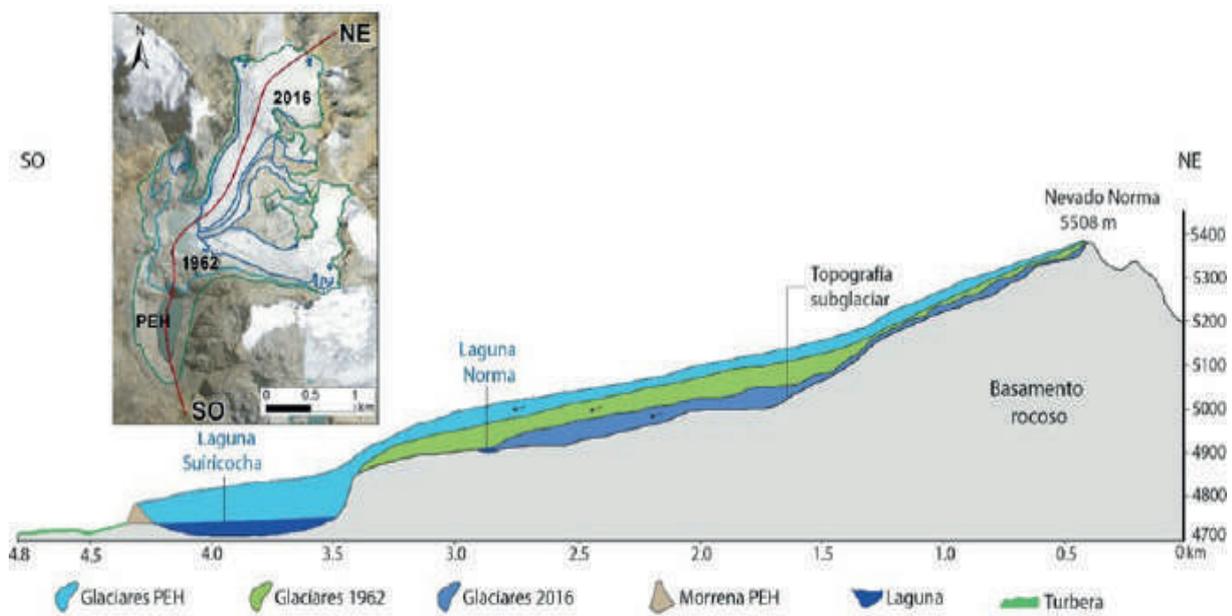


Figura 2. Perfil geomorfológico de evolución glaciar en el valle de Suiricocha

AGRADECIMIENTOS

Al proyecto de investigación básica de CIENCI-ACTIVA, realizada mediante el convenio 144-2015 (INGEMMET – FONDECYT).

REFERENCIAS

Bradley, R.S., Vuille, M., Diaz, H.F., Vergara, W., 2006. Threats to water supplies in the tropical Andes. Science 312.

IPCC, 2013. Climate Change 2013. The Physical Science Basis. Working Group I Contribution to the Haeberli, W., and M. Hoelzle (1995), Application of inventory data for estimating characteristics of and regional climate-change effects on mountain glaciers: A pilot study with the European Alps, *Ann. Glaciol.*, 21, 206–212.

Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change.

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. *Journal of Geophysical Research* 117, 17.

Paterson, W. (1994), *The Physics of Glaciers*, Pergamon, Tarrytown, N. Y. 496 p.

Pellitero, R., Rea, B.R., Spagnolo, M., Bakke, J., Ivy-Ochs, S., Frew, C.R., Hughes, P., Ribolini, A., Lukas, S., Renssen, H., 2016. GlaRe, a GIS tool to reconstruct the 3D surface of palaeoglaciers. *Computers & Geosciences* 94, 77-85.

Thompson, L.G., Mosley-Thompson, E.E., Dansgaard, W., Grootes, P.M., 1986. The Little Ice Age as recorded in the stratigraphy of the tropical Quelccaya ice cap. *Science* 234, 361-364.

Vergara, W., Deeb, A., Valencia, A., Bradley, R., Francou, B., Zarzar, A., Grünwaldt, A., Haeussling, S., 2007. Economic impacts of rapid glacier retreat in the Andes. *Eos, Transactions American Geophysical Union* 88 (25), 261–263.

Vuille, M., Bradley, R.S., Keimig, F.T., 2000. Interannual climate variability in the Central Andes and its relation to tropical Pacific and Atlantic forcing. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres* 105, 12447-12460.

Vuille, M., Bradley, R.S., Werner, M., Keimig, F.T., 2003. 20th century trends in climate in the tropical Andes. *Climate Change* 59, 75-99.

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, 79–96.