

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA**

**ANÁLISE DA ALTITUDE DA LINHA DE NEVE TRANSITÓRIA E DA  
ÁREA DE ACUMULAÇÃO DE NEVE DA CORDILLERA BLANCA  
USANDO PLATAFORMA DE PROCESSAMENTO EM NUVEM**

**JÚLIA LOPES LORENZ**

**PORTO ALEGRE  
2024**

**JÚLIA LOPES LORENZ**

**ANÁLISE DA ALTITUDE DA LINHA DE NEVE TRANSITÓRIA E DA  
ÁREA DE ACUMULAÇÃO DE NEVE DA CORDILLERA BLANCA  
USANDO PLATAFORMA DE PROCESSAMENTO EM NUVEM**

Dissertação de mestrado  
apresentada ao Programa de Pós-  
Graduação em Geografia como  
requisito para conclusão do curso de  
Mestrado.

**Orientadora: Prof.<sup>a</sup> Dr.<sup>a</sup> Kátia Kellem da Rosa**  
**Coorientador: Prof. Dr. Rafael da Rocha Ribeiro**

**BANCA EXAMINADORA:**

---

**Prof. Dr. Fernando Luís Hillebrand**

---

**Prof. Dr. Ulisses Franz Bremer**

---

**Prof.<sup>a</sup>. Dr.<sup>a</sup> Adina Racoviteanu**

**PORTO ALEGRE**  
**2024**

### CIP - Catalogação na Publicação

Lorenz, Júlia Lopes  
ANÁLISE DA ALTITUDE DA LINHA DE NEVE TRANSITÓRIA E  
DA ÁREA DE ACUMULAÇÃO DE NEVE DA CORDILLERA BLANCA  
USANDO PLATAFORMA DE PROCESSAMENTO EM NUVEM / Júlia  
Lopes Lorenz. -- 2024.  
152 f.  
Orientadora: Kátia Kellem Da Rosa.

Coorientadora: Rafael Da Rocha Ribeiro.

Dissertação (Mestrado) -- Universidade Federal do  
Rio Grande do Sul, Instituto de Geociências, Programa  
de Pós-Graduação em Geografia, Porto Alegre, BR-RS,  
2024.

1. El Niño - ENOS. 2. Google Earth Engine. 3.  
Balanço de Massa. 4. Geleiras Tropicais. 5. Mudanças  
Climáticas. I. Rosa, Kátia Kellem Da, orient. II.  
Ribeiro, Rafael Da Rocha, coorient. III. Título.

## AGRADECIMENTOS

Agradeço especialmente à professora Dr<sup>a</sup> Kátia Kellem da Rosa e ao professor Dr. Rafael da Rocha Ribeiro por toda a orientação e incentivo no decorrer desta etapa, por todo o tempo dedicado ao meu ensino, por todas as conversas e trocas de experiências que trouxeram significado especial a minha pesquisa e enriqueceram este trabalho, tornando-o possível devido a suas orientações. Para além disto, agradeço a compreensão de ambos em momentos difíceis e por todo o incentivo para fazer o meu campo possível.

Ao prof. Dr. Ulisses Bremer pelos aportes na banca de qualificação de mestrado. Ao prof. Dr. Fernando Hillebrand pelos aportes na banca de qualificação e assistência no script gerado pelo Google Earth Engine.

Agradeço ao Ing. Jesús Gómez Lopez, Ing. Rolando Cruz Encarnacion e Ing. José Checa pelo apoio logístico em Huaráz, bem como pelo apoio e paciência para realização dos trabalhos de campo.

Aos porteadores Américo, Héctor, Single, Federico, Macedonio e David pois sem eles não seria possível a realização do trabalho de campo.

Às pesquisadoras que tanto admiro, mais uma vez Kátia Kellem da Rosa que sempre é fonte de inspiração, à Carina Petsch, à Cleiva Perondi, à Rafaela Mattos e à Danielle Soffiatti.

Aos meus colegas de laboratório Cláudia Uchoa, Nicolas Becker, Federico Aita e Pedro Lira pelos cafezinhos, contribuição e apoio.

À minha família por todo suporte e compreensão, sobretudo à minha mãe, pai, dinda, madrastra, irmão e primo.

Às mulheres que vieram antes de mim, minha avó Onira e Santinha. Às quais cada uma a sua maneira marcam e marcaram minha vida e me possibilitaram ensinamentos os quais vou levar comigo para sempre. Minha avó Onira, a resiliência e a doçura. Minha avó Santinha, a força de toda uma vida até o fim, que para além de mãe e avó foi uma guerreira nos tempos em que mais precisaram dela e em que ela mais precisou, que sempre teve uma bondade gigante com outros e que me ensinou a amar a si mesma.

Ao meu grande ami Mayallu Becker Kieling que me ensinou todo um mundo e que sempre teve paciência para minha ignorância, que foi casa e família na pandemia

e com o qual tive o prazer e oportunidade de compartilhar a vida em Mendoza, e que com certeza a vida de Mayallu vai ficar em todas as outras vidas que tocou.

À minha Luna que, nos seus 11 anos de vida, alegrou por todos os dias a minha.

Ao Centro Polar e Climático (CPC), local que me forneceu ferramentas e conhecimento para o desenvolvimento deste trabalho.

Ao Instituto Nacional de Investigación en Glaciares y Ecosistemas de Montaña (INAIGEM) - Perú por todo apoio técnico e científico empregado para que eu pudesse realizar os trabalhos de campo realizados nesse estudo, bem como pelo auxílio na parte científica em relação ao desenvolvimento das análises e por propiciar a minha participação no curso “Monitoreo Satelital de Riesgos Naturales en Montaña” da UNESCO e da Universidad Nacional Santiago Antúnez de Mayolo (UNASAM).

À Autoridad Nacional del Agua (ANA) - Perú pelo auxílio em campo e dados fornecidos para as análises, os quais sem esse trabalho não teria sido finalizado.

À Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS) e ao Programa de Pós-Graduação da Geografia, principalmente aos professores, técnicos e terceirizados por me proporcionarem um ensino público e gratuito de qualidade e proporcionarem apoio logístico e financeiro para a conclusão desta etapa.

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pela concessão de bolsa de estudos para a realização do mestrado. À Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado do Rio Grande do Sul (FAPERGS) por concessão de auxílio financeiro.

## RESUMO

Geleiras tropicais são sensíveis às mudanças climáticas devido ao gelo estar próximo ao ponto de fusão, e seu balanço de massa (BM) ser influenciado pelas mudanças nas taxas de precipitação e temperatura, o que reflete em alterações na Altitude da Linha de Neve (ALN) e na área de acumulação de neve. Assim, contribuir com ferramentas para o contínuo monitoramento da ALN transitória e da área de acumulação de neve, assim como compreender de que forma essas mudanças se associam aos parâmetros climáticos é importante em um cenário de mudanças climáticas. Esta dissertação objetivou estimar a área de acumulação de neve de um setor no Pacífico e Atlântico da Cordillera Blanca (CB), Perú, e investigar a variação anual da Altitude da Linha de Neve transitória das geleiras Artesonraju, Shallap e Yanamarey para o período de 1988 – 2023 utilizando o Google Earth Engine (GEE). Foi gerado um *script* no GEE com a geração de índices espectrais na série Landsat TM, ETM+ e OLI para a identificação da área glacial da CB utilizando índices espectrais (*Normalizes Difference Snow Index* - NDSI e *Normalizes Difference Vegetation Index* - NDVI), a aplicação do método Otsu na banda do infravermelho próximo (NIR) para identificação das zonas glaciais e da ALN. Essa etapa envolveu a aplicação de um filtro morfológico para diminuição dos ruídos da classificação automática e correção topográfica. Foi estabelecida uma série climática anual com dados de temperatura, precipitação, dados de El Niño e Oscilação Decenal do Pacífico (PDO) para o período. Os resultados foram relacionados com dados de levantamentos de campo, como: dados do BM glacial, da Altitude da Linha de Equilíbrio (ALE), bem como vetorização manual da ALN transitória para as geleiras Artesonraju, Shallap e Yanamarey e dados fornecidos pelo MapBiomias - Perú. A identificação da área glacial total demonstrou-se eficaz para a área de estudo, mas o método Otsu sofreu algumas interferências com misturas espectrais de outros alvos. As subestimações foram mais significativas em geleiras de menor tamanho, como a geleira Yanamarey. Os valores de correlação entre a área de cobertura de neve e a área total glacial são maiores para a Amazônia ( $R^2 = 0,46$ ) do que para o Pacífico, mas aumentam após 2000 ( $R^2 = 0,72$  e  $0,59$ , respectivamente). Identificou-se no período de 1988 – 2021 maior perda de área percentual no setor da Amazônia (18,9%), o qual possui uma tendência à diminuição da área de cobertura de neve desde o início da série. No setor do Pacífico, a tendência ocorre a partir do ano de 2000. Para toda a série o valor mais elevado da ALN transitória para a geleira Artesonraju foi o ano hidrológico de 1997/98 onde a geleira alcançou 5096 m. As vetorizações da ALN transitória semiautomática e manual apresentaram bons valores de correlação para as geleiras de áreas maiores ( $R^2 = 0,73$  e  $0,8$  para as geleiras Artesonraju e Shallap, respectivamente). Os valores de correlação entre a ALE e a ALN transitória semiautomática para as geleiras Artesonraju, Shallap e Yanamarey são fracos ( $R^2 = 0,35$ ,  $0,37$  e  $0,39$ ). Para a geleira Artesonraju os valores de correlação entre a ALN transitória automática e a ALE são mais elevados a partir de 2010 ( $R^2 = 0,48$ ) e isso provavelmente está relacionado aos anos de 2005/06, 2007/08 e 2008/09, os quais o método performou piores resultados e pode estar relacionado à presença de nuvens. A geleira Yanamarey possuiu uma tendência à diminuição no Raio de Cobertura de Neve (RCN), bem como para a área total, a geleira Artesonraju e Shallap possuem maior variabilidade da área de cobertura de neve e conseqüentemente do RCN. Para a geleira Artesonraju e Shallap, as maiores perdas percentuais de área e os menores valores médios de RCN ocorreram no período de 1988 – 1995. As variações anuais da ALN das geleiras Artesonraju, Yanamarey e Shallap estão relacionadas com dados de balanço de massa, ENOS, precipitação total e temperatura do ar. Para a geleira Shallap, os

dados de BM possuem uma maior correlação com o RCN de 2004 – 2011 ( $R^2 = 0,61$ ), bem como os valores da correlação da ALN transitória automática e da ALE também crescem durante este período ( $R^2 = 0,46$ ). A partir de 2011, a geleira demonstra menor resposta aos eventos ENOS. Os valores de RCN apresentados durante a maior parte dos anos de análise demonstram que as geleiras Artesonraju, Shallap e Yanamarey tiveram RCN's ( $<0,5$ ) insuficientes para a manutenção de seu BM, isso explica a contínua retração para o período. A partir de 2010 existe um aumento na frequência de meses mais quentes, os eventos de La Niña são menos frios e é possível que os eventos de El Niño de menor intensidade passem a ter maiores temperaturas quando comparados a eventos de mesma magnitude durante os anos de 1988 – 2010.

Palavras-chave: El Niño - ENOS, Raio de Cobertura de Neve, Balanço de Massa; Geleiras Tropicais; Mudanças Climáticas; Google Earth Engine.

## ABSTRACT

Tropical glaciers are sensitive to climate change due the surface temperature at or close to the melting point, and their mass balance being influenced by changes in precipitation rates and temperature. This reflects in Snow Line Altitude (SLA) and the snow accumulation area of the glaciers. Therefore, contributing tools for the continuous monitoring of the SLA and snow accumulation area, as well as understanding how these changes are associated with climatic parameters, is important in a climate change scenario. This research aimed to estimate the snow accumulation area of the Pacific and Atlantic sectors of the Cordillera Blanca (CB), Peru, and investigate the transient Snow Line Altitude annual variation of the Artesonraju, Shallap, and Yanamarey glaciers for the period 1988 – 2023 using Google Earth Engine (GEE). A script was generated in GEE with the generation of spectral indices in the Landsat TM, ETM+, and OLI series for the identification of the glacial area of CB, the application of the Otsu method in the Near-Infrared (NIR) band for the identification of glacial zones and the Snow Line Altitude. This step involved the application of a morphological filter to reduce classification noise and topographical correction. An annual climatic series was established with air temperature, precipitation, El Niño and pacific decadal oscillation (PDO) data for the period. The results were related to field survey data, glacial mass balance data, the Equilibrium Line Altitude (ELA), manual vectorization of the transient SLA for the Artesonraju, Shallap, and Yanamarey glaciers, and data provided by MapBiomias - Peru. The identification of the total glacial area using the Normalized Difference Snow Index (NDSI) with a threshold of  $\geq 0.4$  and the Normalized Difference Vegetation Index proved effective for the study area, but for the identification of facies, the Otsu method suffered some interference with spectral mixtures from other targets. Underestimations were more significant in smaller glaciers, such as the Yanamarey glacier. The correlation values between the snow cover area and the total glacial area are higher for the Amazon ( $R^2 = 0.46$ ) than for the Pacific, but they increase after 2000 ( $R^2 = 0.72$  and  $0.59$  respectively). The period 1988 – 2021 was identified as the one with the highest percentage loss of area in the Amazon sector (18.9%), which has a trend of decreasing snow cover area since 1988. In the Pacific sector, this trend becomes increase from the year 2000. The Artesonraju glacier had an elevation in the transient SLA of 27 m (in 1988 – 2004 and 2005 – 2022) and the Shallap and Yanamarey glaciers of 60 m and 33 m (in 1988 – 2004 and 2005 – 2019). The semi-automatic and manual vectorizations of the transient SLA showed good correlation values for the larger glaciers. The correlation values between the ELA and the semi-automatic SLA for the Artesonraju, Shallap, and Yanamarey glaciers are weak to moderate. The Yanamarey glacier had a significant trend of decrease in the Snow Cover (SC), as well as for the total area; the Artesonraju and Shallap glaciers have greater annual variability in the snow cover area and consequently in the SC. For the Artesonraju and Shallap glaciers, the highest percentage losses of area and the lowest average values of SC occurred in the period 1988 – 1995. The annual variations of the SLA of the Artesonraju, Yanamarey, and Shallap glaciers are related to mass balance data, ENSO, total precipitation, and air temperature. The SC values presented during most of the years of analysis show that the Artesonraju, Shallap, and Yanamarey glaciers had SCs ( $< 0.5$ ) insufficient for the maintenance of their BM, explaining the continuous retreat for the period. The data from BM for the Shallap Glacier shows a higher correlation with the RCN from 2004 to 2011 ( $R^2 = 0.61$ ). During this period, the correlation values of automatic transient ALN and ALE also increased ( $R^2 = 0.46$ ). However, from 2011 onwards, the glacier exhibits a lower response to ENSO events. It is observed that since 2010, there has been an increase in the frequency of warmer months.

Additionally, La Niña events are less cold, and El Niño events of lower intensity may have higher air temperatures when compared to events of the same magnitude during 1988-2010.

Keywords: El Niño – ENSO; Snow Cover Ratio; Mass Balance; Tropical Glaciers; Climate Change; Google Earth Engine.

## LISTA DE ABREVIações

ANA - *Autoridad Nacional del Agua*  
ALE – Altitude da Linha de Equilíbrio  
ALN – Altitude da Linha de Neve  
ASTER - *Advanced Spaceborn Thermal Emission and Reflection Radiometer*  
BH – Bacia Hidrográfica  
BM - Balanço de Massa  
CB – *Cordillera Blanca*  
CHIRPS-V.20 - *Climate Hazards Group InfraRed Precipitation with Station Data Version 2.0*  
CMIP5 - *Coupled Model Intercomparison Project 5*  
GEE – *Google Earth Engine*  
GLIMS - *Global Land Ice Measurements from Space*  
GTN-G - *Global Terrestrial Network for Glacier*  
ENOS - El Niño Oscilação Sul  
HDD – Graus-dia de Aquecimento  
INAIGEM - Instituto Nacional de Investigación en Glaciares y Ecosistemas de Montaña  
IPCC – Painel Intergovernamental de Mudanças Climáticas  
MDE – Modelo Digital de Elevação  
NDSI - Índice de Neve por Diferença Normalizada  
NDSII-2 – Índice de Diferença Normalizada de Neve e Gelo 2  
NDVI – Índice de Diferença Normalizada de Vegetação  
NSIDC – *US National Snow and Ice Data Center*  
NWS - *Northwestern South-America*  
PDO – Oscilação Decenal do Pacífico  
RAA – Raio da Área de Acumulação  
RCN - Raio de Cobertura de Neve  
RCP - *Representative Concentration Pathway*  
SR – Sensoriamento Remoto  
TSM - Temperatura Superficial do Mar  
WGMS - *World Glacier Monitoring Service*  
ZCIT - Zona de Convergência Intertropical

## LISTA DE FIGURAS

<b>Figura 1:</b> Mapa de localização mostrando a localização da Cordillera Blanca .....	21
<b>Figura 2:</b> Mapa de localização das bacias hidrográficas Santa, Marañon e Pativilca .....	24
<b>Figura 3:</b> Dinâmicas glaciais em ambientes de alta montanha. (Adaptado de: SCHOOLMEESTER et al., 2018). .....	34
<b>Figura 4:</b> Resposta das geleiras de latitudes médias, tropicais internas e externas à sazonalidade. (Adaptado de: KASER & OSMASTON, 2002; RIBEIRO, 2007; VEETIL, 2017). .....	39
<b>Figura 5:</b> Comportamento da ZCIT no período úmido e atual Altura do Nível de Congelamento para o mesmo período segundo Schauwecker et al. (2017). (Adaptado de: KASER, AMES MARQUEZ & ZAMORA, 1990; SCHAUWECKER et al., 2017). .....	41
<b>Figura 6:</b> Variação média anual da média do Balanço de Massa das geleiras monitoradas pelo WGMS. (Fonte: Adaptado de WGMS, 2023). .....	45
<b>Figura 7:</b> Variação da reflectância de distintos alvos em diferentes comprimentos de onda do espectro eletromagnético. (Fonte: ZENG et al., 1984; RIBEIRO, 2007). .....	46
<b>Figura 8:</b> Fluxograma metodológico do processamento das imagens no Google Earth Engine. ....	53
<b>Figura 9:</b> Fluxograma metodológico do processamento das imagens em falsa-cor para validação dos dados automáticos .....	56
<b>Figura 10:</b> Valores de acurácia global para os anos de validação da área de cobertura de neve .....	63
<b>Figura 11:</b> Distribuição da acurácia do método por período.. .....	64
<b>Figura 12:</b> Variação anual da área de cobertura neve para setor da Amazônia e do Pacífico.. .....	65
<b>Figura 13:</b> Perda percentual e por período da área total e da área de cobertura de neve por período para setor da Amazônia e Pacífico. ....	66
<b>Figura 14:</b> Correlação entre área total e área de cobertura de neve para a Amazônia e Pacífico para o período total de análise. ....	67
<b>Figura 15:</b> Correlação entre a ALN automática transitória, a ALN Manual e a ALE para as geleiras Artesonraju, Shallap e Yanamarey. ....	68
<b>Figura 16:</b> Relação entre vetorização semi-automática, manual para a Altitude da Linha de Neve transitória e a Altitude da Linha de Equilíbrio para as geleiras Artesonraju, Shallap e Yanamarey. ....	70
<b>Figura 17:</b> a) Diferença entre vetorização manual realizada sob falsa-cor e semiautomática (método Otsu) para os sensores Landsat TM, ETM+ e OLI para as geleiras Artesonraju, Shallap e Yanamarey. ....	71
<b>Figura 18:</b> Variação entre o a área de cobertura de neve (km <sup>2</sup> ) e o raio de cobertura de neve (%) para a geleira Artesonraju (1988 - 2021). ....	72
<b>Figura 19:</b> a) Variação por período dos valores de raio de cobertura de neve para a geleira Artesonraju com outliers no período de 2001 - 2005 e 2011 - 2015. b) Perda percentual de área por período para a geleira Artesonraju. ....	73
<b>Figura 20:</b> Variação entre o a área de cobertura de neve (km <sup>2</sup> ) e o raio de cobertura de neve para a geleira Shallap (1988 - 2021). ....	74
<b>Figura 21:</b> a) Variação por período dos valores de raio de cobertura de neve para a geleira Shallap com outliers no período de 1996 - 2000 e 2001 - 2005. b) Perda percentual de área por período para a geleira Shallap. ....	75

<b>Figura 22:</b> Variação entre a área de cobertura de neve (km <sup>2</sup> ) e o raio de cobertura de neve para a geleira Yanamarey (1988 - 2021). .....	75
<b>Figura 23:</b> a) Variação por período dos valores de raio de cobertura de neve para a geleira Yanamarey, essa geleira não apresentou outliers para o período. b) Perda percentual de área por período para a geleira Yanamarey. ....	76
<b>Figura 24:</b> a) Classificação das declividades presentes na geleira Artesonraju. b) Modelo digital de elevação ALOS-PALSAR. c) Imagem PlanetScope e perfil de elevação da língua glacial. ....	77
<b>Figura 25:</b> Mudança anual para a estação seca dos valores de NDSI para a geleira Artesonraju e linha de tendência. ....	78
<b>Figura 26:</b> Variação do balanço de massa e da altitude da linha de equilíbrio para o Nevado Artesonraju e linha de tendência para a ALE. (Fonte: dados disponibilizados pela ANA, 2023). ....	79
<b>Figura 27:</b> Variação do balanço de massa (linha preta) e do raio de cobertura de neve (linha vermelha) para o Nevado Artesonraju .....	80
<b>Figura 28:</b> a) Classificação das declividades presentes na geleira Shallap. b) Modelo digital de elevação ALOS-PALSAR. c) Imagem PlanetScope e perfil de elevação da língua glacial. ....	81
<b>Figura 29:</b> Mudança anual para a estação seca dos valores de NDSI para a geleira Shallap e linha de tendência. ....	82
<b>Figura 30:</b> Variação do balanço de massa da geleira Shallap. (Fonte: dados disponibilizados pela ANA, 2023). ....	82
<b>Figura 31:</b> Variação da altitude da linha de equilíbrio da geleira Shallap e linha de tendência. (Fonte: dados disponibilizados pela ANA, 2023). ....	83
<b>Figura 32:</b> Variação do balanço de massa (linha preta) e do raio de cobertura de neve (linha vermelha) para a geleira Shallap. ....	84
<b>Figura 33:</b> a) Classificação das declividades presentes na geleira Yanamarey. b) Modelo digital de elevação ALOS-PALSAR. c) Imagem PlanetScope e perfil de elevação da língua glacial. ....	85
<b>Figura 34:</b> Mudança anual para a estação seca dos valores de NDSI para a geleira Yanamarey e linha de tendência. ....	86
<b>Figura 35:</b> Variação do balanço de massa e da altitude da linha de equilíbrio para a geleira Yanamarey e linha de tendência para a ALE. (Fonte: dados disponibilizados pela ANA, 2023). ....	86
<b>Figura 36:</b> Série com valores em linha de El Niño, La Niña e fases neutras considerando a classificação proposta pelo SENAMHI, bem como os valores em barra da fase negativa da PDO e da fase negativa. (Fonte: dados obtidos a partir do NOAA, 2023). ....	87
<b>Figura 37:</b> Série climática com precipitação, temperatura e médias para o período seco e úmido para o Nevado Artesonraju. ....	90
<b>Figura 38:</b> Temperatura média mensal entre fase úmida e seca para a série de análise da geleira Artesonraju. ....	91
<b>Figura 39:</b> Série climática com precipitação, temperatura e médias para o período seco e úmido para a geleira Shallap .....	93
<b>Figura 40:</b> Temperatura média mensal entre fase úmida e seca para a série de análise da geleira Shallap. ....	94
<b>Figura 41:</b> Série climática com precipitação, temperatura e médias para o período seco e úmido para a geleira Yanamarey. ....	96

<b>Figura 42:</b> Temperatura média mensal entre fase úmida e seca para a série de análise da geleira Yanamarey.....	97
<b>Figura 43:</b> Diferença de vetorização automática da área de acumulação de neve. a) Vetorização com correção topográfica. b) Vetorização sem correção topográfica.....	101
<b>Figura 44:</b> Representação da Altitude da Linha de Neve e representação da Rimaya na geleira Llaca, foto coletadas no dia 19 de agosto de 2023.....	104
<b>Figura 45:</b> a) Penitentes andinos presentes no Nevado Mateo. b) Fenda glacial na área de acumulação na geleira Yanamarey. c) Detritos presentes na zona de ablação em área mais declivosa da geleira Yanamarey. d) Detritos presentes na zona de ablação da geleira Yanamarey em setor mais a jusante. ....	105
<b>Figura 46:</b> Pontos de campo.....	106

## LISTA DE TABELAS

<b>Tabela 1:</b> Tabela de materiais para realização do trabalho. ....	52
<b>Tabela 2:</b> Intensidade das fases El Niño Oscilação Sul. (Adaptado de SENHAMI, 2014). ....	58
<b>Tabela 3:</b> Pontos de controle obtidos em campo através do Sistema Global de Posição (GPS) Garmin GPSmap 62, os pontos encontram-se no sistema de referência WGS 84 em coordenadas geográficas.....	60
<b>Tabela 4:</b> Diferenças entre elevação obtida com GPS GARMIN, ALOS PALSAR e SRTM.	61
<b>Tabela 5:</b> Médias por período dos parâmetros climáticos do Nevado Artesonraju. ....	92
<b>Tabela 6:</b> Médias por período dos parâmetros climáticos da geleira Shallap. ....	95
<b>Tabela 7:</b> Médias por período dos parâmetros climáticos da geleira Yanamarey.....	98

# SUMÁRIO

<b>1. INTRODUÇÃO .....</b>	<b>16</b>
<b>1.1. Objetivo Geral .....</b>	<b>18</b>
<b>1.2. Objetivos Específicos.....</b>	<b>18</b>
<b>1.3. Justificativa.....</b>	<b>19</b>
<b>1.4. Área de Estudo .....</b>	<b>22</b>
<b>1.4.1. Climatologia .....</b>	<b>22</b>
<b>1.4.2. Geologia .....</b>	<b>Error! Bookmark not defined.</b>
<b>1.4.3. Hidrologia .....</b>	<b>25</b>
<b>1.4.4. Geomorfologia .....</b>	<b>25</b>
<b>1.4.5. Registros Paleoclimáticos Pleistocênicos e Holocênicos da Cordillera Blanca .....</b>	<b>26</b>
<b>1.4.6. População .....</b>	<b>27</b>
<b>2. REFERENCIAL TEÓRICO .....</b>	<b>29</b>
<b>2.1. Climatologia de Montanha .....</b>	<b>29</b>
<b>2.2. Zona de Convergência Intertropical (ZCIT).....</b>	<b>30</b>
<b>2.3. Módulos de Variabilidade Climática .....</b>	<b>31</b>
<b>2.3.1. El Niño Oscilação Sul (ENOS) .....</b>	<b>31</b>
<b>2.3.2. Oscilação Decenal do Pacífico .....</b>	<b>32</b>
<b>2.4. As Geleiras, as fácies e o balanço de massa.....</b>	<b>33</b>
<b>2.4.1. Geleiras de Montanha Tropicais .....</b>	<b>37</b>
<b>2.4.2. Comportamento do Balanço de Massa das Geleiras da Cordillera Blanca .....</b>	<b>40</b>
<b>2.5. Monitoramento da Criosfera através de técnicas em Sensoriamento Remoto e banco de dados....</b>	<b>44</b>
<b>2.5.1. O comportamento Espectral dos Alvos da Criosfera .....</b>	<b>45</b>
<b>2.5.2. Google Earth Engine aplicado ao monitoramento da Criosfera .....</b>	<b>49</b>
<b>3. MATERIAIS E MÉTODOS.....</b>	<b>51</b>
<b>3.1. Materiais.....</b>	<b>51</b>
<b>3.2. Processamento e Identificação da Altitude da Linha de Neve por método automático no Google Earth Engine.....</b>	<b>53</b>
<b>3.3. Obtenção da Altitude da Linha de Neve manual .....</b>	<b>56</b>
<b>3.4. Levantamentos de parâmetros climáticos e modelos de reanálise.....</b>	<b>57</b>
<b>3.5. Obtenção de séries anuais do Balanço de Massa e Altitude da Linha de Equilíbrio e da Área em banco de dados .....</b>	<b>58</b>
<b>3.6. Trabalho de Campo.....</b>	<b>59</b>
<b>3.7. Avaliação da acurácia do mapeamento da ALN transitória manual .....</b>	<b>61</b>
<b>3.8. Avaliação da acurácia da obtenção das facies de neve pelo método automático.....</b>	<b>62</b>
<b>3.9. Análises Estatísticas .....</b>	<b>62</b>
<b>4. RESULTADOS.....</b>	<b>63</b>
<b>4.1. A acurácia da área de cobertura de neve ao longo dos anos.....</b>	<b>63</b>

4.2.	<i>A Área de Cobertura de Neve úmida no GEE para a Cordillera Blanca: o setor Pacífico e o da Amazônia</i> .....	64
4.3.	<i>Variações nas geleiras Artesonraju, Shallap e Yanamarey desde 1988</i> .....	68
4.3.1.	<b>Variações na ALN transitória anual no GEE e a avaliação das estimativas geradas</b>	<b>68</b>
4.3.2.	<b>Variações anuais na área de cobertura de neve e o RCN no GEE</b>	<b>72</b>
4.3.2.1.	Artesonraju .....	72
4.3.2.2.	Shallap.....	73
4.3.2.3.	Yanamarey .....	75
4.3.3.	<b>O contexto hipsométrico, a perda de área desde 1985 e as mudanças no balanço de massa e na ALE anual desde 2004</b>	<b>76</b>
4.3.3.1.	Nevado Artesonraju .....	77
4.3.3.2.	Shallap.....	80
4.3.3.3.	Yanamarey .....	84
4.4.	<i>Análise das séries climáticas</i> .....	87
4.4.1.	<b>A Ocorrência do ENOS e da PDO</b>	<b>87</b>
4.4.2.	<b>Série climática para o Nevado Artesonraju</b>	<b>89</b>
4.4.3.	<b>Série climática para a geleira Shallap</b>	<b>92</b>
4.4.4.	<b>Série climática para a geleira Yanamarey</b>	<b>95</b>
5.	<b>DISCUSSÕES</b> .....	<b>99</b>
5.1.	<i>Potencialidades e limitações da metodologia</i> .....	99
5.1.1.	<b>Dificuldades da automatização do método de identificação de zonas glaciais utilizando sensores ópticos em áreas de montanha tropical</b>	<b>99</b>
5.1.2.	<b>Potencialidades da utilização de plataformas de processamento automático na obtenção de zonas glaciais.</b>	<b>103</b>
5.1.3.	<b>Potencialidades da identificação da ALN transitória</b>	<b>107</b>
5.2.	<i>A resposta dos setores da CB à variabilidade climática: Bacias Hidrográficas da Amazônia e do Pacífico</i> .....	110
5.3.	<i>A relação entre as variações anuais nas geleiras Artesonraju, Shallap e Yanamarey e a temperatura do ar, precipitação e ENOS</i> .....	113
5.3.1.	<b>A mudança glacial na geleira Artesonraju</b>	<b>113</b>
5.3.2.	<b>A mudança glacial para a geleira Shallap</b>	<b>116</b>
5.3.3.	<b>A mudança glacial na geleira Yanamarey</b>	<b>119</b>
5.3.4.	<b>A relação entre as variações e parâmetros das geleiras de análise</b>	<b>121</b>
6.	<b>CONSIDERAÇÕES FINAIS</b> .....	<b>125</b>
	<b>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS</b> .....	<b>129</b>
	<b>ANEXO I</b> .....	<b>147</b>
	<b>ANEXO II</b> .....	<b>148</b>

## 1. INTRODUÇÃO

As mudanças climáticas intensificaram-se nas últimas décadas devido ao aquecimento atmosférico e oceânico, impulsionado pelo aumento das emissões dos gases de efeito estufa (MASSON-DELMOTTE, 2021). Como resposta, as geleiras têm apresentado retração e perda de volume (VUILLE *et al.*, 2008; ROE, BAKER & HERLA, 2017; HOCK & HUSS, 2021). As montanhas são um fator importante no sistema climático, já que servem como reguladoras deste sistema devido aos fatores topográficos, os quais influenciam na circulação atmosférica, bem como no sistema climático regional devido aos *feedbacks* em relação às taxas de albedo da criosfera de montanha (HOCK *et al.*, 2019). As geleiras de montanha são altamente sensíveis às mudanças na temperatura atmosférica e, portanto, são indicadores do balanço energético na superfície da Terra (HOELZLE & TRINDLER, 1998). Para além disso, o aumento da temperatura atmosférica é mais proeminente em áreas de alta montanha e, na região andina, sobretudo no Equador, Peru, Bolívia e norte do Chile (BRADLEY *et al.*, 2006).

Diante da aceleração dessas mudanças nas últimas décadas (desde os anos 1980), o monitoramento das geleiras de montanha localizadas no Peru é relevante para a compreensão das respostas das geleiras tropicais às mudanças climáticas (AMES MARQUEZ & FRANCOU, 1995). Estudos demonstram que na Cordillera Blanca (CB), Peru, as geleiras estão retraindo, e isto pode impactar negativamente as comunidades a jusante (KASER, AMES & ZAMORA, 1990; GEORGES, 2004; SILVERIO & JAQUET, 2005; BURY *et al.*, 2011; BARAER *et al.*, 2012; LYNCH, 2012; SILVERIO & JAQUET, 2017; SCHAUWECKER *et al.*, 2017; SEEHAUS *et al.*, 2019; CLARK & BARRAND, 2020; MOTSCHMANN *et al.*, 2020; TURPO *et al.*, 2022), como, por exemplo, no escoamento superficial das bacias com cobertura de gelo o qual pode ser afetado pelas mudanças ambientais. Para as diferentes bacias hidrográficas da CB pode haver diminuições de 2 – 30% na descarga hídrica (BARAER *et al.*, 2012; HUSS & HOCK, 2018). Em algumas bacias, como a do rio Santa, essa mudança na disponibilidade de água pode afetar o acesso à água potável das populações mais vulneráveis, como agricultores em setores a montante e populações urbanas em zonas mais pobres em setores a jusante (LYNCH, 2012). Assim como, levar a riscos

glaciais, como inundações associadas ao rompimento de barragens de lagos glaciais (MOTSCHMANN *et al.*, 2020).

Neste contexto, faz-se ainda mais relevante a compreensão do comportamento das geleiras e de suas distintas fácies superficiais, as quais se dividem em área de acumulação e área de ablação (PATERSON, 1981). A linha que divide estas duas áreas é denominada de Altitude da Linha de Equilíbrio (ALE), a qual pode coincidir com a Altitude da Linha de Neve (ALN) ao final da estação de ablação (MEIER, 1962). A medida da ALE é importante pois nos fornece indicadores da variação anual do balanço de massa (BM) (PATERSON, 1981). O BM é um indicador importante da relação geleira-clima (KASER *et al.*, 2003), pois reflete as mudanças no padrão de precipitação e temperatura no decorrer dos anos (MACKINTOSH, ANDERSON & PIERREHUMBERT, 2017).

Em relação às projeções das mudanças climáticas para as próximas décadas, e de acordo com o sexto relatório do Painel Intergovernamental sobre Mudanças Climáticas (IPCC), o qual, subdivide o continente sul-americano em sub-regiões (ITURBIDE *et al.*, 2020), há alta confiabilidade no aumento das temperaturas atmosféricas para a região Noroeste da América do Sul (*Northwestern South-America - NWS*) (POTTER *et al.*, 2021). Além disso, há projeções de crescimento significativo das temperaturas máximas mensais, assim como decréscimo de dias com temperaturas de congelamento (POTTER *et al.*, 2023). Segundo o IPCC (2023), há evidências da contribuição antropogênica nestes eventos. É esperado, ainda, a diminuição da cobertura glacial e o aumento de inundações. De acordo com o relatório, devido a probabilidade da contínua perda de volume das geleiras e ao degelo do *permafrost* nos cenários de aquecimento, espera-se a ocorrência da redução nos fluxos de rios e que exista a possibilidade de enchentes de alta magnitude por rompimento de lagos glaciais.

Outros estudos já demonstram a possibilidade do monitoramento da cobertura glacial por sensores remotos orbitais (RIBEIRO *et al.*, 2010; SCHAUWECKER *et al.*, 2017; MOTSCHMANN *et al.*, 2020; BANERJEE *et al.*, 2021). Ferramentas como o *Google Earth Engine* (GEE) são aliadas neste sentido. Visto que, esta plataforma oferece o processamento em escala global de dados geoespaciais em nuvem, e disponibiliza um vasto catálogo de dados de maneira gratuita (BANERJEE *et al.*, 2021). Outros estudos já aplicaram o GEE para o monitoramento de perda glacial de áreas tropicais nos Andes em larga escala espacial (TURPO *et al.*, 2022).

A presente dissertação propõe as seguintes questões: a) A utilização do GEE pode ser aplicada na geração de uma série de dados para a identificação de alterações da ALN e, indiretamente, do balanço de massa de geleiras que represente um maior detalhamento espacial e temporal do que os dados existentes para a região da CB?; b) a pesquisa, utilizando o GEE, ao proporcionar a maior automatização do processamento das imagens, sobretudo utilizando dados de acesso livre, poderá contribuir para ampliar a identificação das flutuações na cobertura glacial nas últimas duas décadas e dos fatores relacionados?; c) Podem ser observados períodos com maiores variações nos parâmetros glaciológicos analisados para três geleiras da CB e uma relação com o comportamento dos parâmetros ENSO, precipitação total e temperatura do ar?

### *1.1. Objetivo Geral*

Este trabalho tem como objetivo geral obter a variação anual da área de acumulação de setor na CB (8°38'10.88"S, 77°48'2.72"O e 9°41'33.45"S, 77°15'35.02"O) (Figura 1) por bacia de drenagem (Pacífico - Atlântico) (Figura 2) no período de 1988 – 2023, e investigar a ALN transitória para as geleiras Artesonraju, Shallap e Yanamarey, aplicando o processamento de dados em nuvem.

### *1.2. Objetivos Específicos*

- I. Diferenciar as fácies anuais superficiais de geleiras para a CB utilizando o Índice de Neve por Diferença Normalizada (NDSI), Índice de Vegetação por Diferença Normalizada (NDVI) e infravermelho próximo (NIR) através do GEE.
- II. Investigar a variação anual da ALN transitória e do Raio de Cobertura de Neve (RCN) das geleiras Artesonraju, Yanamarey e Shallap para o período de análise.
- III. Estabelecer série climática anual com dados de temperatura, precipitação e dados de El Niño para o período.

- IV. Analisar as variações da área de acumulação de neve e comparar com os dados de variação de área das geleiras entre 1988 e 2021 disponibilizados pelo MapBiomas – Perú.
- V. Relacionar as variações anuais da ALN transitória das geleiras Artesonraju, Yanamarey e Shallap com dados de balanço de massa, ENSO, precipitação total e temperatura do ar.

### **1.3. Justificativa**

O monitoramento das geleiras de montanha é importante já que estes ambientes desenvolvem o papel de sentinelas de alterações no sistema climático (KASER *et al.*, 2003; MARK & FERNANDEZ, 2017) e respondem em uma curta escala de tempo (HANNAH *et al.*, 2007). Se comparadas as geleiras em altas latitudes, às geleiras localizadas em baixas latitudes, possuem baixa continentalidade e temperaturas anuais médias na ALE mais elevadas (MACKINTOSH, ANDERSON & PIERREHUMBERT, 2017), assim, são áreas sensíveis às mudanças climáticas. Ademais, dentre as geleiras dos Andes, um dos balanços de massa mais negativos é a das geleiras tropicais (DUSSAILLANT *et al.*, 2019).

Para essa região são observadas mudanças climáticas e há projeção de aumento de graus-dia de aquecimento (HDD) na região (NWS) até a metade do século sob o cenário RCP8.5 (COPPOLA *et al.*, 2021). Diante disto, as geleiras na CB, por suas pequenas dimensões e baixas latitudes, são alvos importantes para o monitoramento através do sensoriamento remoto.

As mudanças climáticas provocam transformações ambientais nestes locais e em suas áreas de influência. Essas mudanças podem ocorrer nas taxas e granulometria de sedimentos, nas taxas de vazão hídrica, entre outros, assim a compreensão dos reajustes dos processos paraglaciais é necessária. Sobretudo, porque a área de estudo possui importância em relação ao Brasil, já que mais de 90% dos sedimentos do rio Amazonas são provindos de rios que se originam nos Andes (MEADE *et al.*, 1985). Para além disso, Reis *et al.* (2021) encontrou ligação entre sedimentos contidos na Calota de Gelo Quelccaya e os sedimentos no Rio Madeira. Assim, é importante ter mais dados sobre essa região, já que alguns rios, como por exemplo o rio Marañon, drenam para a região Amazônica.

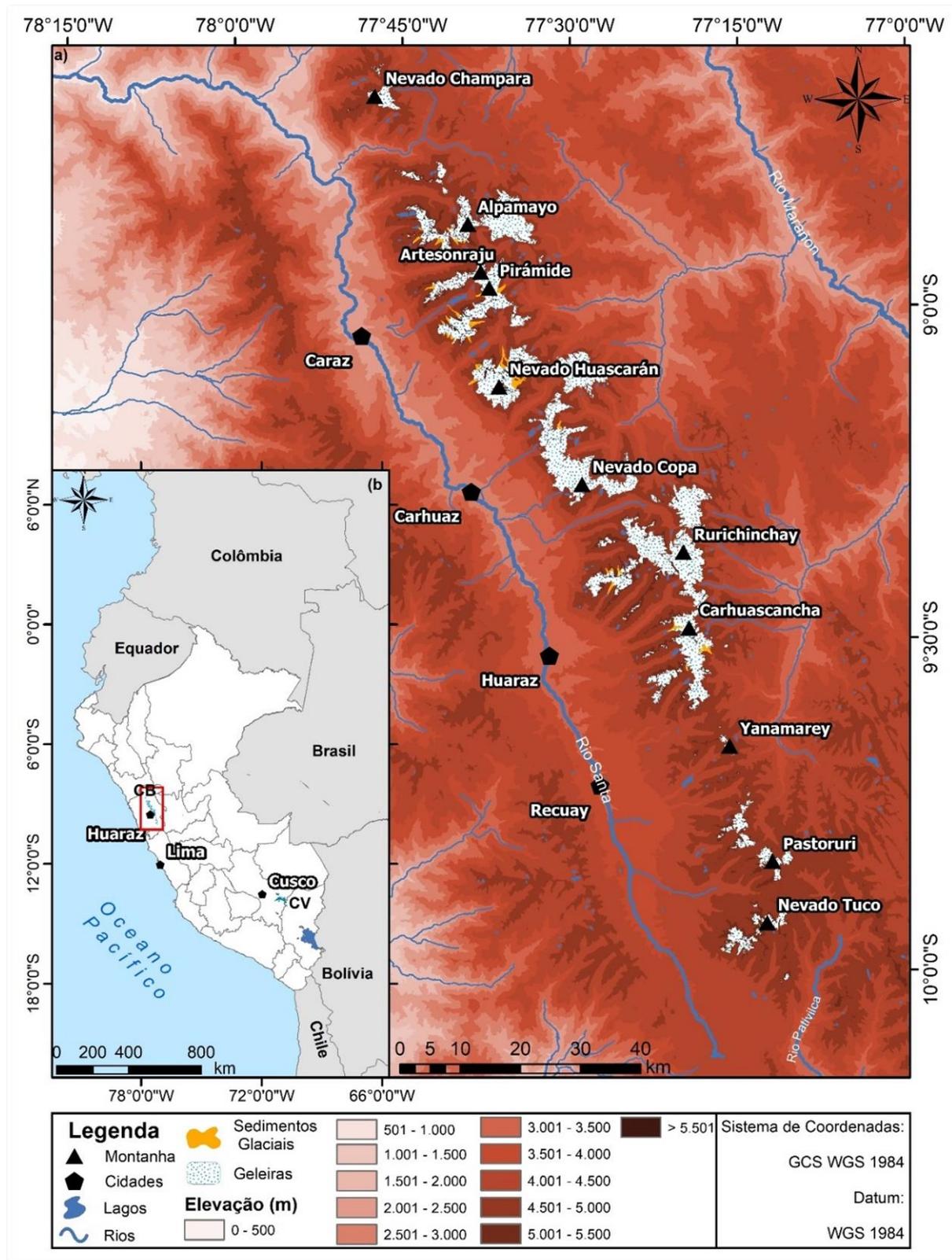
Já para as demais bacias, como a do Rio Santa, a retração glacial agrava os conflitos em relação aos recursos hídricos. E envolve os diversos atores sociais, políticos e econômicos presentes na região, o que reflete na vulnerabilidade das comunidades locais (LYNCH, 2012).

Na CB (Figura 1), a relação entre o BM e o El Niño Oscilação Sul (ENOS) não possui tanta linearidade como em outras regiões (VUILLE, KASER & JUEN, 2008). A circulação atmosférica de larga escala (como o ENOS) vai afetar fatores como precipitação, umidade e temperatura, os quais têm implicações no BM (VUILLE, KASER & JUEN, 2008). Assim, ampliar o entendimento sobre qual é o papel da teleconexão do ENOS com o BM das geleiras da região é importante, pois auxilia na compreensão de como a influência desse nas taxas de precipitação e temperatura podem estar relacionadas com as mudanças no BM.

Para além disto, a CB caracteriza-se como patrimônio imaterial, assim, as mudanças climáticas não afetam só o ambiente, mas também impactam a população que vive em áreas de influência da criosfera de alta montanha. Essas mudanças configuram-se como mudanças socioambientais e podem impactar comunidades, forçando-as aos processos migratórios, já que as mudanças climáticas podem afetar recursos essenciais para estas populações (FIGUEIREDO *et al.*, 2019).

A criosfera andina é um ambiente importante para a cultura das comunidades campesinas locais. Em geral, os impactos causados pelas mudanças climáticas são em sua maioria negativos, as perdas e danos nessas regiões podem ser categorizadas como: culturais, aos meios de subsistência, à produtividade, aos recursos naturais, a vidas, à segurança e à ordem social e a pessoas e bens (HUGGEL *et al.*, 2019). Assim como, as mudanças climáticas podem ser forçantes na criosfera em relação aos riscos naturais que podem gerar perdas e danos para as comunidades locais (FERNANDEZ, 1957; BURY *et al.*, 2011; FREY *et al.* 2018; MOTSCHMANN *et al.*, 2020).

Assim, por estas geleiras possuírem fatores que as tornam sensíveis às mudanças climáticas (como sua pequena dimensão) (VALDERRAMA *et al.*, 2016), estarem localizadas em uma região tropical, e por poderem impactar as comunidades a jusante, faz-se necessário o entendimento das dinâmicas presentes na região.



**Figura 1:** Mapa de localização mostrando no quadro (a) a localização da Cordillera Blanca (CB) e da Cordillera Vilcanota (CV) e no quadro (b) os principais canais fluviais, as geleiras e as cotas altimétricas através do MDE Copernicus 30 m. (Fonte: autora, 2024).

Ferramentas de livre acesso e processamento de dados em nuvem possibilitam abranger uma maior escala temporal com detalhamento. Um exemplo, é o GEE, o qual pode permitir avançar na automatização dos processamentos, monitoramento e na verificação dos dados. Assim, os resultados a partir desta ferramenta poderão proporcionar a disponibilização de arquivos vetoriais com informações para o contínuo monitoramento de aspectos glaciais (como a área anual, fácies das geleiras, e ALN transitória). O que faz do GEE uma ferramenta potente, já que é um ambiente onde é possível a integração dos dados, o que auxilia para comparação com estudos já existentes (e.g. estudo para a Altitude do Nível de Congelamento de SHAUWECKER *et al.*, 2017).

#### 1.4. Área de Estudo

A Cordillera Blanca (8°12' - 10°01'S) é uma subcordilheira da Cordilheira dos Andes e se localiza no Peru, no departamento de Ancash (Figura 1). Pela *Autoridad Nacional del Agua* (ANA) (2014) esta subcordilheira localiza-se na região abrangida pelo Norte dos Andes no Peru. Esta área possui a maior concentração de área glacial na região tropical (KASER, AMES & ZAMORA, 1990), onde segundo levantamento da NASA apresentado pelos autores, em 1970 a região possuía uma área de 723 km<sup>2</sup> de cobertura glacial. Já em levantamento realizado pela ANA para o ano de 2003 a área possuía uma cobertura de 527,62 km<sup>2</sup>. Isto significa uma perda percentual de 27,06% para o período.

A região possui mais de 200 cumes com elevações superiores a 5000 m de altitude e 27 com elevações superiores aos 6000 m, seu cume de maior elevação é o Huascarán, o qual possui uma altitude de 6768 m (Figura 1) (AMES MARQUEZ & FRANCOU, 1995; KASER & GEORGES, 1999). A Cordillera Blanca faz parte do Parque Nacional de Huascarán, criado em 1975, com o objetivo de preservar aspectos biológicos, geológicos e geomorfológicos da região, os quais são considerados patrimônio natural, científico e cultural.

##### 1.4.1. Climatologia

Os diferentes tipos climáticos para a região de estudo ocorrem devido às distintas altitudes presentes na região (VALDERRAMA *et al.*, 2016). Segundo

Valderrama *et al.* (2016) os tipos climáticos são: a) Temperado e semiárido, o qual se encontra em elevações de 2000 a 3200 m de altitude, com precipitação anual de 380 mm e aumento médio com altitude, enquanto a temperatura média anual varia de 12°C a 16°C; b) de 3200 a 3800 m de altitude o clima é subúmido e frio, as precipitações são de 645 mm anuais, já a temperatura média é de 11°C; c) o clima muito úmido e frio, o qual, localiza-se em altitudes de 3800 a 4800 m, nos meses de novembro a março e onde ocorrem maiores taxas de pluviosidade, com médias de 800 - 900 mm, já para a temperatura média é de 6.6°C; d). O clima pluvial e gélido estende-se acima dos 4800 m de altitude, possui médias de precipitação de 1000 mm anuais, onde boa parte desta se dá em estado sólido e suas temperaturas variam dos -18°C aos 7°C.

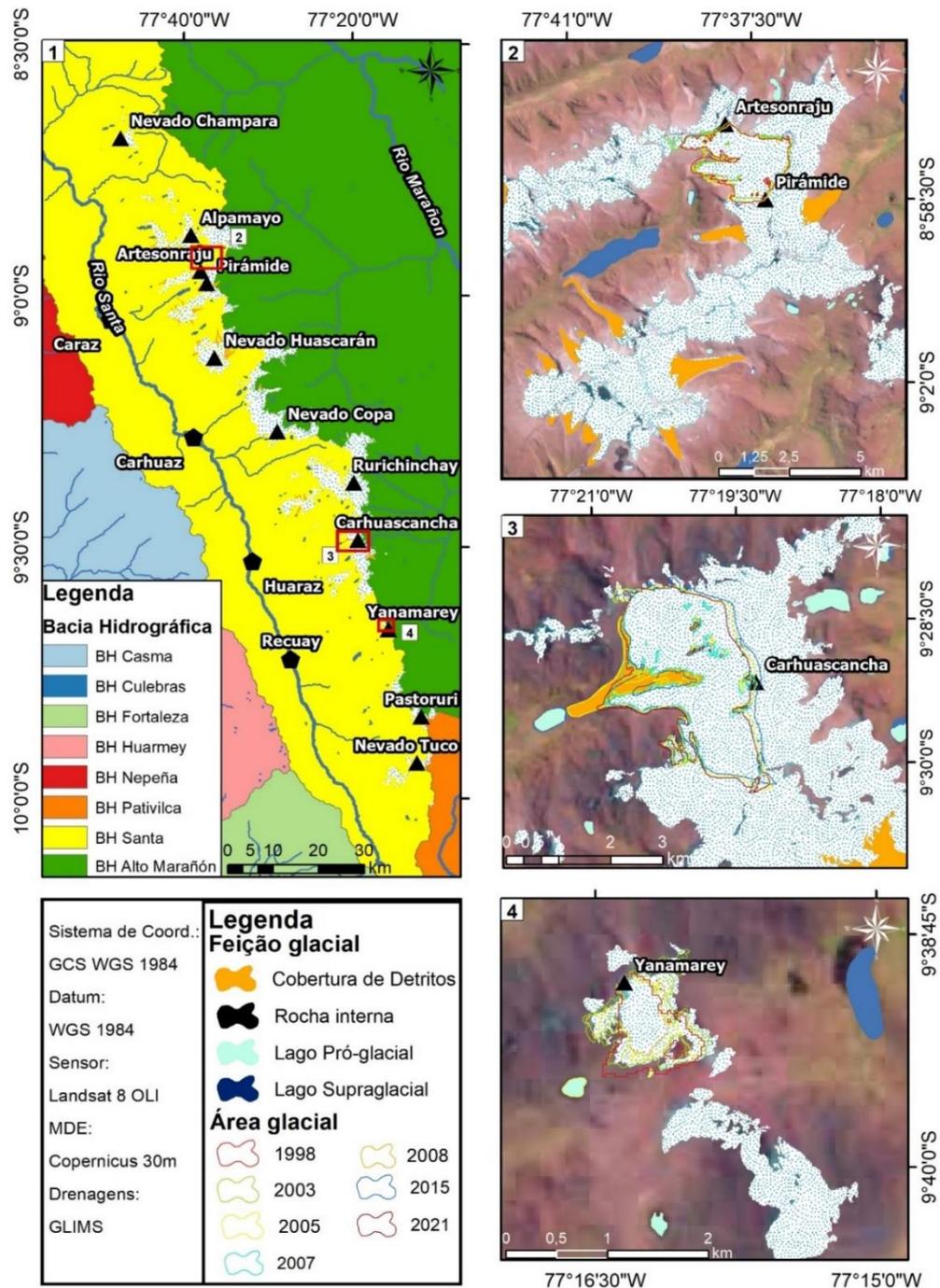
O clima da região é marcado por grandes variações de temperatura diárias e pequenas variações sazonais (KASER, AMES & ZAMORA, 1990), a qual pode passar de -20°C nas primeiras horas matinais para 20°C próximo ao meio-dia aos 6000 m de altitude, mesmo em uma condição de ausência de ventos (SILVÉRIO, 2003).

A região é marcada por uma estação seca (maio - setembro) e por uma estação úmida (outubro - abril), onde a variação nas taxas de umidade será controlada pela Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) (KASER, AMES & ZAMORA, 1990). Outros autores consideram a estação seca de maio – agosto (RABATEL *et al.*, 2012). Outro fator que tem um papel importante no comportamento do balanço de massa das geleiras da região é o Índice de Oscilação Sul, onde a alternância entre fases positivas (El Niño) e negativas (La Niña) acarretará diferenças de maior ou menor perda/ganho de massa glacial (WAGNON *et al.*, 2001).

As taxas de precipitação máximas ocorrem em março, e permanecem abaixo de 20 mm durante o inverno para o Hemisfério Sul (SILVÉRIO & JAQUET, 2017). Na estação úmida há precipitação de neve em altitudes maiores que 4800 m (SILVÉRIO & JAQUET, 2017), no entanto a neve só permanece em altitudes onde há geleira, já que a condição termal tropical não permite a acumulação de neve em zonas de menor elevação (KASER *et al.*, 2003).

#### 1.4.2. Geologia

A Cordillera Blanca é resultante de uma deformação do Mioceno Superior - Plioceno Inferior seguida de um reajuste do conjunto de falhas de idades Plio-Quaternárias, onde o relevo é controlado por um sistema de *horsts* e *grabens*, os quais são responsáveis por áreas depressionais e áreas mais elevadas (DALMAYRAC, 1974).



**Figura 2:** Mapa de localização das bacias hidrográficas Santa, Marañon e Pativilca (1); Em detalhe a geleira Artesonraju; Em detalhe a geleira Shallap (3). Em detalhe geleira Yanamarey (3). (Fonte: autora, 2024).

O falhamento separa a CB, alongada norte-noroeste e o *graben* do Rio Santa. Elevações Neogênicas tardias, associadas a movimentos na zona de falha, fazem com que esta seja a cordilheira mais elevada do Peru (WISE & NOBLE, 2003). Há a ocorrência de rochas vulcânicas e sedimentares as quais afloram no norte da bacia do Rio Santa (VALDERRAMA *et al.*, 2016).

#### 1.4.3. Hidrologia

A CB é um divisor de drenagem para as bacias hidrográficas: Santa, Marañon e Pativilca (Figura 2) (ANA, 2014). Em levantamento de imagens de satélite (anos de 2001, 2002, 2003 e 2006), realizado por outros autores, as bacias Santa e Pativilca, as quais drenam para o Pacífico, possuíam respectivamente 548 e 10 geleiras com áreas de 359,62 km<sup>2</sup> e 2,71 km<sup>2</sup>. Enquanto a bacia Marañon, a qual drena para o Atlântico, possuía um total de 197 geleiras, com área total de 165,29 km<sup>2</sup> (ANA, 2014). A drenagem na CB, na BH Santa ocorre em direção ao Rio Santa, o qual descarrega em uma série de vales tributários (KASER *et al.*, 2003) e nasce no Nevado Tuco (VALDERRAMA *et al.*, 2016).

#### 1.4.4. Geomorfologia

Em relação a proposta de Ross *et al.* (2019) o contexto geomorfológico na região é caracterizado por Cinturões Orogenéticos Meso-Cenozóicos e a sua morfoescultura é a Cordilheira Centro-Occidental. Em relação aos tipos de formas de relevo presentes, observam-se: leques aluviais, os quais são associados a eventos extremos ou não regulares, onde nestes grandes leques encontram-se as principais concentrações urbanas; depósitos coluviais/eluviais; cânions, os quais possuem forma em “V” e depósitos flúvioglaciais; planície aluvial ou terraço alto/fundo de vale fluvial, onde os processos erosivos nesses setores são principalmente pela erosão fluvial e o solapamento dos taludes; vales glaciais com formas em “U”; lagos de origem glacial; depósitos morânicos; geleiras; colinas; e montanhas (VALDERRAMA *et al.*, 2016).

As geleiras possuem diferentes orientações e assim estão sujeitas a distintas condições de recarga e topografia. Há maior quantidade de geleiras na face oeste devido as melhores condições topográficas já que as declividades são suaves nesse

setor (AMES MARQUEZ & FRANCOU, 1995), ainda que, a face oriental possua maiores taxas de pluviosidade (KASER & GEORGES, 1999).

Para além das diferenças topográficas há também diferenças na orientação das vertentes. As geleiras distribuem-se nas orientações: norte (48 geleiras), nordeste (78), leste (65), sudeste (104), sul (141), sudoeste (90), oeste (102) e noroeste (127) (ANA, 2014). O que ocasiona em diferenças nas taxas de incidência solar para as distintas regiões, e faz com que o flanco oriental esteja mais sujeito a maior tempo de iluminação solar, enquanto a outra vertente a uma condição de maior nebulosidade, sobretudo no turno da tarde (AMES MARQUEZ & FRANCOU, 1995).

Em relação à classificação das geleiras presentes na área de estudo há uma predominância de geleiras de montanhas, seguido das de geleiras de vale. Em 1970 era possível observar-se a presença de um campo de gelo, o que não se encontra para 2003. Além disso, é possível verificar-se para o ano de 2003 a presença de geleiras com cobertura de detritos (ANA, 2014).

#### 1.4.5. Registros Paleoclimáticos Pleistocênicos e Holocênicos da Cordillera Blanca

Outros estudos que realizaram datação por radiocarbono indicam o detalhamento temporal dos depósitos morânicos presentes na CB, e identificaram para a parte oeste desta cordilheira uma divisão quádrupla dos depósitos morânicos para o Pleistoceno tardio, onde: a 1° é referente às morainas de 13500 - 9700 ± 500 anos antes do presente (AP); 2° é relativa às morainas de idades mais antigas que 13280 ± 190 anos AP, provavelmente correlacionadas aos depósitos morânicos do Último Máximo Glacial encontrados na Cordillera Vilcanota; no 3° grupo estão as morainas mais antigas que 19700 ± 340 anos AP; no 4° grupo estão as morainas com idades de ao menos 29 mil anos AP (RODBELL, 1993). Quatro fases distintas de glaciações pleistocênicas também são descritas em outros trabalhos (CLAPPERTON, 1972).

Testemunho de gelo coletados na cabeceira da montanha Huascarán indicam um aquecimento para as últimas duas décadas (com início na década 70) (DAVIS *et al.*, 1995). O que indica que as condições climáticas nos distintos estágios glaciais em altas altitudes nos trópicos podem ter sido cerca de 8° a 12° C mais frios que hoje (THOMPSON *et al.*, 1995). Para o período 8400 - 5200 anos AP as evidências indicam

um clima mais quente, com um posterior resfriamento até a Pequena Idade do Gelo (PIG) e, assim como encontrado por Davis *et al.* (1995), um rápido aquecimento para as últimas duas décadas de análise (80 e 90).

Muitos estudos têm indicado a retração contínua da frente glacial desde a PIG, onde este foi o último avanço glacial significativo, ainda que tenham ocorridos re-avanços menores durante os últimos séculos. As estimativas das paleo-ALE é que esta tenha se elevado cerca de 100 m de altitude, enquanto as paleo frentes glaciais estendiam-se a cerca de 1 km da atual frente, o que equivale a 30% de seu comprimento (JOMELLI *et al.*, 2008). Para a bacia Llanganuco (CB), a área sofreu uma redução de 30% para o período da PIG – 1962 (IPARRAGUIRRE *et al.*, 2022). A extensão glacial para a PIG era de 850 - 900 km<sup>2</sup> já para a década de 90 é de 620 km<sup>2</sup> (GEORGES, 2004), se considerarmos a extensão glacial para a PIG de 850 km<sup>2</sup> os dados indicam uma diminuição de área glacial de 27% neste período.

#### 1.4.6. População

O departamento de Ancash passou por um aumento populacional de 726.215 habitantes em 1972 para 1.067.282 habitantes em 2000, segundo dados do *Instituto Nacional de Estadística e Informática, Peru* (INEI) (KASER *et al.*, 2003). Em 2017, a população total passou para 1.083.519 habitantes. Entre 2007 e 2017, a população urbana passou de 590.310 para 686.728, respectivamente, a rural passou de 473.149 para 396.791 habitantes. As taxas de crescimento urbano e decréscimo rural podem denotar mudanças nos usos de água desta região.

As águas provindas da CB, através do Rio Santa, abastecem áreas agrícolas, e são utilizadas para produção energética e indústria (KASER *et al.*, 2003). Para além destes usos, há um aumento populacional nas áreas de influência do Rio Santa nas últimas décadas, assim como a intensificação das atividades agrícolas e mineradoras (KASER *et al.*, 2003). Outro sistema fluvial sob pressão que pode impactar a população nas áreas de influência, é o Rio Marañon, devido à crescente atividade de hidrelétricas (HILL, STALLARD & RITTGER, 2018).

As comunidades campesinas presentes na região da CB percebem a retração glacial nas últimas décadas (FIGUEIREDO *et al.*, 2019). Em uma perspectiva subjetiva, os ambientes de montanha também fornecem benefícios não materiais, fornecendo Serviços Ecossistêmicos Culturais, os quais são importantes para as

comunidades que interagem nesse meio e para as diversas atividades provindas desta interação (e.g. atividades recreativas, lazer, ritos espirituais, etc.) (TENERELLI, DEMSAR & LUQUE, 2016; SCHIRPKE *et al.*, 2020; PIVOTO *et al.* 2022).

## 2. REFERENCIAL TEÓRICO

### 2.1. *Climatologia de Montanha*

O clima em regiões de montanha possui alta variabilidade devido às diferenças de altitude e topografia. Assim, a própria orientação das encostas vai influenciar na distribuição e na quantidade de energia recebida em um dado ponto, o que implica em variação da temperatura do ar, das taxas de evaporação e distribuição da vegetação, e também no derretimento da neve (GREENLAND, 2005).

Segundo o gradiente térmico vertical médio, as temperaturas do ar tendem a diminuir em média 6,4 °C por quilômetro de altitude, isso ocorre devido a uma menor densidade da atmosfera na região da troposfera conforme o aumento da elevação. Assim, em maiores altitudes ocorre uma menor conservação do calor, as superfícies aquecem e resfriam mais rápido, o que implica em uma alta amplitude térmica no decorrer do dia (CHRISTOPHERSON & BIRKELAND, 2017). Logo, as regiões de encosta e picos em uma montanha possuem diferenças de temperatura, visto que nestas primeiras ocorrerá a mistura com o ar livre (BARRY, 2008 apud VUILLE, 2011). No entanto, medições precisas de temperatura em ambientes de alta montanha são difíceis devido à dificuldade de acesso destas áreas remotas para a instalação de estações automatizadas (BRADLEY, KEIMIG & DIAZ, 2004; VUILLE, 2011; PEPIN et al., 2015; PALAZZI et al., 2019).

O efeito orográfico das montanhas gera precipitações, o que implica em um setor a barlavento mais úmido e a sotavento mais seco e quente. Assim, à medida que o ar ascende, ele expande e resfria e há a condensação e a precipitação no setor de barlavento. Já ao descender, no setor de sotavento o ar aquece devido à sua compressão, o que resulta na evaporação da umidade restante (GREENLAND, 2005; MINDER & ROE, 2011; CHRISTOPHERSON & BIRKELAND, 2017). A precipitação orográfica afeta o BM glacial em regiões de cordilheira orientadas perpendicularmente aos ventos preferenciais da região (MINDER & ROE, 2011) como é o caso dos Andes tropicais e a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT).

Já em relação aos ventos, em altas altitudes estes adquirem maiores velocidades devido ao decréscimo da fricção (GREENLAND, 2005). A umidade, por sua vez, afeta a energia disponível para os processos de fusão e sublimação (VUILLE et al., 2008).

Nos ambientes de montanha, o albedo também possui um papel importante no balanço de energia, já que essa medida será a quantidade de radiação refletida ou absorvida por determinada superfície (GOWARD, 2005; GRENFELL, 2011; CHRISTOPHERSON & BIRKELAND, 2017). Cada superfície terá uma taxa de albedo distinta, a qual varia de acordo com a cor, a rugosidade e a umidade. No caso da neve e do gelo, as taxas de albedo variam com as características da estrutura das camadas, com a presença de impurezas, com o tamanho e a distribuição dos grãos de neve/gelo e das bolhas de ar, com a quantidade de água, com o grau de metamorfismo e idade do gelo, com o ângulo solar e com a cobertura de nuvens (GRENFELL, 2011; ARORA, SHUKLA & GUPTA, 2011).

O albedo é um feedback importante nesses ambientes porque em superfícies mais claras, como é o caso da neve fresca, da neve mais antiga e do gelo, as taxas de albedo são mais elevadas, ainda que variem entre si. O albedo superficial local pode diminuir com a idade da neve e do gelo e com o conteúdo de água e degelo superficial, o que pode contribuir para alterar o balanço de energia e gerar feedback positivo ao acelerar as taxas de degelo (GRENFELL, 2011). A diminuição do albedo regional ocasiona uma maior perda glacial (OERLEMANS, GIESEN & BROKE, 2009). A deposição de sedimentos na superfície das geleiras também constitui um mecanismo de feedback importante. Como é o caso da deposição de carbono negro provindo de incêndios florestais sob as geleiras, o que pode ocasionar um feedback negativo para estas (MAGALHÃES N. et al., 2019), já que irá favorecer mudanças nas taxas de absorção da radiação em ondas curtas.

## ***2.2. Zona de Convergência Intertropical (ZCIT)***

A ZCIT é uma região de baixa pressão que possui um papel proeminente no clima tropical. A convergência dos ventos alísios gera alta nebulosidade e precipitação. Sua posição irá variar sazonalmente, onde para o Hemisfério Sul poderá atingir até a latitude 15°S (YAN, 2005). A ZCIT terá o papel de impulsionar a variabilidade sazonal nesta região dos Andes e sua variabilidade ocorre de acordo com ângulo de incidência solar (MARTINEZ *et al.*, 2011).

A intensidade e o padrão da ZCIT, juntamente com o ENOS, influenciam a temperatura e a precipitação em uma escala interanual na CB (FERNÁNDEZ-SÁNCHEZ *et al.*, 2022(a)). Na estação seca, a ZCIT não impulsiona essa umidade

para a região da CB, pois está deslocada para o Hemisfério Norte. Na estação úmida, a precipitação pode ocorrer mesmo nas áreas de maiores elevação e mesmo na área de sotavento da CB, assim a oscilação da ZCIT e as condições topográficas afetam a distribuição da precipitação na região (KASER, AMES & ZAMORA, 1990).

### 2.3. Módulos de Variabilidade Climática

#### 2.3.1. El Niño Oscilação Sul (ENOS)

O ENOS é uma oscilação na interface oceano-atmosfera que ocorre na região tropical do Oceano Pacífico e afeta o sistema climático (GLANTZ, 2005; FARMER & COOK, 2013). A Oscilação Sul possui duas fases: a quente, chamada de El Niño, e a fase fria, chamada de La Niña. Essas fases ocorrem pela alternância no sistema de pressão no nível do mar no Pacífico. Quando a pressão no nível do mar é anormalmente alta na região de Darwin, Austrália, há uma tendência a ser anormalmente baixa em Taiti, quando as pressões estão de maneira contrária será a fase fria (GLANTZ, 2005). Estes eventos possuem tempos médios de recorrência, onde o El Niño, usualmente, acontece em intervalos irregulares de 3-7 anos e geralmente dura de 9 meses a 2 anos (FARMER & COOK, 2013).

Durante os eventos de El Niño verifica-se a: a) menor ocorrência de chuvas e tempestades na parte ocidental do Pacífico equatorial e em parte do Pacífico oriental tropical; b) redução dos ventos leste na parte ocidental do Pacífico em baixa atmosfera, assim como dos ventos de oeste na parte oriental tropical do Pacífico em alta atmosfera (FARMER & COOK, 2013).

Nos eventos de El Niño, os ventos alísios trazem águas mais aquecidas para o leste, às quais se acumulam na costa da América do Sul. Em seu desenvolvimento, a estrutura das camadas oceânica é modificada com uma camada em profundidade anormalmente mais aquecida (FARMER & COOK, 2013). A água mais aquecida, proveniente do El Niño irá aquecer a atmosfera e pode formar nuvens e, consecutivamente, gerar condensação, assim, esses eventos de El Niño podem levar precipitações para áreas mais áridas (GLANTZ, 2005). Como é o caso de regiões no norte do Peru, voltadas para o Pacífico, as quais podem ser atingidas por chuvas durante episódios suficientemente fortes do El Niño, como foram os episódios de 1972/1973, 1982/1983, 1997/1998 e 2015/2016 (SANABRIA *et al.*, 2018).

Para a região da CB, em relação à ocorrência de precipitação, os eventos de El Niño tendem a ser secos e os de La Niña úmidos, onde, geralmente as condições secas são associadas à ocorrência de temperaturas do ar mais elevadas e os úmidos à ocorrência de temperaturas do ar mais baixas (VUILLE, KASER & JUEN, 2008). No entanto, alguns anos fogem do padrão, como é o caso de 1972/1973, onde é constatado para a região um ano com temperaturas elevadas, mas taxas de precipitação acima do esperado (VUILLE, KASER & JUEN, 2008). As anomalias de temperatura da superfície do mar do Pacífico vão influenciar o BM's das geleiras na região. Assim, há relação entre o ENOS e o BM das geleiras e depende da variação de intensidade destes eventos (MAUSSION *et al.*, 2015).

Com as mudanças climáticas é esperado o aumento da frequência de eventos extremos de ENOS (CAI *et al.*, 2014; CAI *et al.*, 2015). Modelos climáticos baseados em futuras concentrações de gases de efeito estufa obtiveram como resultado condições mais frequentes de El Niño e mais eventos frios no Oceano Pacífico tropical (TIMMERMANN *et al.*, 1999). A medida da Temperatura Superficial do Mar (TSM) auxilia na compreensão dos fluxos de energia entre oceano-atmosfera, assim como auxilia no entendimento das mudanças climáticas (COPERNICUS, 2023). A TSM tem influência sobre o ENOS e em mudanças nas precipitações (XIE *et al.*, 2021).

### **2.3.2. Oscilação Decenal do Pacífico**

A Oscilação Decenal do Pacífico (PDO) é caracterizada por ser uma variabilidade climática de longo prazo (MANTUA & HARE, 2002) e é modelada pela soma de diferentes processos físicos (NEWMAN *et al.*, 2016) como por exemplo, tanto pela forçante do ENOS quanto pelo ressurgimento das anomalias da TSM no Pacífico Norte (NEWMAN, COMPO & ALEXANDER, 2003) e pode influenciar setores do Pacífico tropical (MANTUA *et al.*, 1997).

As fases da PDO são classificadas como quentes ou frias e sua distribuição espacial ocorre da seguinte maneira segundo Mantua & Hare (2002): a) Valores das anomalias da TSM anormalmente frios no interior do Pacífico Norte associados a pressões ao nível do mar abaixo da média e quentes ao longo da costa do Pacífico geram valores de PDO positivos; b) Já, quando ocorre a inversão destes padrões, ou seja, anomalias da TSM quentes no interior do Pacífico Norte associadas a pressões

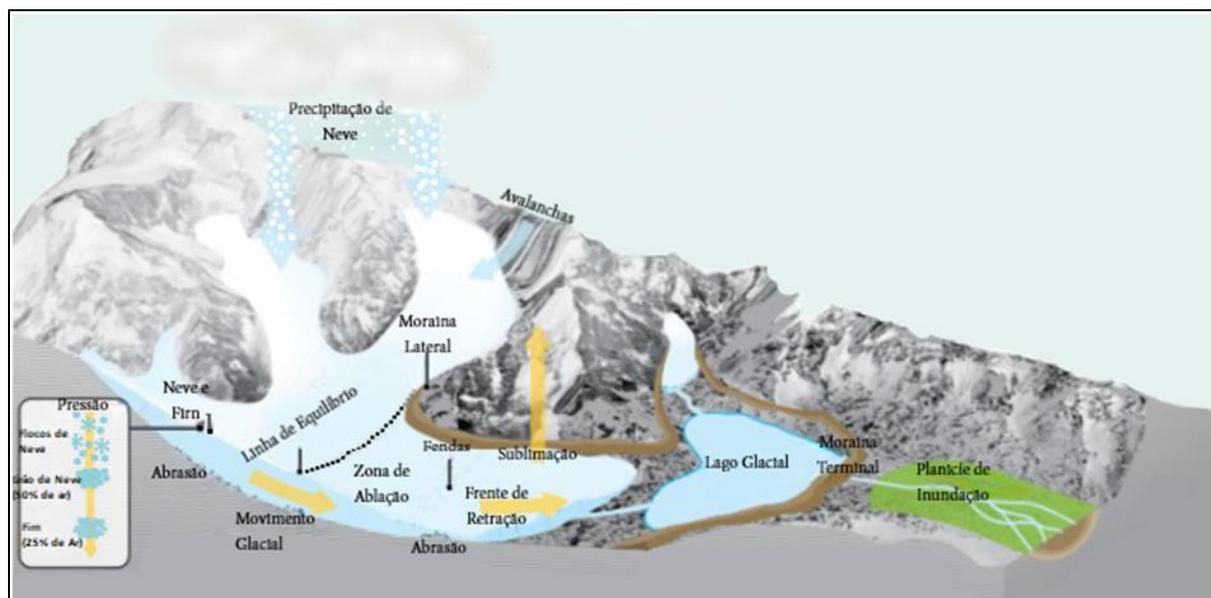
ao nível do mar acima da média e anomalias de TSM frias na costa do Pacífico geram valores de PDO negativos.

Outros estudos apontam que a PDO pode exercer influência em relação aos eventos ENOS (MANTUA *et al.*, 1997; NEWMAN, COMPO & ALEXANDER, 2003; KAYANO & ANDREOLI, 2007; WANG *et al.*, 2014). Onde, há uma potencialização dos eventos de La Niña sob o efeito de uma fase negativa da PDO, assim como sob evento de El Niño e fase positiva da PDO (WANG *et al.*, 2014). Outros estudos demonstram que a combinação da fase negativa da PDO e de um evento de La Niña pode fazer com que áreas úmidas tornem-se mais úmidas e áreas áridas, tornarem-se mais secas, no entanto, menores (WANG *et al.*, 2014). Outros autores também demonstram a influência da PDO sob o Hemisfério Sul (GARREAUD & BATTISTI, 1999; EVANS *et al.*, 2001; MANTUA & HARE, 2002), onde, quanto à umidade as fases quentes da PDO podem coincidir com períodos mais secos para o norte da América do Sul e mais úmidos para o centro sul da América do Sul. Já quanto às temperaturas, o norte da América do Sul terá temperaturas anormalmente mais quentes (MANTUA & HARE, 2002). Em relação às geleiras tropicais, Veettil *et al.* (2014) aponta a necessidade de entender as mudanças no balanço de massa glacial relacionando com as fases quentes e frias da PDO, pois é possível que eventos de La Niña em fases quentes da PDO gerem menor ganho de massa glacial do que quando há ocorrência eventos de La Niña a fases frias da PDO.

#### **2.4. As Geleiras, as fácies e o balanço de massa**

As geleiras formar-se-ão onde a acumulação exceder a ablação, aumentando quando as condições climáticas e topográficas forem favoráveis, do contrário, quando a ablação for maior ocorrerá a diminuição de sua massa. O tempo para sua formação varia de acordo com as condições atmosféricas locais e pode ser menor em latitudes mais baixas (PATERSON, 1981; BENN & EVANS, 2010). Seu processo de formação ocorre pelo aumento da densidade da neve, onde os espaços preenchidos por ar atmosférico entre um grão e outro são gradualmente diminuídos. Quando as bolhas de ar são isoladas entre os grãos de neve que permaneceram após uma estação de ablação, têm-se o estado intermediário entre neve e gelo, chamado de *firn* (densidade de 400 - 830 kg/m<sup>3</sup>). Por fim devido à pressão e recristalização será formado o gelo

(densidade 830 - 910 kg/m<sup>3</sup>) (Figura 3) (PATERSON, 1981; BENN & EVANS, 2010; OBBARD, BAKER & LOMONACO, 2011; BUIZERT & HELSEN, 2021).



**Figura 3:** Dinâmicas glaciais em ambientes de alta montanha. (Adaptado de: SCHOOLMEESTER *et al.*, 2018).

Uma geleira pode ser definida como uma massa de gelo que se move continuamente seja por deformação interna e ou por deslizamento basal (SIMÕES, 2004). As geleiras podem ser classificadas de acordo com a temperatura do gelo, as de base termal úmida, ou seja, as temperadas, possuem água de degelo basal (COGLEY *et al.*, 2011), e têm seu movimento por deslizamento basal e deformação interna do gelo (FOUNTAIN, 2011). O gelo e a neve, nas geleiras temperadas, encontram-se próximos ao ponto de fusão sob pressão (em torno de 0°C) (PATERSON, 1981; BENN & EVANS, 2010; FOUNTAIN, 2011; MACKINTOSH, ANDERSON & PIERREHUMBERT, 2017). A exceção pode estar nas camadas de gelo superficiais, já que a temperatura pode estar abaixo de 0°C em parte do ano. Estas geleiras temperadas irão atingir seu ponto de fusão sob pressão ao menos uma vez ao ano e podem ser encontradas dos trópicos até regiões subpolares (FOUNTAIN, 2011).

Quanto a sua morfologia, em relação à classificação primária, no que corresponde às bacias de drenagem propostas por Rau *et al.* (2005), as geleiras da CB podem ser classificadas como geleiras de vale e geleiras de montanha. Onde as geleiras de vale possuem uma área de acumulação bem definida e são limitadas pela topografia local, seguindo um vale pré-existente (RAU *et al.*, 2005). Já as de

montanha incluem geleiras de circo<sup>1</sup>, geleiras de nicho<sup>2</sup>, geleiras suspensas<sup>3</sup>, as quais podem aderir às paredes do vale no qual estão encaixadas (RAU *et al.*, 2005). Os glaciaretos serão as massas de gelo pequenas, com volumes de massa pequenos e sem movimento (RAU *et al.*, 2005).

Em relação às dimensões e à distribuição das geleiras, muitos fatores podem influenciar. A latitude, por exemplo, faz com que próximo aos polos as geleiras tenham maiores dimensões e extensão, já que estas latitudes estarão submetidas a menores ângulos de incidência solar (BENN & EVANS, 2010). Como a temperatura do ar descende com a elevação devido à menor densidade do ar, a altitude pode influenciar a ocorrência de geleiras mesmo em menores latitudes (BENN & EVANS, 2010). A orientação solar também implica na quantidade de radiação solar recebida pelas geleiras e a topografia influencia o desenvolvimento, distribuição e comportamento das geleiras, assim como na disponibilidade de umidade (BENN & EVANS, 2010).

As geleiras irão se expandir e se retrair, alterando o seu BM, em resposta às mudanças na temperatura, precipitação sólida, e outros fatores (BENN & EVANS, 2010; SHRESTHA, 2011; KINNARD *et al.*, 2022). Logo, compreender seus mecanismos de respostas é necessário. Essa perda de massa glacial é determinada pelo BM. Este influenciará na razão entre a área total e a área de acumulação de uma geleira (DYURGEROV & MEIER, 2005), o qual será determinado pelo raio da área de acumulação (RAA).

A área de acumulação ocorrerá pela precipitação de neve ou por meio de avalanchas e a ablação ocorrerá por derretimento, por remoção pelo vento, por evaporação e/ou desprendimento de blocos de gelo, *etc.* (PATERSON, 1981; BENN & EVANS, 2010). Nas geleiras temperadas com término em terra, o processo de ablação é predominantemente por derretimento devido à temperatura superficial do ar, e a acumulação, geralmente, ocorre por precipitação de neve e avalanchas (MACKINTOSH, ANDERSON & PIERREHUMBERT, 2017).

Dado que uma geleira não é uma massa homogênea de neve e gelo e possui distintas áreas (acumulação/ablação), ela pode ser dividida em zonas ou fácies de acordo com as mudanças de suas características (PATERSON, 1981). Dentre as

---

<sup>1</sup> Geleiras que ocupam uma cavidade, possuem morfologia arredondada (SIMÕES, 2004).

<sup>2</sup> Segundo Simões (2004) é “uma geleira pequena que ocupa um recesso estreito e irregular na vertente de uma montanha.

<sup>3</sup> É equivalente a um flanco de gelo, segundo Simões (2004) é uma massa de neve e gelo fina, as quais aderem as vertentes íngremes.

quais as próprias áreas de acumulação e de ablação de uma geleira podem ser subdivididas por zonas, como as propostas por Paterson (1981). A primeira (acumulação), a qual não possui derretimento ao longo do ano, é subdividida entre: zona de neve seca, zona de percolação, zona de neve úmida e o gelo sobreposto. Já a de ablação será marcada pela zona de gelo exposto (PATERSON, 1981).

A zona de neve seca possui ocorrência em áreas como o interior da Antártica ou da Groenlândia, o que não corresponde aos locais característicos de geleiras temperadas. Na zona de percolação, ocorre derretimento do pacote de neve superficial, o que possibilita a percolação da água nesses locais antes do recongelamento. A zona de neve úmida será a parte da geleira onde a neve depositada encontra-se próxima ao ponto de fusão (PATERSON, 1981). O gelo sobreposto ocorrerá no limite inferior da zona de acumulação com o limite superior da zona de ablação, e é o limite entre o *firn* e o gelo, nesta zona devido à ação da água de derretimento, as camadas de gelo irão unir-se em uma massa contínua. As geleiras temperadas não possuem a zona de percolação, já o gelo sobreposto é considerado insignificante. Logo, as geleiras temperadas possuem para fins práticos a zona de neve úmida e a zona de ablação (PATERSON, 1981).

Por fim, a zona de ablação localiza-se abaixo da ALE e tem como característica o gelo exposto (PATERSON, 1981). A ALE de uma geleira é onde a acumulação e a ablação serão iguais (BENN & LEHMKUHL, 2000; BAKKE & NESJE, 2011), nesta linha o fluxo da geleira atinge seu ponto máximo (PATERSON, 1981).

A ALE frequentemente pode coincidir com a ALN no final do verão em geleiras temperadas, caso não haja a ocorrência de gelo sobreposto (BENN & EVANS, 2010; COGLEY *et al.*, 2011; MACKINTOSH, ANDERSON & PIERREHUMBERT, 2017). A ALN pode ser definida como a altura inferior da neve identificada ao final da estação de ablação depositada sob a geleira no inverno. A diferenciação desta neve fresca e do *firn* para encontrar a ALN transitória pode dar-se por levantamento de campo, assim como, através de imagens de satélite, diferenciando-se pelas distintas taxas de retroespalhamento para cada fácies (BAKKE & NESJE, 2011). Se o balanço de massa dessas geleiras for negativo a ALN tende a se distanciar da linha de *firn* em direção à montante (BENN & EVANS, 2010).

A ALE, por ser a elevação média onde a ablação é igual a acumulação após o período de um ano é bastante relacionada às condições climáticas locais, tanto às precipitações, quanto à temperatura do ar, assim as variações nesta podem ser

atribuídas a mudanças nas condições climáticas (KUHN, 1989; NESJE, 1989; BAKKE & NESJE, 2011). A normal climatológica (período de 30 anos) pode ser usada para a obtenção da ALE climática. A ALE irá flutuar conforme às mudanças no BM, assim quando esse for negativo a tendência é deslocar-se para montante e quando for positivo para jusante. Em geleiras temperadas, a ALE pode fornecer o estado da geleira em relação ao BM do ano anterior, assim como a longo prazo (BAKKE & NESJE, 2011). A diminuição do RAA, por sua vez, pode ser uma resposta do BM às mudanças climáticas (DYURGEROV, MEIER & BAHR, 2009). Denota-se que compreender os indicadores do BM é importante para monitorar as geleiras no presente e para extrair seus cenários futuros (DYURGEROV, MEIER & BAHR, 2009).

Ademais, algumas geleiras nestas regiões montanhosas podem possuir a cobertura de detritos. Isso ocorre devido à ação erosiva das geleiras sob as faces da montanha, a qual fornece grande quantidade de detritos, tanto por queda de rocha quanto por avalanchas (KIRKBRIDE, 2011). Geleiras com cobertura de detritos possuem condutividades térmicas e albedos distintos de geleiras descobertas (NICHOLSON & BENN, 2013) assim, respondem de diferentes maneiras às condições na temperatura atmosférica (LEJEUNE *et al.*, 2013). A espessura da camada de detritos também pode influenciar em suas respostas aos parâmetros climáticos (ØSTREM, 1959). Uma camada mais fina pode acelerar o derretimento glacial, pois a interação com a faixa do espectro eletromagnético de ondas curtas será maior e a distância percorrida para a condução térmica menor. Já uma cobertura de sedimentos mais espessa pode decrescer a ablação glacial (NICHOLSON & BENN, 2006; REID & BROCK, 2010; LEJEUNE *et al.*, 2013; NICHOLSON & BENN, 2013).

Já o tipo de término das geleiras (por exemplo em terra ou em lagos) influencia no comportamento de retração ao longo do tempo. As de término em terra terão seu comportamento de avanço ou retração fortemente influenciadas pela temperatura superficial média do ar (DAVIES *et al.*, 2014). Assim como, pela largura do vale e topografia (BARR & LOVELL, 2014).

#### **2.4.1. Geleiras de Montanha Tropicais**

Devido às condições latitudinais as quais as geleiras tropicais estão submetidas, como as taxas de insolação e precipitação, elas apresentam certas particularidades. Nos trópicos, a temperatura do ar varia mais no decorrer do dia do

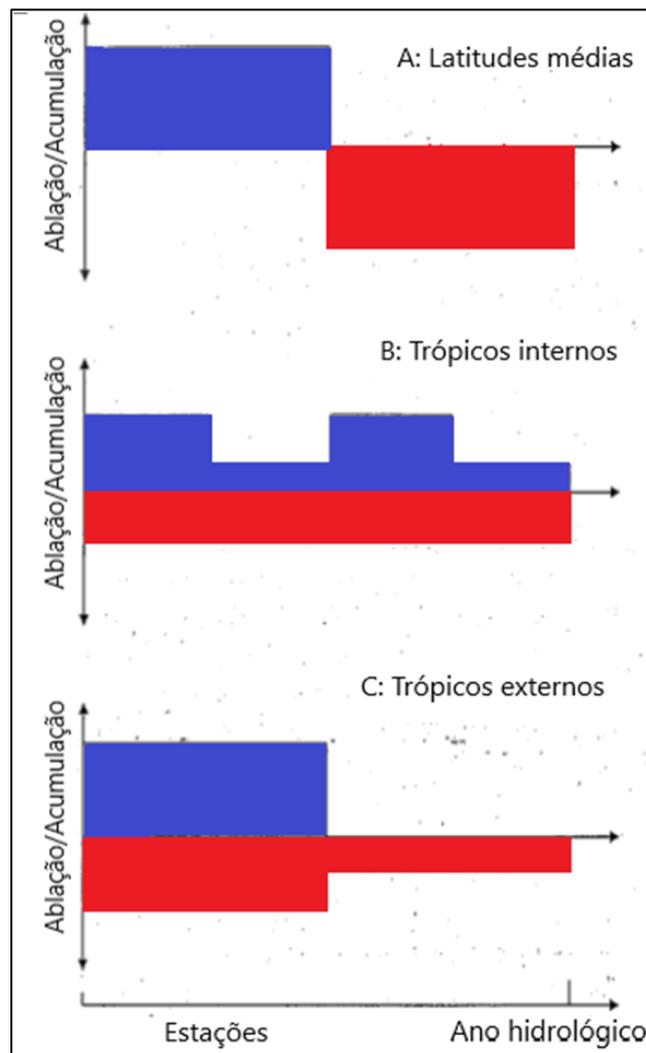
que anualmente (KASER & OSMASTON, 2002). A dinâmica da ZCIT nessa região está intimamente relacionada à delimitação da área de ocorrência das geleiras tropicais, já que influenciará nas condições de umidade. As geleiras que estão dentro da faixa latitudinal de ocorrência da ZCIT devem ser diferenciadas das que apesar de estarem na região tropical, possuem condições de extrema aridez, já que devido a este fator ocorrerá uma diferença no balanço de energia e massa (KASER & OSMASTON, 2002). Para definição de geleiras tropicais, Kaser (1999) e Kaser & Osmaston (2002) delimitam a existência de três fatores condicionantes: a) a incidência da radiação solar; b) a variação de temperatura diária que excede a anual; c) e o regime hídrico (influência da ZCIT).

Como a variação de temperatura anual é muito baixa nas geleiras tropicais, a isoterma de 0°C varia pouco no decorrer do ano (KASER & OSMASTON, 2002). A ALE dessas geleiras tem uma menor sensibilidade quando comparadas à geleiras localizadas em latitudes médias, já que não há variação sazonal da isoterma de 0°C e há ocorrência de ablação durante o ano inteiro. Ainda que, as geleiras tropicais em comparação as de latitudes médias respondam mais às mudanças na temperatura do ar. Quanto as frentes glaciais, as geleiras tropicais, possuem taxas de retração crescente (KASER, 1995).

Esta região pode ser diferenciada entre as geleiras da região tropical interna e externa (Figura 4). Onde a interna está submetida a condições úmidas durante o ano todo, e a externa a uma sucessão entre o período úmido e seco (KASER, 1999; KASER & OSMASTON, 2002; FAVIER, WAGNON & RIBSTEIN, 2004). Neste período seco, nos trópicos externos, o clima comporta-se sob condições climáticas subtropicais (KASER & OSMASTON, 2002).

Como observado na Figura 4, em latitudes médias há dois períodos bem definidos entre a estação de ablação e de acumulação. Enquanto em geleiras localizadas na região tropical interna, a ablação e a acumulação ocorrem o ano inteiro, devido as altas taxas de umidade e de precipitação, e há maiores taxas de acumulação na estação mais úmida. Em geleiras localizadas nos trópicos externos, por haver duas estações, uma seca e outra úmida, a acumulação ocorre no período úmido e a ablação ocorre o ano todo, com um decréscimo da ablação no período seco (KASER & OSMASTON, 2002; RABATEL *et al.*, 2012). Nos trópicos externos, o balanço de massa está intimamente relacionado à quantidade total e à distribuição anual das precipitações (principalmente Dez. - Fev.), enquanto nos internos a

temperatura do ar ainda detém um papel importante (FAVIER, WAGNON & RIBSTEIN, 2004).



**Figura 4:** Resposta das geleiras de latitudes médias, tropicais internas e externas à sazonalidade. (Adaptado de: KASER & OSMASTON, 2002; RIBEIRO, 2007; VEETIL, 2017).

Nas últimas décadas, as geleiras de montanha experimentaram mudanças em sua extensão e volume como resposta às mudanças climáticas (HAEBERLI, 2005; RIBEIRO *et al.*, 2010; SEEHAUS *et al.*, 2019). Nos Andes, as geleiras tropicais estão em um contexto em que se verificou um aquecimento de  $0.68^{\circ}\text{C}$  desde 1939, o que significa taxas de aumento da temperatura de  $0.10^{\circ}\text{C}$  por década (VUILLE *et al.*, 2008).

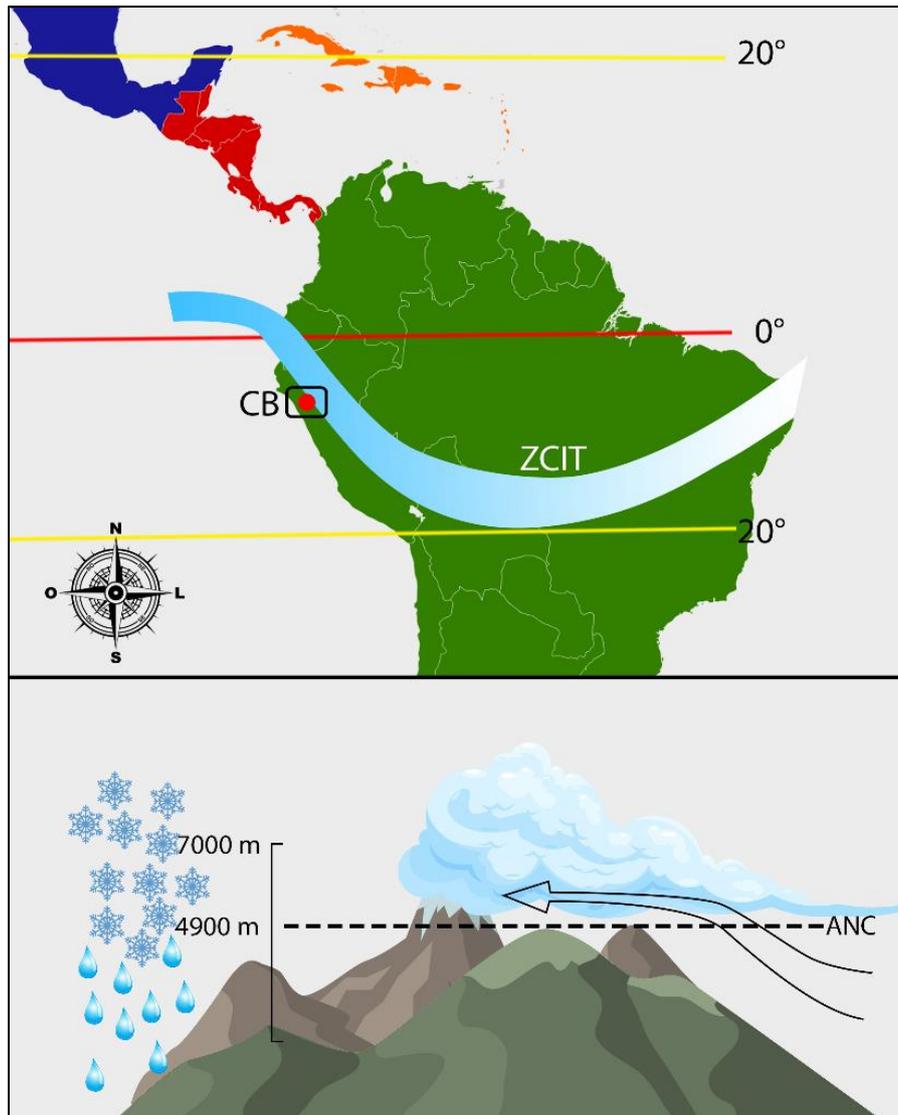
Para a CB, verificou-se um aumento de temperatura de  $0.31^{\circ}\text{C}$  por década (1969 – 1998), enquanto para o período de 1983 – 2012 ocorreu uma redução nas

taxas de aquecimento (SCHAUWECKER *et al.*, 2014). Verifica-se uma tendência a aquecimento atmosférico em todas as diferentes zonas de elevação nos Andes tropicais, exceto as encostas orientais (VUILLE & BRADLEY, 2000; VUILLE *et al.*, 2003). Para a Altura do Nível de Congelamento (ANC) há uma elevação de 73 m para 1948 - 2000 (1.43 m/ano) (DIAZ *et al.*, 2003). Onde para o período de 1973 – 2002, baseado em dados de temperatura do ar, a ANC era de 4500 m (DIAZ, BRADLEY & NING, 2014). Outros estudos identificam a ANC para a CB em 4900 m (SCHAUWECKER *et al.*, 2017). Observa-se também a elevação da ALN nesta região dos Andes tropicais (HANSHAW & BOOKHAGEN, 2014; LÓPEZ-MORENO *et al.*, 2014).

As geleiras tropicais respondem a eventos de El Niño (WAGNON *et al.*, 2001; FRANCOU *et al.*, 2004; FAVIER, WAGNON & RIBSTEIN, 2004; SEEHAUS *et al.*, 2019) tanto com a elevação da ALN, devido a sua resposta a déficits hídricos e decréscimo do albedo (WAGNON *et al.*, 2001) nos trópicos externos, quanto com o aumento da temperatura do ar nos trópicos internos (FAVIER, WAGNON & RIBSTEIN, 2004). A ALN mais elevada e a ALE estão relacionadas na região dos Andes Tropicais externos, com uma boa aproximação entre ambas, excetuando-se anos com ocorrência de neve na estação seca próximo a obtenção das imagens (RABATEL *et al.*, 2012). As mudanças nas taxas de umidade e precipitação são apontadas como um dos motores para a retração glacial nos Andes tropicais para a segunda metade do século XX (VUILLE *et al.*, 2003).

#### **2.4.2. Comportamento do Balanço de Massa das Geleiras da Cordillera Blanca**

A CB é considerada como parte do trópico externo já que além da influência da ZCIT (Figura 5), possui baixa variação anual de temperatura, com aumento dessa variação em direção ao Trópico de Capricórnio (KASER & OSMASTON, 2002). As anomalias na temperatura do mar no Oceano Pacífico tropical atuam como forçantes no BM das geleiras da região, influenciando as taxas de BM negativo nos eventos de El Niño (VUILLE, KASER & JUEN, 2008). Esses eventos vão influenciar nas taxas de precipitação de neve durante a estação úmida, assim como na temperatura do ar. Sendo anos que possuem temperaturas acima da média e baixas taxas de precipitação (VUILLE, KASER & JUEN, 2008).



**Figura 5:** Comportamento da ZCIT no período úmido (verão) e atual Altura do Nível de Congelamento (ANC) para o mesmo período segundo Schauwecker et al. (2017). (Adaptado de: KASER, AMES MARQUEZ & ZAMORA, 1990; SCHAUWECKER *et al.*, 2017).

O BM e a temperatura do ar possuem correlação para a área de estudo e regiões diretamente próximas. Em escala interanual, a tendência de aumento da temperatura do ar leva a um aumento na precipitação o que influencia nas mudanças do BM. Nos anos quentes e úmidos ou frios e secos, o BM sofre uma maior influência das temperaturas, no entanto a frequência desses eventos é significativamente menor que anos quentes e secos ou frios e úmidos. A pressão do vapor também exerce influência no BM (VUILLE, KASER & JUEN, 2008).

Ainda que o El Niño e a diminuição do BM na CB possuam uma relação, há anos em que não ocorre a correspondência dos eventos (VUILLE, KASER & JUEN, 2008), isto pode ocorrer já que os eventos ENOS são únicos e possuem diferentes

distribuições espaciais das anomalias de temperatura, os diferentes padrões caracterizam a distribuição dos ventos zonais médios o que afeta os processos convectivos (GARREAUD & ACEITUNO, 2001).

Sobre as taxas médias de ablação, outros autores apontam que são maiores no período úmido que no seco (KASER, AMES MARQUEZ & ZAMORA, 1990). Isso acontece devido a maior cobertura de nuvens e umidade no período úmido, o que muda as entradas e saídas de radiação de ondas longas e radiação de ondas curtas. Na estação seca, o gelo atinge menores temperaturas superficiais e há mais evaporação devido a maior aridez, esses fatores influenciam o processo de ablação diferencial. Onde, o gelo irá adquirir uma superfície mais porosa e áspera, essa superfície tem uma coloração mais clara, o que eleva as taxas de albedo. Enquanto para as tendências de ablação na região terminal da geleira na estação seca é esperado que altas temperaturas e pouca precipitação leve a uma ablação mais intensa e baixas temperaturas e mais precipitação leve a taxas de ablação menos intensas (KASER, AMES MARQUEZ & ZAMORA, 1990).

A relação entre as geleiras e o albedo para o lado oriental da CB já é discutida por outros autores (RACOVITEANU *et al.*, 2008). Para a geleira Shallap (CB), também se verifica a relação entre as taxas de ablação da geleira e as taxas de albedo (GURGISER *et al.*, 2013). Para outras geleiras na CB, durante a estação seca há maiores perdas de radiação de comprimento de onda longa e fluxo do calor latente o que balanceia as maiores entradas de radiação de ondas curtas. No entanto, para a Shallap, quando comparada a outras geleiras como a Artesonraju, identifica-se maiores taxas de derretimento em agosto, na estação seca, já que durante a estação úmida essa geleira possui altas taxas de albedo por sua cobertura de neve, o que aumenta as taxas de reflectância da energia de entrada (FYFFE *et al.*, 2021).

Em relação aos impactos das mudanças climáticas recentes, estudos indicam uma retração das geleiras em diferentes locais (KASER, AMES & ZAMORA, 1990; GEORGES, 2004; SILVERIO & JAQUET, 2005; BURY *et al.*, 2011; SILVERIO & JAQUET, 2017; SCHAUWECKER *et al.*, 2017; MOTSCHMANN *et al.*, 2020; VEETIL, 2018; SEEHAUS *et al.*, 2019; CLARK & BARRAND, 2020; TURPO *et al.*, 2022). Desde 1930, em um período de 86 anos, as geleiras da CB perderam 46% de sua cobertura glacial, e as taxas de retração aumentaram entre os anos 80 e 2016 (SILVÉRIO & JAQUET, 2017). As mudanças em altitudes mais elevadas estão tornando-se mais predominantes. Georges (2004) considera dois períodos de

retração para o século XX, um de altas taxas de retração entre 1930 - 1940, e outro de recuo intermediário, de 1970 até o final do século. Já para o período 2000 – 2016 há uma elevação nas taxas de retração entre 2013 - 2016, o qual pode estar associado à intensa atividade do El Niño (SEEHAUS *et al.*, 2019). Nota-se que durante 2000 – 2016, 177 geleiras da CB desapareceram, a maioria após 2013 e voltadas para a face sul (SEEHAUS *et al.*, 2019).

Quanto ao balanço de massa durante o período 1972 - 2018, a CB apresentou taxas negativas, onde grande parte das geleiras com BM mais negativo localizam-se em elevações mais baixas. Há ocorrência de BM negativo para geleiras em todas as altitudes entre 2000 e 2018 (CLARK & BARRAND, 2020). O BM varia conforme a orientação da geleira, com BM's mais negativos na encosta noroeste (MARK & SELTZER, 2005; CLARK & BARRAND, 2020).

Para o BM das geleiras Yanamarey e Artesonraju, a primeira apresenta menores valores (SEEHAUS *et al.*, 2019), estas são geleiras que tem seu BM documentado através do WGMS desde 2004. O ano hidrológico 2015/2016 apresentou um BM mais negativo, e este pode estar associado a um evento ENOS que serviu como forçante para maiores taxas de retração (SEEHAUS *et al.*, 2019). Através do *Coupled Model Intercomparison Project 5* (CMIP5) para o final do século XXI outros autores identificaram para a geleira Artesonraju uma elevação da ALE para 5200 m de altitude sob um cenário de *Representative Concentration Pathway* (RCP) 4.5 e de 5600 sob um cenário RCP8.5 (VUILLE *et al.*, 2018). Em 2005, a ALE média para a geleira Artesonraju era de 5150 m de altitude (WINKLER *et al.*, 2009).

Para a geleira Yanamarey há um aumento na retração da frente glacial em 8 m por década desde 1970, assim como a perda de volume glacial (BURY *et al.*, 2011). Essas mudanças impactam os recursos hídricos na bacia hidrográfica e aumentam a vulnerabilidade das comunidades desta bacia. Um dos impactos pode ser na disponibilidade de recursos hídricos. Já que a geleira Yanamarey, por exemplo, é responsável por 50% do fluxo de água para o Lago Querococha (MARK, MCKENZIE & GÓMEZ, 2005). Nesta geleira, verifica-se também diminuição de seu comprimento (-350 m) e de seu volume no período 1948 - 1988 (HASTENRATH & AMES, 1995).

Ainda que, pequenos re-avanços das frentes das geleiras não alterem a tendência à retração glacial para a área de estudo (VUILLE *et al.*, 2018), outros autores apontam uma variabilidade anual nas taxas de retração na CB. Com re-avanços nos períodos 1974-79 e 1985-86, os quais ocorreram devido a baixas

temperaturas anuais (KASER, AMES & ZAMORA, 1990). Assim como precedidos por anos com altas taxas de precipitação (KASER, AMES & ZAMORA, 1990), o avanço da década de 70 foi seguido de uma rápida retração (KASER, 1999). O último avanço mais significativo, o qual chegou quase à frente glacial na PIG foi durante a metade da década de 20 (KASER, 1999). É possível que algumas geleiras da CB tenham passado por re-avanços durante o ano de 1999 - 2002 (GEORGES, 2004).

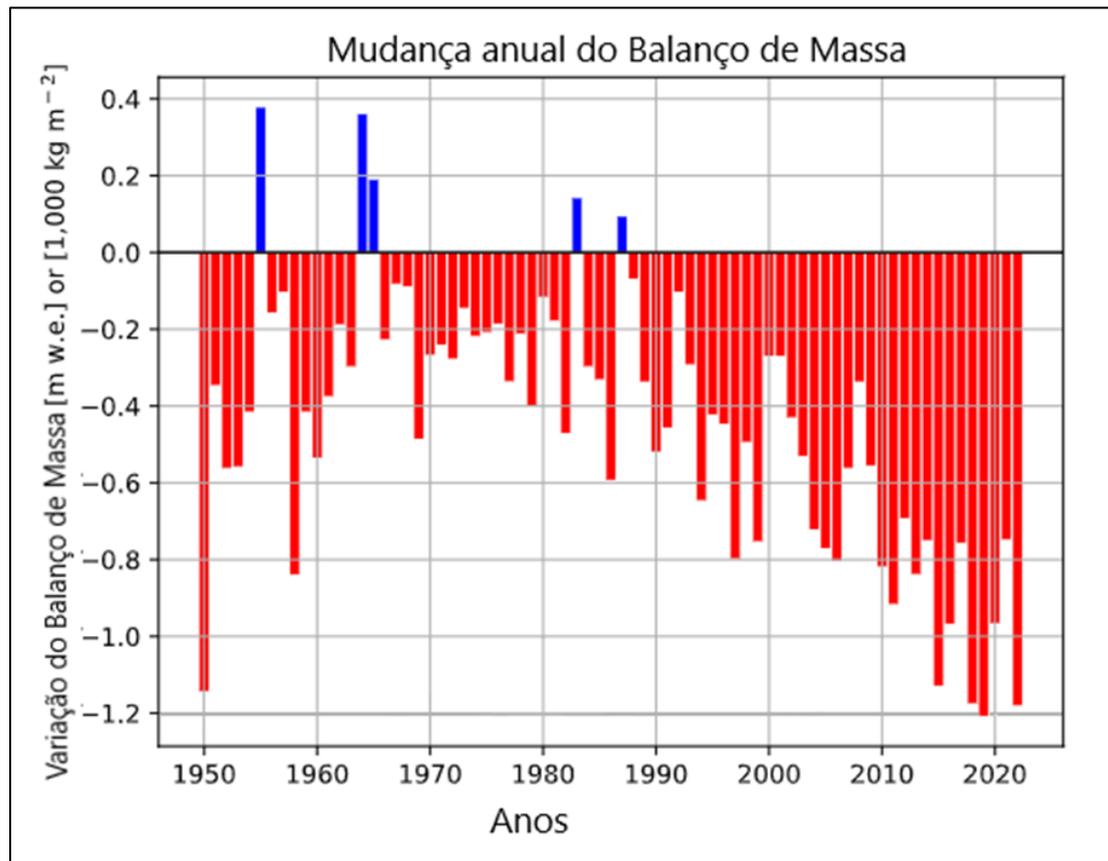
### **2.5. Monitoramento da Criosfera através de técnicas em Sensoriamento Remoto e banco de dados**

Métodos de Sensoriamento Remoto (SR) e sua automatização permitem a identificação de feições glaciais e seu monitoramento (XIE *et al.*, 2020; BANERJEE *et al.*, 2021; GAO *et al.*, 2022; LI, WANG & WU, 2022; TURPO *et al.*, 2022). Assim como, bancos de dados setoriais e quantitativos, como é o caso do *Global Terrestrial Network for Glacier* (GTN-G), que engloba três frentes distintas: o *World Glacier Monitoring Service* (WGMS), o *US National Snow and Ice Data Center* (NSIDC), e o *Global Land Ice Measurements from Space* (GLIMS).

O GLIMS, por exemplo, disponibiliza um inventário *online* de geleiras realizado através do *Advanced Spaceborn Thermal Emission and Reflection Radiometer* (ASTER), de imagens Landsat, de dados históricos e fotografias aéreas. Este inventário contém geleiras de distintas partes do globo, e conta com seus divisores de drenagem e área (RAU *et al.* 2005, ARENDT *et al.*, 2012), e em alguns casos velocidade de superfície e ALN (GLIMS & NSIDC, 2018). Já o WGMS coleta informações relativas a mudanças no BM, volume, área e comprimento das geleiras, assim como informações estatísticas (WGMS, 2023).

Os dados fornecidos pelo WGMS demonstram que muitas localidades têm apresentado BM's negativos (Figura 6). Muitas geleiras da região andina também apresentam BM negativos para os períodos 1979-2003, 2003/2004, 2000-2011, com destaque para as altas taxas de perda glacial para 2013 - 2016 (RIVERA *et al.*, 2005; LEIVA, CABRERA & LENZANO, 2007; FALASCHI *et al.*, 2017; SEEHAUS *et al.*, 2019). Através da utilização dos Modelos Digitais de Elevação (MDE's) gerados por imagens do sensor ASTER, foi observado para os Andes que as geleiras têm passado por BM's negativos para o período de 2000 - 2018, onde os BM's mais negativos são

encontrados nos Andes patagônicos, seguido pelos Andes tropicais (DUSSALLANT *et al.*, 2019).



**Figura 6:** Variação média anual da média do Balanço de Massa das geleiras monitoradas pelo WGMS. (Fonte: Adaptado de WGMS, 2023).

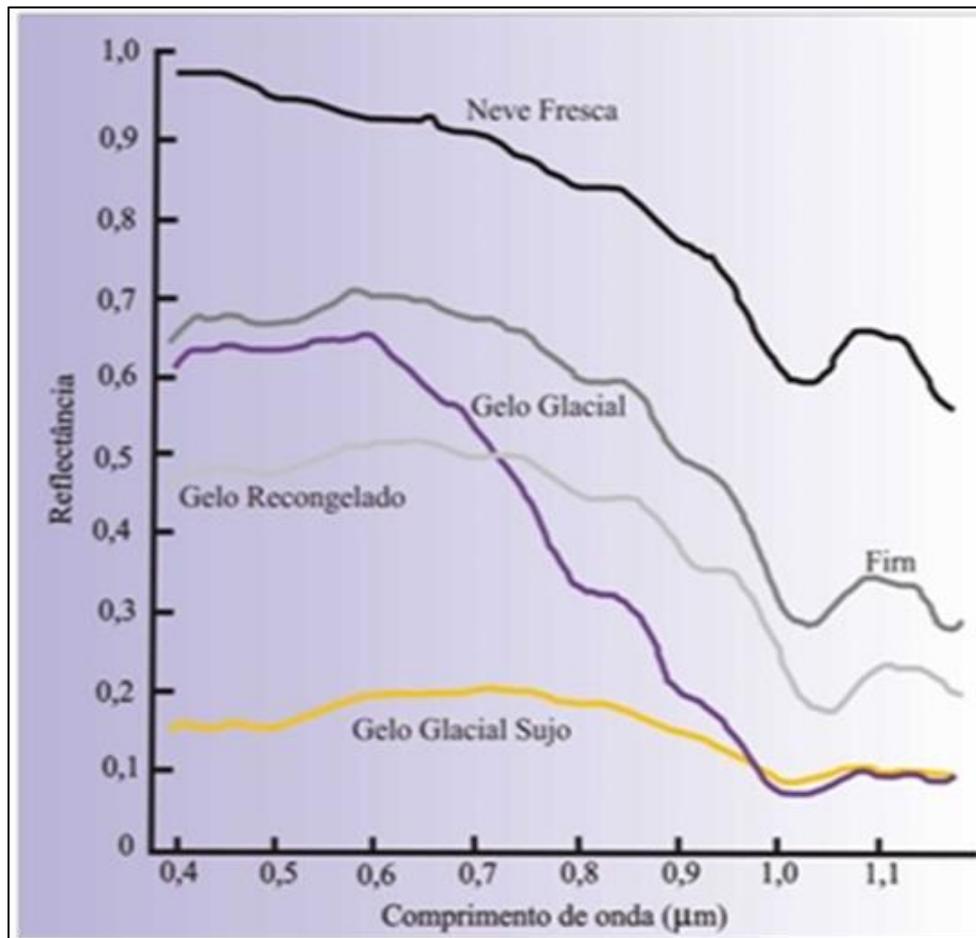
O SR pode ser um aliado na identificação de mudanças em ambientes glaciais. E muitos estudos que utilizam séries temporais de imagens de satélite têm demonstrado que as geleiras na região dos Andes patagônicos (DAVIES & GLASSER, 2012; MEIER *et al.*, 2018; IDALINO, ROSA & SIMÕES, 2020), nos Andes centrais áridos (RIVERA *et al.*, 2005; RUIZ PEREIRA & VEETTIL, 2019; HESS *et al.*, 2020) e nos Andes tropicais (RIBEIRO *et al.*, 2010; RIBEIRO *et al.*, 2013; VEETTIL, 2018; SEEHAUS *et al.*, 2019; TURPO *et al.*, 2022) estão retraindo nas últimas décadas.

### **2.5.1. O comportamento Espectral dos Alvos da Criosfera**

As imagens de satélite são fornecidas em bandas com distintos comprimentos de onda do espectro eletromagnético. Estes são determinados pela distância entre uma onda e outra, os comprimentos de ondas menores possuem maiores

frequências, esses comprimentos de onda menores chamam-se: raios gama, raios X, ultravioleta. Enquanto os maiores são: visíveis, infravermelho próximo (NIR), infravermelho de ondas curtas (SWIR), infravermelho médio, infravermelho termal e micro-ondas (CHRISTOPHERSON & BIRKELAND, 2017). O satélite Landsat 7 ETM+ e o Landsat 8 OLI utilizam os comprimentos de onda a partir da faixa do visível.

Em relação ao SR de áreas da criosfera, cada alvo terá um valor de reflectância distinta em cada comprimento de onda do espectro eletromagnético (Figura 7).



**Figura 7:** Variação da reflectância de distintos alvos em diferentes comprimentos de onda do espectro eletromagnético. (Fonte: ZENG *et al.*, 1984; RIBEIRO, 2007).

O gelo pode possuir inhomogeneidades devido a fatores como o recongelamento, dessa forma, pode ser difícil o modelamento destes alvos em relação a sua interação com o espectro eletromagnético. A neve possui alta reflectância e grande parte do monitoramento destas áreas é realizado através do visível, com comprimento de banda menor que 0,8 μm (REES, 2006). Os grãos de

neve maiores terão menores coeficientes de reflexão no óptico e no NIR (REES, 2006).

Para identificação de áreas de cobertura de neve em satélites multiespectrais usualmente utiliza-se uma banda na faixa do visível e outra em um comprimento de onda próximo ao NIR (1.65  $\mu\text{m}$ ) (REES, 2006). Nesse sentido, muitos monitoramentos da criosfera utilizam o NDSI (e.g. CRANE & ANDERSON, 1984; DOZIER, 1989; SILVERIO & JAQUET, 2005; RACOVITEANU *et al.*, 2008; RUIZ PEREIRA & VEETTIL, 2019; BANERJEE *et al.*, 2021; GAO *et al.*, 2022; TURPO *et al.*, 2022). O NDSI utiliza de bandas espectrais com comportamentos distintos para os alvos de observação (REKOWSKY, BREMER & VETTIL, 2019). Este índice utiliza a banda do verde no espectro visível e do SWIR para discriminar alvos como neve, nuvens e área livre de gelo, e considera que a neve e o gelo irão refletir mais no visível (RACOVITEANU *et al.*, 2008). Entre o intervalo do espectro eletromagnético 1.57 - 1.78  $\mu\text{m}$  há uma baixa reflectância da neve e a maior reflectância de alvos como nuvens (DOZIER, 1984; 1989; HALL, RIGGS & SALOMONSON, 1995).

Outros estudos para a delimitação da área total de uma geleira utilizam composições em falsa cor verde, NIR e SWIR ou SWIR, NIR e vermelho, alterando os limiares de cada banda a fim de realçar o alvo a ser mapeado e o contraste com outros alvos (YARLEQUE *et al.*, 2018; RASTNER *et al.*, 2019; LI, WANG & WU, 2022). Enquanto, outros estudos visam à identificação da ALN de uma geleira através do realce da banda do NIR por meio de seu histograma (RASTNER *et al.*, 2019; LI, WANG & WU, 2022).

Outros autores sugerem a aplicação dos índices e combinação de bandas espectrais associadas ao método Otsu (OTSU, 1979), para diminuir dificuldades de diferenciação de alvos como neve úmida e gelo exposto, que muitas vezes podem ser abrangidos em uma só classe no NDSI, o que conseqüentemente dificulta a delimitação da ALN (e.g. RASTNER *et al.*, 2019; XIE *et al.*, 2020; LI, WANG & WU, 2022; GADDAM *et al.*, 2022; PRIEUR *et al.*, 2022). Esse método é um método não-supervisionado e não-paramétrico no qual é definido um limiar para discriminar duas classes que terão distintos níveis de cinza, esse método auxilia na identificação da bimodalidade de uma classe e auxilia não só na divisão entre tons de cinza, mas como também, de acordo com o histograma de alguma característica ou feição (OTSU, 1979).

Diversos são os desafios para a identificação da cobertura de neve em uma imagem de satélite, mesmo utilizando índices espectrais, essas dificuldades aumentam em relação ao mapeamento da ALN. Visto que esta não será uma linha em uma única cota altitudinal, mas será distribuída em uma faixa de altitude irregular, já que sofrerá interferências de fatores como: redistribuição da neve pelo vento, fatores topográficos e sombreamento (RASTNER *et al.*, 2019). Assim, muitos métodos consideram a ALN como uma zona de elevação, a fim de diminuir essas imprecisões (RASTNER *et al.*, 2019; LI, WANG & WU, 2022). Outros estudos podem calcular a ALN através da média de elevação de todos os *pixels* delimitados na classe ALN (YARLEQUE *et al.*, 2018).

Outro fator que pode dificultar esse monitoramento é a presença de detritos supraglaciais nas geleiras. Onde, os detritos podem exibir as mesmas características espectrais de morainas (laterais e frontais), assim como aos dos depósitos fluvioglaciais, do leito rochoso e das encostas onde essas geleiras estão encaixadas, sobretudo quando esses mapeamentos são realizados de maneira automatizada (PAUL, HUGGEL & KÄÄB, 2004). Em relação à aplicação do método Otsu e sua interação com geleiras com coberturas de detritos, o método pode ser positivo. No entanto, somente quando a cobertura de detritos em uma geleira não for tão extensa e a área livre de detritos seja maior para que a área coberta por detritos não seja agrupada em uma classe distinta da qual corresponde (RASTNER *et al.*, 2019).

Existem alternativas automatizada para o monitoramento da ALN para ambientes de montanha e estes métodos podem chegar a obter acurácia de mapeamento de cerca de 73% (LI, WANG & WU, 2022). A CB por possuir um período seco e úmido bem delimitado possui parte do ano com baixa cobertura de nuvens. A identificação da ALN através de imagens de satélite na região pode se dar no período de maio - agosto, já que esse possui menores taxas de acumulação e pouca variação na ALN (RABATEL *et al.*, 2012). A ALN mais elevada fornecerá uma boa estimativa da ALE anual nesse período. E a composição de bandas (verde, NIR e SWIR) pode ser o método mais adequado para a identificação da ALN, mesmo em comparação com o NDSI com limiar de  $>0.6$  para a área de acumulação (RABATEL *et al.*, 2012). No entanto, o mapeamento manual requer um maior tempo de processamento (ALBERT, 2002).

O Raio de Cobertura de Neve (RCN) é um dado que pode ser obtido através de sensoriamento remoto (*e.g.* RASTNER *et al.*, 2019; LI, WANG & WU, 2022) e

indica o quanto um determinado pixel obteve cobertura de neve durante determinado período (JIN *et al.*, 2022). Este dado pode ser considerado um parâmetro para o RAA de uma geleira (RABATEL, DEDIEU & VINCENT, 2005; PELTO, 2011; RABATEL *et al.*, 2012; RASTNER *et al.* 2019; LI, WANG & WU, 2022). E é uma medida importante já que mudanças no RAA indicam mudanças da área de acumulação de uma geleira em relação a sua área total (MEIER, 1962).

### **2.5.2. Google Earth Engine aplicado ao monitoramento da Criosfera**

O GEE é uma plataforma com processamento de dados em nuvem, o qual facilita tanto o acesso a dados geoespaciais, quanto o processamento e divulgação de dados. A plataforma ainda conta com amplo conjunto de dados para a utilização, com grande resolução temporal, como as séries Landsat, Sentinel, MODIS, MDE's, dados de reanálise climática, dados vetoriais, entre outros (GORELICK *et al.*, 2017). Na plataforma, os satélites Landsat 8 OLI e Sentinel 2, consecutivamente, são os mais utilizados, e dentre os artigos referente a mudanças climáticas, uma das temáticas mais recorrentes é sobre mudanças na cobertura de neve na área glacial e detecção de derretimento de neve (PÉREZ-CUTILLAS *et al.*, 2023).

Além da facilidade em relação ao tempo de processamento no GEE, é possível processar uma série temporal extensa para grandes áreas e realizá-la em nuvem. O GEE também fornece algumas vantagens em relação à filtragem para seleção de imagens. Onde, é possível filtrar a coleção de imagem através de parâmetros como período a ser imageado, área e percentual de cobertura de nuvens (GORELICK *et al.*, 2017). Nas imagens Landsat há uma banda chamada *Quality Assessment* (QA) a qual fornece informações sobre a cobertura de nuvens (ZHU & WOODCOCK, 2012; ZHU, WANG & WOODCOCK, 2015). Para além disso, algumas imagens disponíveis já passaram por algumas etapas de pré-processamento (GORELICK *et al.*, 2017).

Através do GEE é possível realizar o processamento digital de imagens, como a realização de cálculo de diferença normalizada, como é o caso do NDSI (e.g. TURPO *et al.*, 2022). Assim como a aplicação do método Otsu (DONCHYTS *et al.*, 2016; XIE *et al.*, 2020; LI, WANG & WU, 2022). E, também, a modificação da razão de bandas do NDSI adicionando o NIR (LI, WANG & WU, 2022). Os resultados gerados nesse ambiente podem ser exportados como dados para outras plataformas,

assim como é possível realizar gráficos dentro deste ambiente a fim de expressar os resultados obtidos (e.g. SIDHU, PEBESMA & CÂMARA, 2018; LIANG *et al.*, 2020).

Por meio da plataforma, pode realizar-se o desenvolvimento de iniciativas que fornecem dados sobre os biomas em larga escala. Como é o caso do *MapBiomas - Perú*, o qual utiliza mosaico Landsat e faz uma classificação *pixel* por *pixel* com aprendizado de máquina e processamento de dados em nuvem no GEE. A iniciativa busca o mapeamento de mudanças dos biomas em relação as suas dinâmicas em escala anual desde a década de 1980, e auxilia na compreensão das pressões antrópicas sobre o ambiente (MAPBIOMAS, 2023). A obtenção da área glacial para a região da CB disponível no MapBiomas foi realizada através de metodologia proposta por Turpo *et al.* (2022), a qual consiste na geração de máscaras para zonas de nuvem e sombras, cálculo do NDSI, geração de mosaicos anuais para a série Landsat, classificação anual das geleiras, pós-classificação e verificação da acurácia.

### 3. MATERIAIS E MÉTODOS

As etapas metodológicas subdividem-se entre a teórico-metodológico e a prática. A primeira foi realizada através do levantamento bibliográfico entre aspectos gerais da dinâmica das geleiras e características específicas da área de estudo. A segunda parte metodológica foi realizada no ambiente do GEE, para assim realizar etapas de obtenção dos materiais e processamento destes, como a geração de índices espectrais e obtenção de parâmetros climáticos por modelos de reanálise, nesta etapa obteve-se a área de cobertura de neve. A terceira parte envolveu a utilização do BM e da ALE para validação da ALN, assim como dados do MapBiomas para validação da área de acumulação e levantamento em campo. Por fim, a quarta parte envolveu análises estatísticas.

#### 3.1. Materiais

A área da CB abrangida e considerada para todas as análises realizadas está entre as coordenadas (8°38'10.88"S, 77°48'2.72"O e 9°41'33.45"S, 77°15'35.02"O). Não foram consideradas as geleiras em latitudes mais altas das da geleira Yanamarey, assim geleiras como o Nevado Tuco e Pastoruri não foram consideradas para esse estudo. O recorte espacial considerou que algumas das geleiras dessa região possuem vinculação a bacia de drenagem Pativilca e não a BH Santa, assim como algumas não são voltadas para a Amazônia.

Foram selecionados os materiais dispostos na Tabela 1. Na primeira etapa selecionaram-se imagens anuais da estação seca (RABATEL *et al.*, 2012) e com baixa cobertura de nuvens ( $\leq 45\%$ ) para o período 1988 – 2023 dos sensores Landsat 5 TM, Landsat 7 ETM+ e Landsat 8 OLI no GEE. A série foi escolhida devido à disponibilidade de dados com maior cobertura temporal. As imagens selecionadas não possuem precipitação de neve para 5 dias que antecedem a obtenção da imagem segundo os dados de reanálise disponíveis através do ERA5. Foram utilizadas imagens *no Level 2, Collection 2 e Tier 1* do Landsat, pois estas já passaram pelo processo de ortorretificação, correção atmosférica e possuem resolução espacial de 30 m (USGS, 2023). A partir das filtragens de entrada, 221 cenas Landsat se enquadraram nos parâmetros utilizados. Para a cobertura total da área de estudo são necessárias 2 cenas por ano, assim ao final se realizou 36 mosaicos.

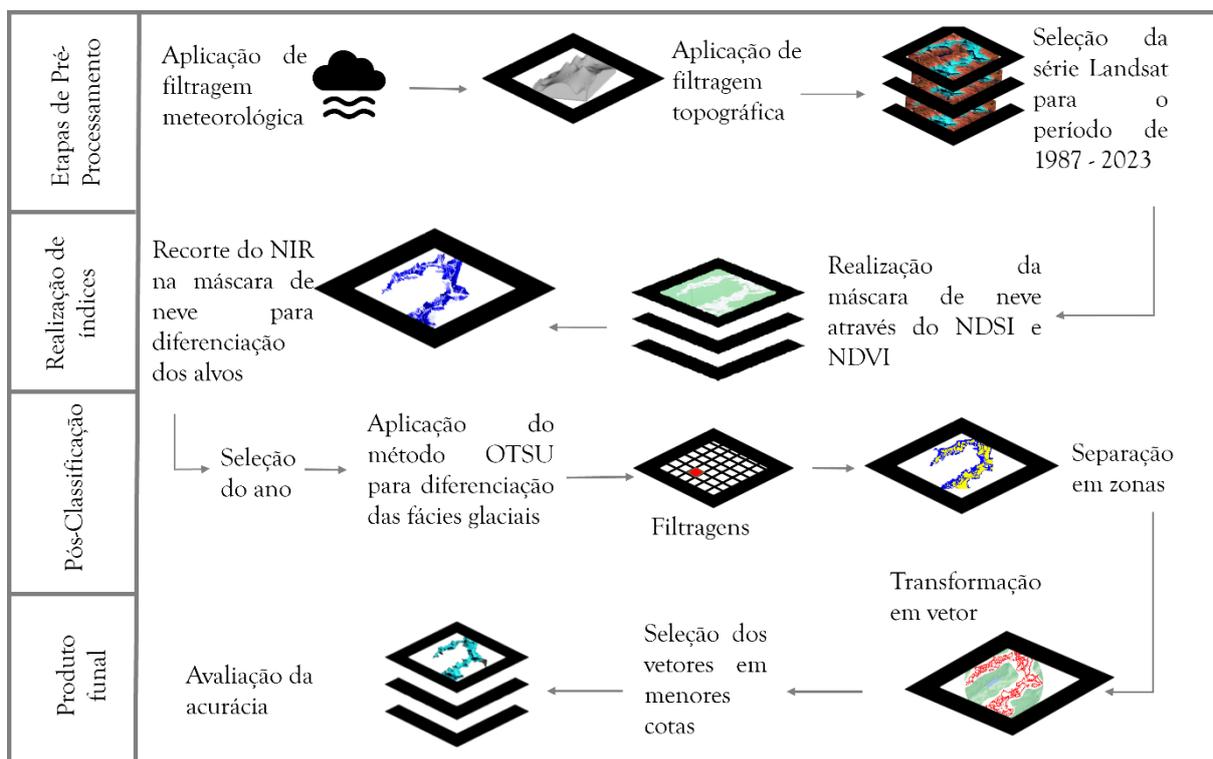
**Tabela 1:** Tabela de materiais para realização do trabalho. (Fonte: autora, 2023).

Dado	Período de análise	Resolução Espacial	Acurácia Vertical	Fonte	Aplicação
Landsat 5 TM	1987 – 2001 / 2003 – 2007 / 2009	30 m	-	USGS	ALN / RCN
Landsat 7 ETM+	2002 / 2008 / 2010 – 2013 / 2016 - 2022	30 m	-	USGS	ALN / RCN
Landsat 8 OLI	2014 - 2015	30 m	-	USGS	ALN / RCN
NASA SRTM	2007	30 m	16 m	NASA	MDE
ALOS-PALSAR	2008	12,5		JAXA	MDE
CHIRPS-V2.0	1987 - 2020	0.05°	-	UCSB/CHG	Dados meteorológicos
ERA5-LAND	1987 - 2020	0.1° x 0.1°	Camada 1: 0 -7cm; Camada 2: 7 -28cm; Camada 3: 28-100cm; Camada 4: 100-289cm;	ECMWF	Dados meteorológicos
RGI 6.0	1950 - 2010	-	-	GLIMS	Dado vetorial dos divisores de drenagem

Os modelos digitais de elevação (MDE's) utilizados foram: o NASA SRTM e o ALOS-PALSAR. O NASA Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) foi utilizado para correção topográfica devido as condições acidentadas do terreno. O ALOS-PALSAR foi utilizado para obtenção da elevação da ALN em etapa de pós-processamento. Os dados de precipitação utilizados foram o CHIRPS-V 2.0 que possui melhor resolução espacial, quando comparado ao ERA5. Já o dado de ERA5 foi utilizado para obtenção dos valores de temperatura do ar acima de 2 m. Os vetores do Randolph Glacier Inventory (RGI) forneceram os divisores de drenagem das geleiras de análise.

### 3.2. Processamento e Identificação da Altitude da Linha de Neve por método automático no Google Earth Engine

Foi gerado um *script* no GEE com base em outras metodologias como a de Li, Wang & Wu (2022), Sengupta *et al.* (2020), Poortinga *et al.* (2019) e Donchyts *et al.* (2016) (Figura 08) o qual foi adaptado para determinar a área de cobertura de neve para a CB e a ALN transitória para as geleiras Artesonraju, Shallap e Yanamarey e a área de acumulação de neve do setor proposto da CB para o período 1988 - 2023 durante a estação seca, alguns dados são apresentados até 2021 devido à disponibilidade de dados de área dos biomas do *MapBiomas - Perú*.



**Figura 8:** Fluxograma metodológico do processamento das imagens no Google Earth Engine. (Fonte: autora, 2023).

O período de maio a agosto, o qual corresponde a estação seca é o mais possível para a ocorrência da ALN mais elevada (RABATEL *et al.*, 2012), bem como, para a extração da área de acumulação com menor quantidade de neve fresca. Assim dentre esses meses, selecionou-se as imagens considerando as coberturas de nuvens para as cenas Landsat. Onde, preferencialmente, utilizou-se os meses de julho e agosto. Essas imagens foram utilizadas para a extração da ALN transitória,

sendo assim a ALN detectada para atual cena, visto que, considerou-se pelo algoritmo utilizado que seriam as imagens da estação seca com melhores condições meteorológicas.

Li, Wang & Wu (2022) utilizaram os divisores de drenagem do *Randolph Glacier Inventory* (RGI) para determinação da área de estudo, neste trabalho foi utilizado o índice NDSI (Equação 1) com um valor  $\geq 0.4$  para determinação da área glacial (DOZIER, 1989), e a partir desse limiar associado aos valores do Índice Normalizado de Diferença de Vegetação (NDVI) (Eq 2) (KRIEGLER *et al.*, 1969) gerou-se uma máscara de neve, conforme o realizado por Racoviteanu, Rittger & Armstrong (2019). Essa máscara foi necessária para delimitação da área de análise da faixa espectral do NIR, onde através do método OTSU aplicado a esta banda realizou-se a determinação das zonas de análise (gelo exposto e área de cobertura de neve).

$$NDSI = \frac{(Verde+SWIR)}{(Verde-SWIR)} \quad (\text{eq. 1})$$

$$NDVI = \frac{(NIR+Vermelho)}{(NIR-Vermelho)} \quad (\text{eq. 2})$$

A extração da ALN foi gerada conforme *script* de Sengupta *et al.* (2020) para extração da linha de costa, assim como, utilizou-se para transformação da área de acumulação em vetor. A correção topográfica foi gerada conforme Poortinga *et al.* (2019) e se utilizou o MDE SRTM (FARR *et al.*, 2007) para compreensão de aspectos como a declividade e orientação das vertentes. O método adaptado por Poortinga *et al.* (2019) utiliza-se do método de sensor de dossel solar conjuntamente com um moderador semi-empírico com correção de cosseno proposto por Soenen *et al.* (2005). Se realizou o método OTSU conforme proposto por Donchyts *et al.* (2016), os quais realizaram a implementação do método pelo GEE.

Uma das etapas para verificação dos dados foi a análise de correlação entre os dados ALE para 2004 - 2019 (Shallap e Yanamarey) e 2004 – 2022 (Artesonraju) nas áreas teste e dados da ALN transitória. Assim, os dados da ALN foram comparados com a vetorização manual em falsa-cor conforme realizado por Rastner

*et al.* (2019). Já que, como apontado por Rabatel *et al.* (2012), há melhores resultados para vetorização manual da ALN do que por índice espectral.

As imagens foram obtidas em condições meteorológicas mais secas, onde é esperado ausência de água supraglacial e de processos de recongelamento, assim como a ausência de neve fresca sob a zona de ablação. Visto que se objetivou assim a melhor diferenciação entre os alvos (neve úmida e gelo exposto).

Foram utilizadas operações morfológicas com base no *focal mode* com uma filtragem de *kernel* (2x2) para dilatação dos polígonos da área de cobertura de neve, o que auxilia a redução do efeito sal e pimenta na classificação (TASSI *et al.*, 2021; XIONG *et al.*, 2022). O *script* pode ser observado no Anexo I.

Os valores da área de cobertura de neve e a ALN transitória foram obtidos no ambiente do *ArcMap*, para a extração dos valores da ALN transitória semiautomática foi utilizado o MDE ALOS PALSAR. Para a obtenção da área de cobertura de neve considerou-se todos os polígonos presentes, e foram gerados os valores para a análise por setor (Pacífico e Atlântico). A extração dos valores para as geleiras de referência foi obtida considerando os divisores de drenagem do RGI. Através destes e dos valores de área glacial total disponibilizados pelo *MapBiomass – Perú* foi possível gerar uma aproximação do dado do RCN (RASTNER *et al.*, 2019), o qual, os valores aqui apresentados referem-se a um estágio transitório do RCN. Dado que se calculou pela razão entre a área de acumulação transitória ( $S_{cs}$ ) e a área total ( $S$ ) (eq 3). Para o  $S_{cs}$  se considerou a área de cobertura de neve da imagem. O RCN oferece um *proxy* do RAA, o qual é a divisão entre a zona de acumulação ( $S_c$ ) pela área glacial ( $S$ ) (eq. 4) (MEIER, 1962).

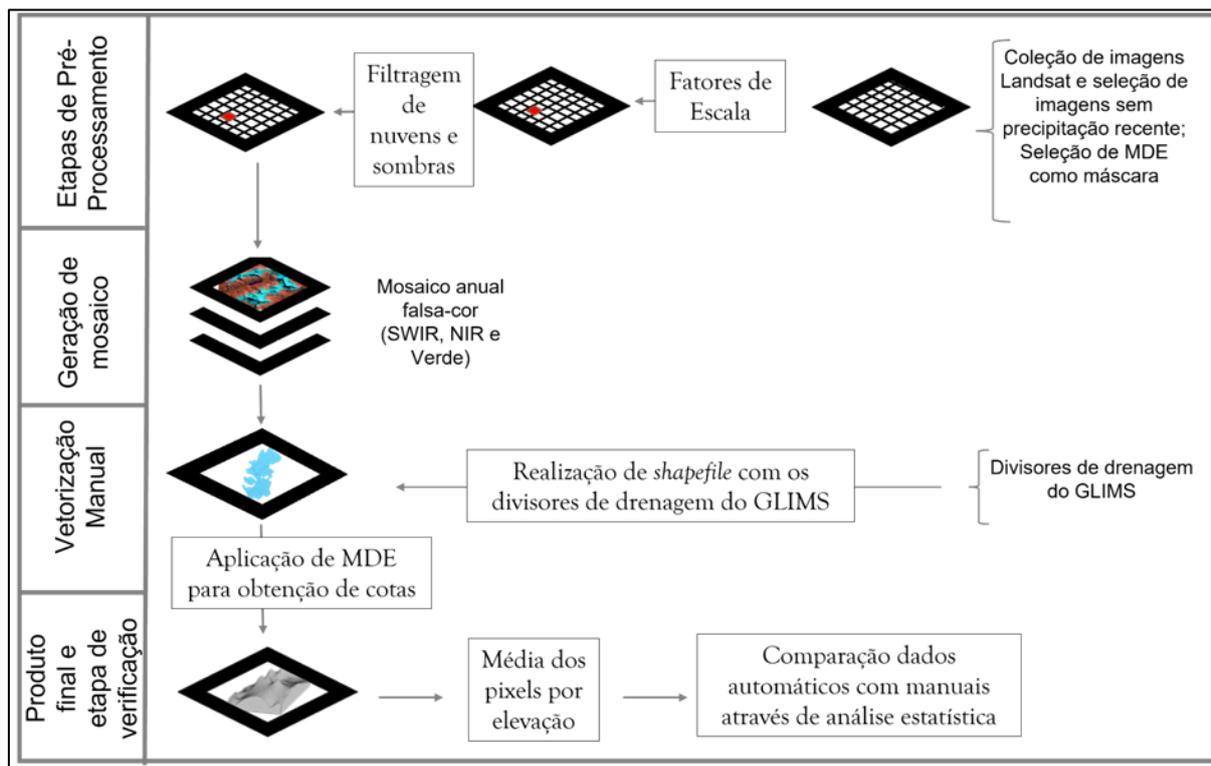
$$RCN = S_{cs}/S \quad (\text{eq. 3})$$

$$RAA = S_c/S \quad (\text{eq. 4})$$

Para a obtenção da ALN transitória considerou-se os vetores em polilinha extraídos através do GEE em áreas de menor altitude em zona de contato com a língua glacial e assim esta zona foi extraída através de polígono de recorte para cada ano.

### 3.3. Obtenção da Altitude da Linha de Neve manual

Já a geração da ALN manual, a fim da validação da ALN automática, foi realizada através de mosaicos com imagens falsa-cor da série Landsat da área de estudo, onde se selecionou as imagens com menor cobertura de nuvens da estação seca (Figura 9). Em anos onde não se encontrou baixas coberturas de nuvens para a estação seca selecionou-se imagens do mês de setembro. Essa filtragem de nuvens foi realizada por meio dos metadados disponíveis nas imagens, já que o GEE permite realizar filtragens através dos parâmetros de entrada para a seleção das imagens, assim como a seleção da região de interesse.



**Figura 9:** Fluxograma metodológico do processamento das imagens em falsa-cor para validação dos dados automáticos. (Fonte: autora, 2023).

O MDE utilizado para os valores médios da ALN manual e semiautomática foi o ALOS PALSAR devido à sua acurácia vertical e espacial. Foi realizado o escalonamento das imagens de acordo com os fatores de escala do Landsat (2.75e-05). A série do Landsat 7 para o preenchimento das lacunas presentes nas imagens da série foi corrigida no GEE com uma operação morfológica para a correção associado a isto se utilizou a sobreposição da imagem original com a imagem que passou pela filtragem morfológica. Foi utilizado uma composição de imagens falsa-cor composta pelo infravermelho de ondas curtas (SWIR), infravermelho próximo

(NIR) e Verde no RGB (RABATEL *et al.*, 2012; YARLEQUE *et al.*, 2018) para a melhor distinção dos alvos de neve e gelo exposto, como exceção do ano de 2002 o qual se utilizou o NIR do Landsat 7.

### **3.4. Levantamentos de parâmetros climáticos e modelos de reanálise**

Os dados de temperatura média do ar foram obtidos através de reanálise (ERA5-Land) com uma resolução espacial de  $\approx 9$  km. Os dados de precipitação, também foram obtidos através de reanálise do *Climate Hazards Group InfraRed Precipitation with Station Data Version 2.0* (CHIRPS-V2.0) (FUNK *et al.*, 2015) que possui resolução espacial de  $0,5^\circ$ . Utilizou-se o CHIRPS pois estes dados possuem uma boa correspondência entre valores in situ e dados de reanálise (ULLAH *et al.*, 2019).

Ambientes de alta montanha oferecem desafios para a obtenção de dados meteorológicos, devido a fatores topográficos (PEPIN & SEIDEL, 2005; ZENG *et al.*, 2023). Devido a isto, foram utilizados produtos de reanálise pois esses permitem a extração de parâmetros climáticos por setores, e porque outros estudos consideram boa a correlação dos dados de estações automáticas sobre geleiras (como para Artesonraju), e produtos de reanálise como o ERA5-Land. Principalmente, para temperatura do ar a 2 m para os trópicos externos (BONSHOMS *et al.*, 2022). As análises foram aplicadas aos dados da estação úmida e da estação seca (KASER, AMES & ZAMORA, 1990) para a melhor compreensão destas com os eventos de ENOS, assim como variações no BM e a ALN.

As séries de ENOS e PDO foram geradas para o período 1987-2023 levando em consideração o ano hidrológico para coincidir com os dados de ALN transitória, e levando em consideração à disponibilidade de dados de BM para as geleiras Artesonraju, Shallap e Yanamarey, a fim de entender como esses relacionam-se. Os dados relativos ao ENOS foram obtidos na página da *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA) (NOAA, 2022), onde se considerou os meses centrais para os valores das anomalias de temperatura e foi utilizada a classificação disponibilizada pelo *Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología del Perú* (SENAMHI) (SENAMHI, 2014) para classificar os eventos (Tabela 2).

O SENAMHI classifica eventos de El Niño como oscilações de temperatura positivas acima de 0,5 °C, enquanto os eventos de La Niña são menores que -0,5 °C, o intervalo entre ambos são fases neutras. A relação do BM com as fases do ENOS é importante pois implica em diferenças de temperatura e precipitação de acordo com a fase do módulo (WAGNON *et al.*, 2001). Os dados da PDO foram obtidos através do *ERSST PDO Index* fornecidos pela NOAA.

**Tabela 2:** Intensidade das fases El Niño Oscilação Sul. (Adaptado de SENHAMI, 2014).

<b>El Niño</b>	Quente Forte	$\geq 1,4$
	Quente Moderado	$> 0,9 < 1,4$
	Quente fraco	$> 0,5 < 1,0$
	Neutro	$> -0,5 < 0,5$
<b>La Niña</b>	Frio Fraco	$< -0,5 < -0,9$
	Frio Moderado	$< -1,0 < -1,5$
	Frio Forte	$\leq -1,5$

### 3.5. Obtenção de séries anuais do Balanço de Massa e Altitude da Linha de Equilíbrio e da Área em banco de dados

Foram utilizados os dados de BM para as geleiras Artesonraju (08°57'S, 77°38'O), Shallap (9°20' S, 77°20' O) e Yanamarey (9°39'S, 77°16'O), obtidos através da *Unidade de Glaciología y Recursos Hídricos* (UGRH) da *Autoridad Nacional del Agua* (ANA). Os dados de BM neto específico, BM neto específico acumulado e ALE foram disponibilizados para a geleira Artesonraju entre os anos hidrológicos de 2004/2005 – 2021/2022, para a geleira Yanamarey no período 2004/2005 – 2018/2019 e para a geleira Shallap para o período de 2004/2005 – 2018/2019. Alguns anos da geleira Yanamarey não foram contados já que não foi obtida área de acumulação através do método, são os anos de: 1993, 1994, 1995, 1998, 2010 e 2016. Em relação aos valores da ALE para a geleira Shallap não estão disponíveis os anos de 2009/10 e 2011/12 por falta de dados de campo. Para todas as três geleiras de controle não foi considerado o ano de 1993, pois as cenas com menores valores de nebulosidade para o período seco deste ano hidrológico estavam deslocadas da órbita.

Parte destes dados encontram-se disponíveis também no WGMS, os quais são resultado de uma iniciativa iniciada em 1989 (HAERBELI *et al.*, 1989) baseado em uma série de parâmetros, como os apresentados por Haeberli & Hoelzle (1995). E tem como alguns dos objetivos a redução de inconsistências e redundâncias dos dados, o aumento da disponibilidade de dados para uso científico e a facilidade de interpretação de séries (HOELZLE & TRINDLER, 1998). O método glaciológico para medições do balanço de massa, segundo Hoelzle & Trindler (1998), é mais adequado já que utiliza uma densa rede de estacas em campo.

Os BM's e a ALE das geleiras Artesonraju, Shallap e Yanamarey foram utilizados como área de controle para o processo de validação do mapeamento manual (através de imagens falsa-cor) e automático (através dos índices espectrais) para a delimitação da ALN transitória. Como apontado por Rabatel *et al.* (2012), recomenda-se, mesmo para a estação seca, a validação com dados de campo para a delimitação da ALN.

A área anual das geleiras desde 1985 foi obtida através dos dados do MapBiomass – Perú, onde foi realizado o *download* das imagens, logo elas foram processadas no *ArcMap* para extração da classe geleira das geleiras de interesse. O divisor de drenagens do RGI foi aplicado na obtenção dos divisores de interesse. As frentes glaciais foram expandidas para além da classe geleira de 1985 (primeiro ano da série) para evitar perda de dados.

### **3.6. Trabalho de Campo**

O trabalho de campo na CB (Peru) foi empreendido em colaboração com o *Instituto Nacional de Investigación en Glaciares y Ecosistemas de Montaña* (INAIGEM), ANA e a *Universidad Nacional Santiago Antúnez de Mayolo* (UNASAM). O trabalho de campo consistiu na identificação das fácies das geleiras e da ALN de geleiras para validação de metodologia automática de identificação da ALN transitória. Os pontos de campo podem ser observados na Tabela 3.

**Tabela 3:** Pontos de controle obtidos em campo através do Sistema Global de Posição (GPS) Garmin GPSmap 62, os pontos encontram-se no sistema de referência WGS 84 em coordenadas geográficas. (Fonte: autora, 2023).

Ponto	Latitude	Longitude	Feição	Elevação (m)	Geleira	Data
1	09°39'08.8" S	77°16'15.1"W	Limite inferior da fenda	4936	Yanamarey	12/09/2023
2	09°39'09.3" S	77°16'17.6"W	Ponto 1 de acumulação e balanço de massa	4932	Yanamrey	12/09/2023
3	09°39'05.3"S	77°16'13.4"W	Altitude da linha de neve	4963	Yanamarey	12/09/2023
4	09°39'09.9"S	77°16'18.1"W	Ponto 2 de acumulação e balanço de massa	5002	Yanamarey	12/09/2023
5	09°39'02.4"S	77°16'15.0"W	Fenda na área de acumulação	5014	Yanamarey	12/09/2023
6	08°57'58.6"S	77°37'53.9"W	Balanço de massa: área de ablação	4824	Artesonraju	05/09/2023
7	09°07'45.8"S	77°30'26.0"W	Cume	5125	Nevado Mateo	12/08/2023
8	09°07'44.2"S	77°30'27.8"W	Firn e área com penitentes	5086	Nevado Mateo	12/08/2023
9	09°07'44.4"S	77°30'29.8"W	Região com pequenas fendas	5042	Nevado Mateo	12/08/2023

Foi realizada a observação de feições glaciais, como fendas, *rimaya*<sup>4</sup>, morainas, *seracs*<sup>5</sup> e penitentes<sup>6</sup> e das características superficiais do pacote de neve.

<sup>4</sup> De acordo com Simões (2004) rimaya é a fenda a qual separa o gelo glacial da parede rochosa e pode ocorrer em geleiras de vale ou de anfiteatro.

<sup>5</sup> São pináculos e pontas que se formam devido ao derretimento desigual e colapso de blocos de gelo (SIMÕES, 2004).

<sup>6</sup> São pináculos formados na área de firn ou sob o gelo devido ao derretimento diferencial (SIMÕES, 2004)

Foram realizadas coleta de pontos de controle para identificar as feições e a ALN das geleiras Yanamarey e Artesonraju.

### 3.7. Avaliação da acurácia do mapeamento da ALN transitória manual

Para a obtenção dos valores de erro dos MDE's considerou-se a diferença entre os valores de elevação obtidos através dos pontos de campo (GPS GARMIN), e dos MDE's utilizados nesse trabalho (ALOS – PALSAR e SRTM), onde se estimou o erro médio para cada um dos modelos (Tabela 4).

**Tabela 4:** Diferenças entre elevação obtida com GPS GARMIN, ALOS PALSAR e SRTM. (Fonte: autora, 2023).

Acurácia do MDE						
Denominação do ponto:	Ponto de campo:	GARMIN - GPSmap 62	ALOS PALSAR	SRTM	Diferença ALOS	Diferença SRTM
Ponto 1 de acumulação e balanço de massa	09°39'09.3" S / 77°16'17.6"W	4932 m	4990 m	4973 m	58 m	41 m
Altitude da linha de neve	09°39'05.3"S / 77°16'13.4"W	4963 m	5001 m	5000 m	38 m	37 m
Ponto 2 de acumulação e balanço de massa	09°39'09.9"S / 77°16'18.1"W	5002 m	5075 m	5051 m	73 m	49 m
Erro médio:					56,3 m	42,3 m

Em relação a acurácia da vetorização manual considerou-se a raiz quadrática média, também utilizada por Li, Wang & Wu (2022), a qual levou em conta os seguintes fatores: a)  $u_{ALOS}$  que é erro médio do ALOS – PALSAR em relação aos dados obtidos em campo ( $\pm 56,3$  m); e b)  $u_{Landsat}$  valor do erro de 1/2 pixel da imagem Landsat, o que equivale em  $\pm 15$  m. Assim a incerteza ( $u$ ) dos resultados para a vetorização manual da ALN são de 58,2 m (eq. 5).

$$u = \pm \sqrt{u_{ALOS}^2 + u_{LANDSAT}^2} = \pm 58,2 \text{ m} \quad (\text{eq. 5})$$

Outros trabalhos como o de Kääb & Rivera (2005) já levaram em consideração pontos de controles estáveis, como os livres de gelo para compreensão da raiz quadrada média para mudanças de espessura da língua glacial como validação para dados fotogramétricos.

### 3.8. Avaliação da acurácia da obtenção das facies de neve pelo método automático

Foi utilizado o complemento *Accuracy Assessment of Thematic Maps* (AcAtaMa) com a versão 22.10.23 para estimativa da acurácia global, do usuário (eq. 6) e do produtor (eq. 7), as quais foram obtidas de acordo com Olofsson *et al.* (2014).

$$U_i = p_{ii}/p_i \quad (\text{eq. 6})$$

$$P_j = p_{jj}/p_j \quad (\text{eq. 7})$$

A população ( $p$ ) é definida como toda a região de interesse para a avaliação da acurácia. Onde, a acurácia do usuário da classe  $i$  ( $U_i$ ) é a proporção da área o qual tem como referência a classe  $i$ . Já a acurácia do produtor da classe  $j$  ( $P_j$ ) é a proporção da área o qual tem como referência à classe  $j$ .

A acurácia do método automático foi obtida através da realização da análise visual de pontos distribuídos aleatoriamente para quatorze imagens de composição falsa-cor, as quais tiveram um erro padrão de 1%. As imagens foram distribuídas aleatoriamente entre as décadas analisadas. A área de validação foi delimitada através dos divisores de drenagem do RGI para que os pontos fossem alocados apenas na área glacial. Foram deletadas as feições rochosas do vetor para que estas estivessem abrangidas na área glacial e assim contribuíssem na diferenciação das classes. Os anos utilizados para validação e as matrizes de confusão podem ser observados no Anexo II.

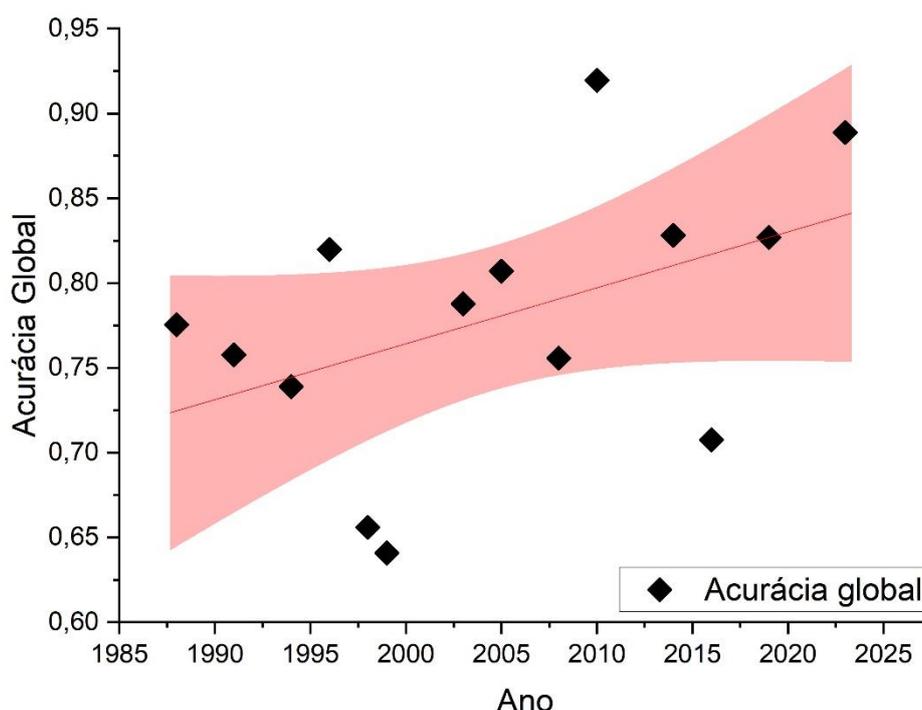
### 3.9. Análises Estatísticas

Os dados, como ALN transitória semiautomática, manual e ALE, foram analisados com teste de coeficiente de determinação ( $R^2$ ), análise de tendência com o teste de Mann-Kendall. O teste de Mann-Kendall foi aplicado por ser adequado a séries climáticas (GOOSSENS & BERGER, 1986), o qual é recomendado para a análise de mudanças climáticas e leva em consideração o ponto inicial desta tendência.

## 4. RESULTADOS

### 4.1. A acurácia da área de cobertura de neve ao longo dos anos

Os valores de acurácia, conforme observados na Figura 10, chegaram a 91,9%. Para 2023 este valor é de 88,8%. A linha de tendência demonstra uma melhora na acurácia do método conforme o tempo, onde 21% dos anos de análise (três dentre os quatorze anos) estão abaixo da banda de confiança do método, mas apenas um ano pós 2000.

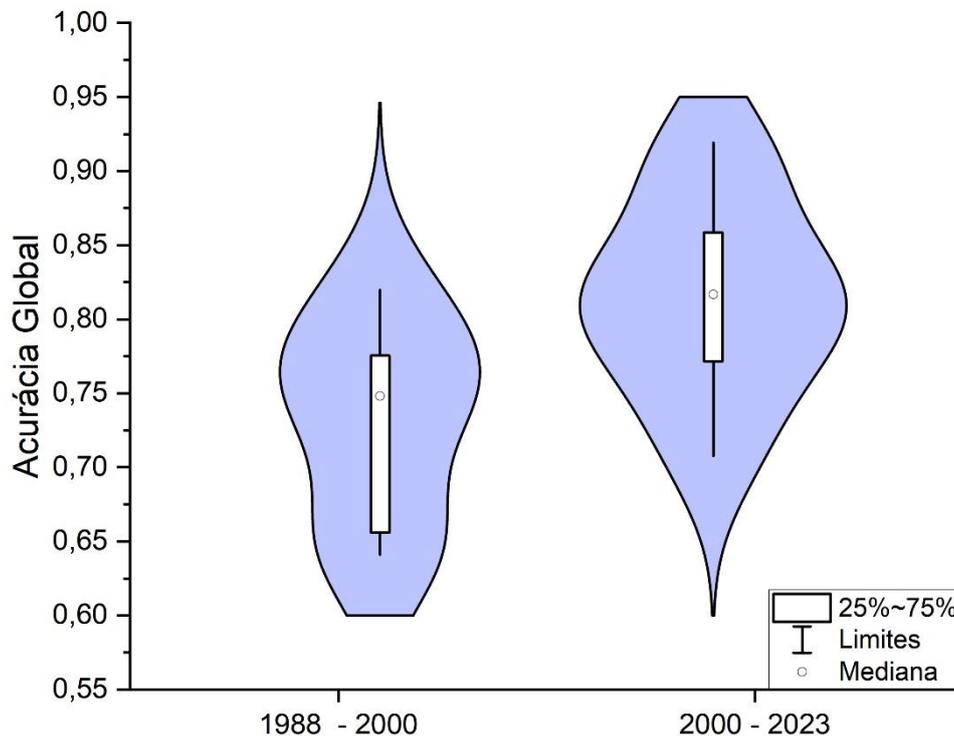


**Figura 10:** Valores de acurácia global para os anos de validação da área de cobertura de neve. (Fonte: autora, 2023).

Os valores de acurácia global variam em relação aos períodos de análise, a Figura 11 demonstra que o período de 1988 – 2000 possui uma maior dispersão dos valores distribuídos entre 65% e 77%, os quais estão representados pelos intervalos interquartis de 25 – 75%, já a maior densidade dos valores encontra-se próximo a mediana, a qual corresponde a valores próximos a 74,8%. Já em relação a base, há maiores valores *outliers* que estão próximos a valores mais baixos de acurácia (64 – 65%).

Em relação ao período de 2000 – 2023 os dados de acurácia indicam que o limite interquartil de 25 – 75% esta por volta de 77% e vai até 88%, a mediana dos

valores, que é onde se distribui a maior densidade dos valores de acurácia, está em 81,7%. Já em relação aos *outliers* há maiores valores relacionados a melhores acurácia do que piores já que há uma maior densidade no limite superior.



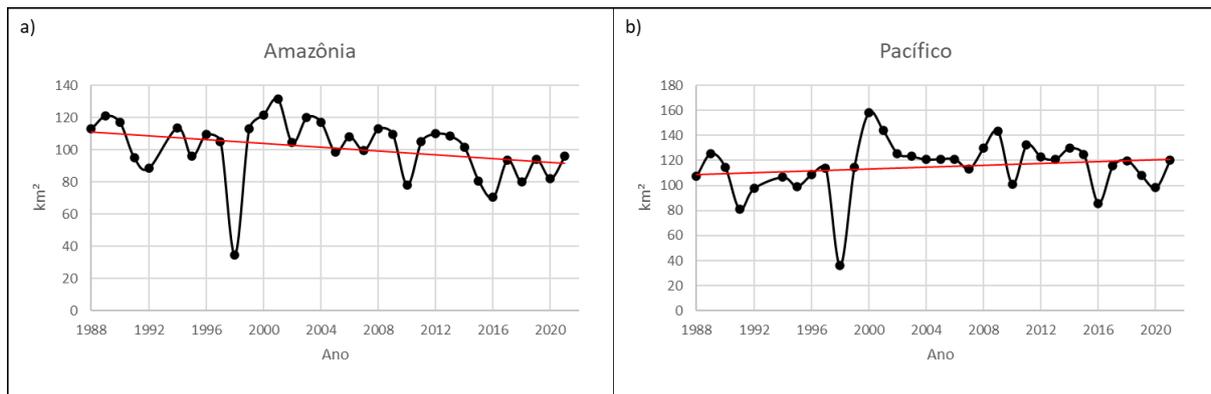
**Figura 11:** Distribuição da acurácia do método por período (1988 - 2000 e 2000 – 2023). (Fonte: autora, 2023).

#### 4.2. A Área de Cobertura de Neve úmida no GEE para a Cordillera Blanca: o setor Pacífico e o da Amazônia

Em relação às drenagens da CB do intervalo latitudinal analisado, o setor com menor valor médio de cobertura de neve é o voltado para a Amazônia (100,86 km<sup>2</sup> no período 1988 – 2021). O setor voltado para o Pacífico possui maior valor médio de área de cobertura de neve (114,69 km<sup>2</sup>). As áreas de cobertura de neve foram de 96,05 km<sup>2</sup> para a Amazônia e de 120,14 km<sup>2</sup> para o Pacífico em 2021.

Em relação aos valores médios para a área de cobertura de neve, o setor voltado para a Amazônia possuiu treze anos com valores abaixo da média para todo o período, entre estes, sete concentram-se entre os anos de 2015 e 2021 e três entre 1988 e 1995 (Figura 12a). O setor voltado para o Pacífico possui quatorze anos com valores de área de cobertura de neve abaixo da média, de 1988 – 2000 são 10 anos

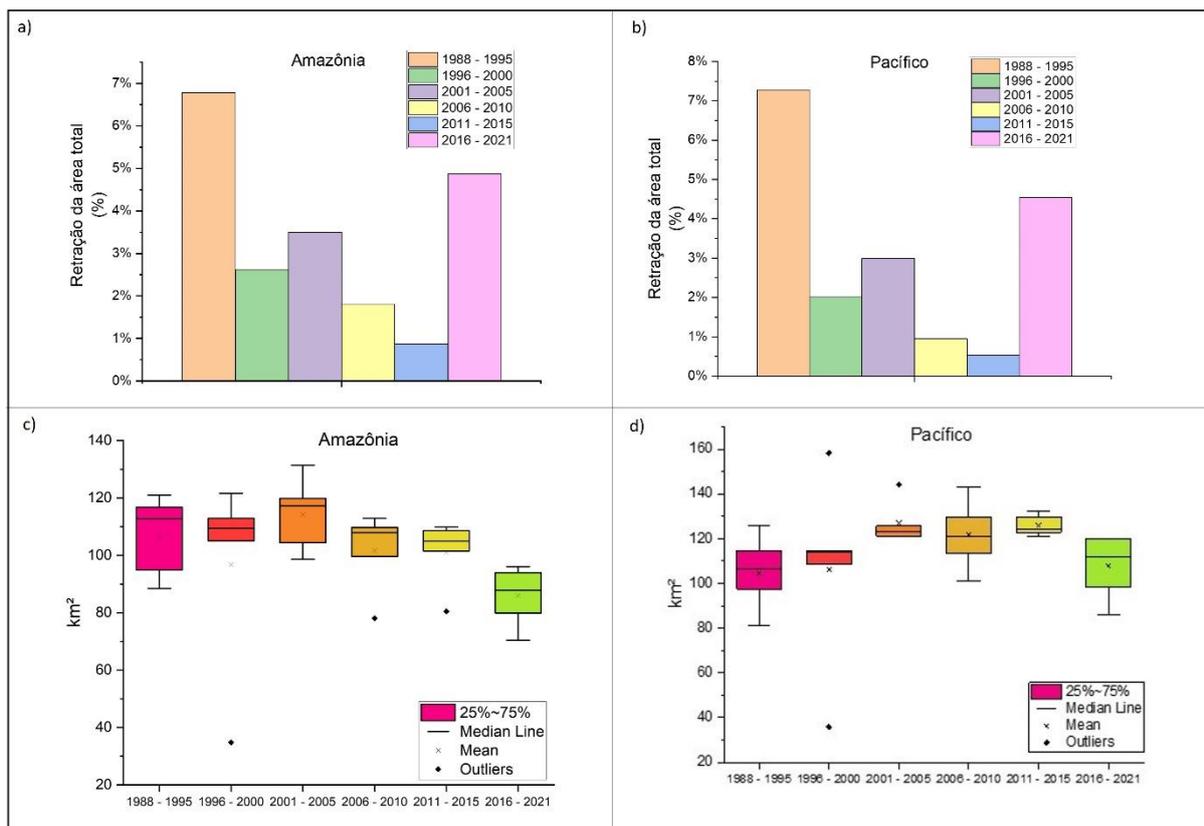
com valores abaixo da média para este setor, de 2015 – 2021 são três anos com valores abaixo da média de acumulação (Figura 12b).



**Figura 12:** a) Variação anual da área de cobertura neve para setor da Amazônia. b) Variação anual da área de cobertura de neve para o Pacífico. (Fonte: autora, 2023).

Comparando com a área total glacial, ainda que exista uma grande diferença entre os setores, o setor voltado para o Pacífico é o com maior área média glacial (311,95 km<sup>2</sup>) para todo o período de análise (1988 - 2021). O setor de geleiras que fluem para a região hidrográfica Amazônica possui 150,89 km<sup>2</sup> de área total média. Os valores de área são 287,9 km<sup>2</sup> e 137,4 km<sup>2</sup>, respectivamente, em 2021. Ambos os setores, Amazônia (S: -561, Z:-8,302,  $\rho$ : 1,0264E-16) e Pacífico (S: -561, Z:-8,302,  $\rho$ : 1,0264E-16), possuem uma tendência significativa a perda de área glacial. O setor voltado para a Amazônia perdeu 18,88% de área total e o voltado para o Pacífico perdeu 17,11% de área total em todo o período.

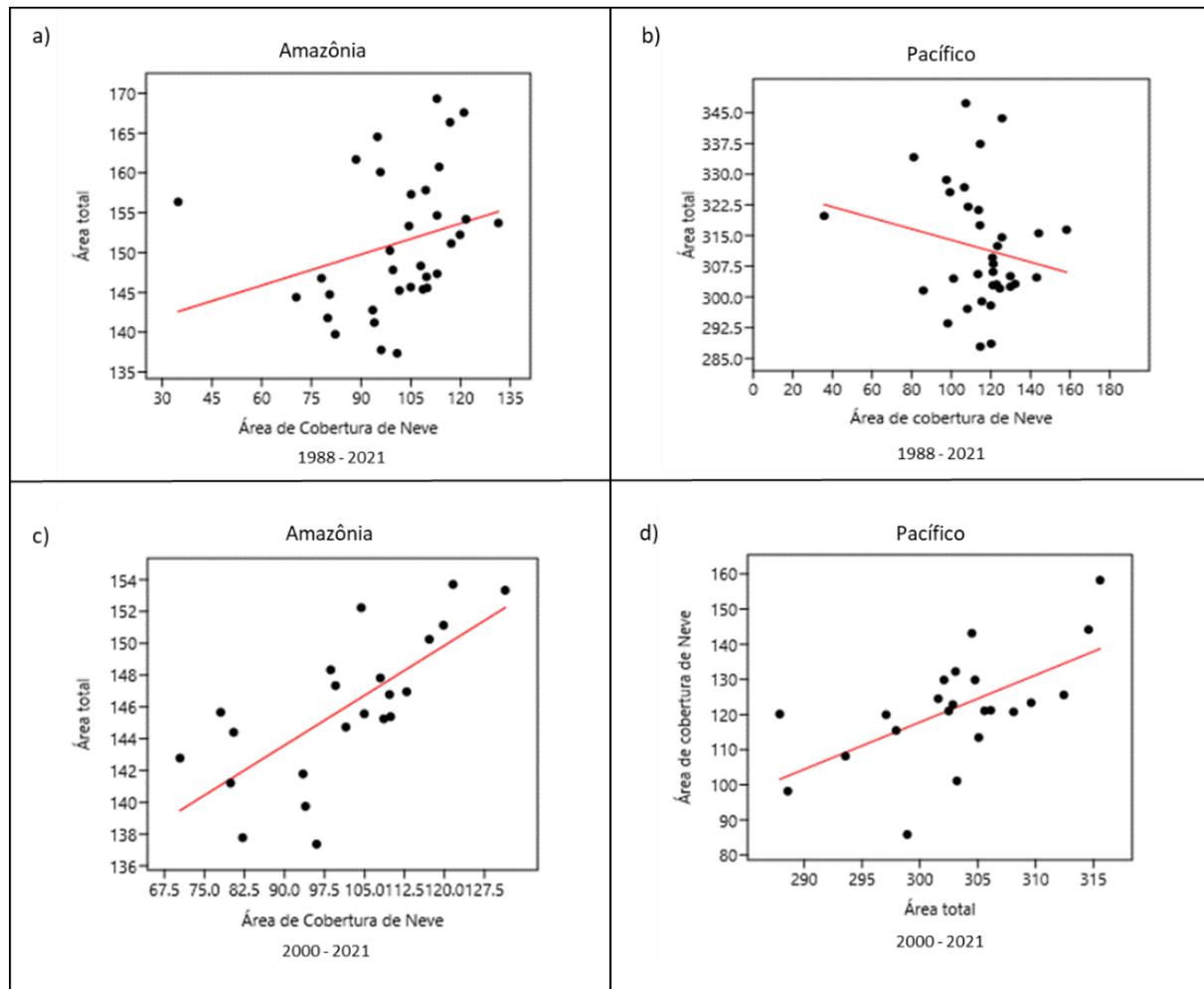
Quando analisamos as variações de área glacial por período no setor voltado para a Amazônia, o primeiro período (1988 – 1995) possui as maiores perdas percentuais de área (-6,78%), seguido do último período (2016 – 2021). O último período apresenta uma diminuição de 4,87% de área (Figura 13a). Ao mesmo tempo, o setor apresenta uma diminuição gradual na área de cobertura de neve. O primeiro período apresentava uma média de área de cobertura de neve de 106,19 km<sup>2</sup> e os valores passaram para 85,99 km<sup>2</sup> no final do período 2016 – 2021, o que representa uma diminuição de 19% desde 1988 (Figura 13c).



**Figura 13:** a) Perda percentual de área total por período para setor da Amazônia. b) Perda percentual de área total por período para setor do Pacífico. c) Área de cobertura de neve por período para setor da Amazônia. d) Área de cobertura de neve por período para setor do Pacífico. (Fonte: autora, 2023).

Em relação ao setor voltado para o Pacífico, o primeiro período da série é marcado por taxas mais elevadas de retração e menor área de cobertura de neve (7,28% e 104,59 km<sup>2</sup>) (Figura 13b e d). Para ambos os setores, o período com maior área média de cobertura de neve foi 2001 – 2005 (os quais possuíram em média 114,3 km<sup>2</sup> para Amazônia e 127,01 km<sup>2</sup> para o Pacífico de área de cobertura de neve). Para a Amazônia, a partir desse ano, segue um decréscimo na área de cobertura de neve, o mesmo não ocorre para o Pacífico, onde há uma maior variabilidade, alternando períodos entre maiores (2006 – 2010, 121,72 km<sup>2</sup>) e menores (2011 – 2015, 126,08 km<sup>2</sup>) valores médios de área.

A área total e a área de cobertura de neve para o setor da Amazônia apresentaram o valor de  $R^2$  de 0,46 no período, com maiores valores de  $R^2$  (0,72) para o período de 2000 – 2021. A diferença entre a análise de todo o período e por períodos distintos aumenta quando analisamos as geleiras voltadas para o Pacífico (o valor do  $R^2$  para todo o período é de  $-0,177$ ) e a correlação é inversa. No entanto, o valor do  $R^2$  sobe para 0,59 para 2000 – 2021 (Figura 14).



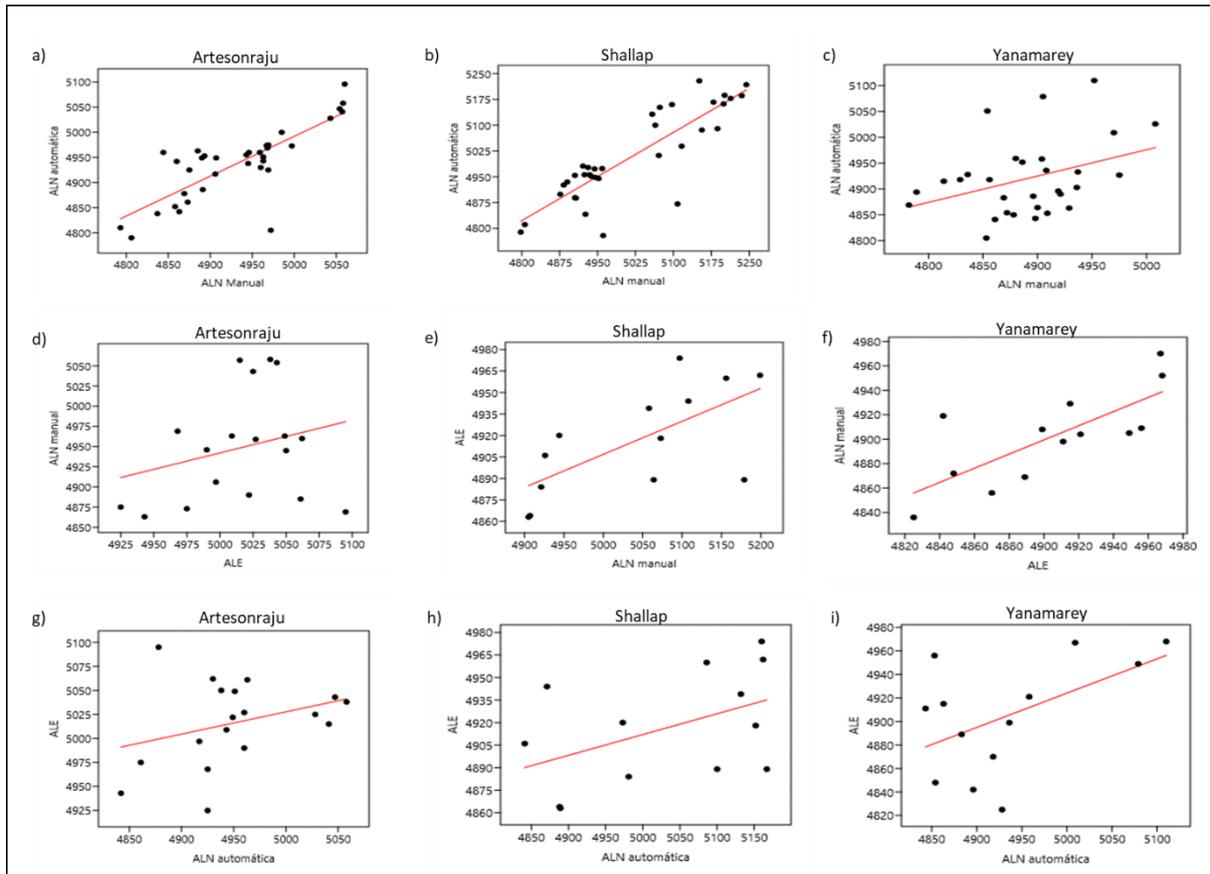
**Figura 14:** a) Correlação entre área total e área de cobertura de neve para a Amazônia para o período total de análise. b) Correlação entre área total e área de cobertura de neve para o Pacífico para o período total de análise. c) Correlação entre área total e área de cobertura de neve para a Amazônia para o período de 2000 – 2021. d) Correlação entre área total e área de cobertura de neve para o Pacífico para o período de 2000 – 2021. (Fonte: autora, 2023).

Os valores de cobertura de neve úmida para o setor voltado para a Amazônia apresentaram uma tendência significativa ao decréscimo de área ( $S: -166$ ,  $Z: -2,557$ ,  $\rho: 0,0106$ ). O setor voltado para o Pacífico apresentou uma tendência ao decréscimo durante o período entre 2000 e 2021, quando essa se torna significativa ( $S: -101$ ,  $Z: -2,819$ ,  $\rho: 0,0048$ ).

### 4.3. Variações nas geleiras Artesonraju, Shallap e Yanamarey desde 1988

#### 4.3.1. Variações na ALN transitória anual no GEE e a avaliação das estimativas geradas

Os valores de  $R^2$ , ao relacionar a série anual de ALN transitória manual e de ALN transitória semiautomática para as geleiras Artesonraju, Shallap e Yanamarey, foram de 0,73, 0,80, 0,32, respectivamente (Figura 15a, b, c).



**Figura 15:** Correlação entre a ALN automática transitória, a ALN Manual e a ALE para as geleiras Artesonraju, Shallap e Yanamarey. (Fonte: autora, 2023).

Em relação aos valores de correlação entre a série anual da ALN transitória manual e a ALE, os valores obtidos são mais baixos para as geleiras Artesonraju, e mais altos para a Shallap e Yanamarey. Os valores do  $R^2$  para as geleiras Artesonraju, Shallap e Yanamarey são 0,17, 0,72 e 0,69, respectivamente (Figura 15d, e, f). A correlação entre a série anual de ALN transitória semiautomática e a ALE foi de  $R^2 = 0,35$ ,  $R^2 = 0,37$  e  $R^2 = 0,39$ , respectivamente (Figura 15g, h, i).

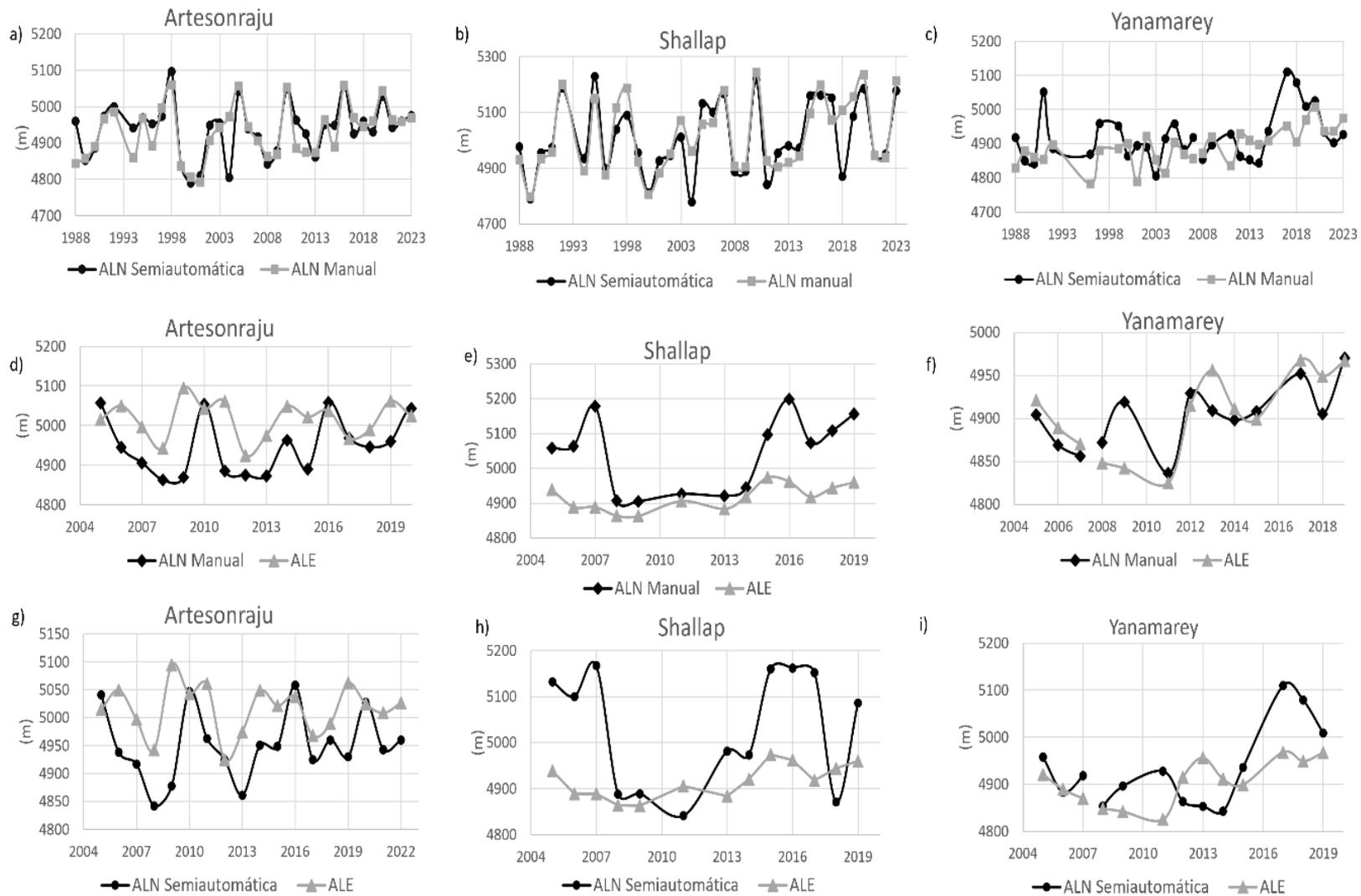
Observa-se uma boa relação entre as séries de vetorização semi-automática e manual para as geleiras Artesonraju e Shallap (Figura 16a, b). Os valores obtidos

pelos dois métodos apresentam uma diferença significativa para o ano de 2004 (167 m para a geleira Artesonraju e de 182 m para a geleira Shallap). A geleira Shallap possui mais anos de significativa diferença do que a Artesonraju e o ano de 2018 possui uma diferença de 237 m entre uma vetorização e outra. A geleira Yanamarey, no entanto, possui mais anos com diferenças mais elevadas entre uma vetorização e outra e não apresenta um sinal tão bom (Figura 16c).

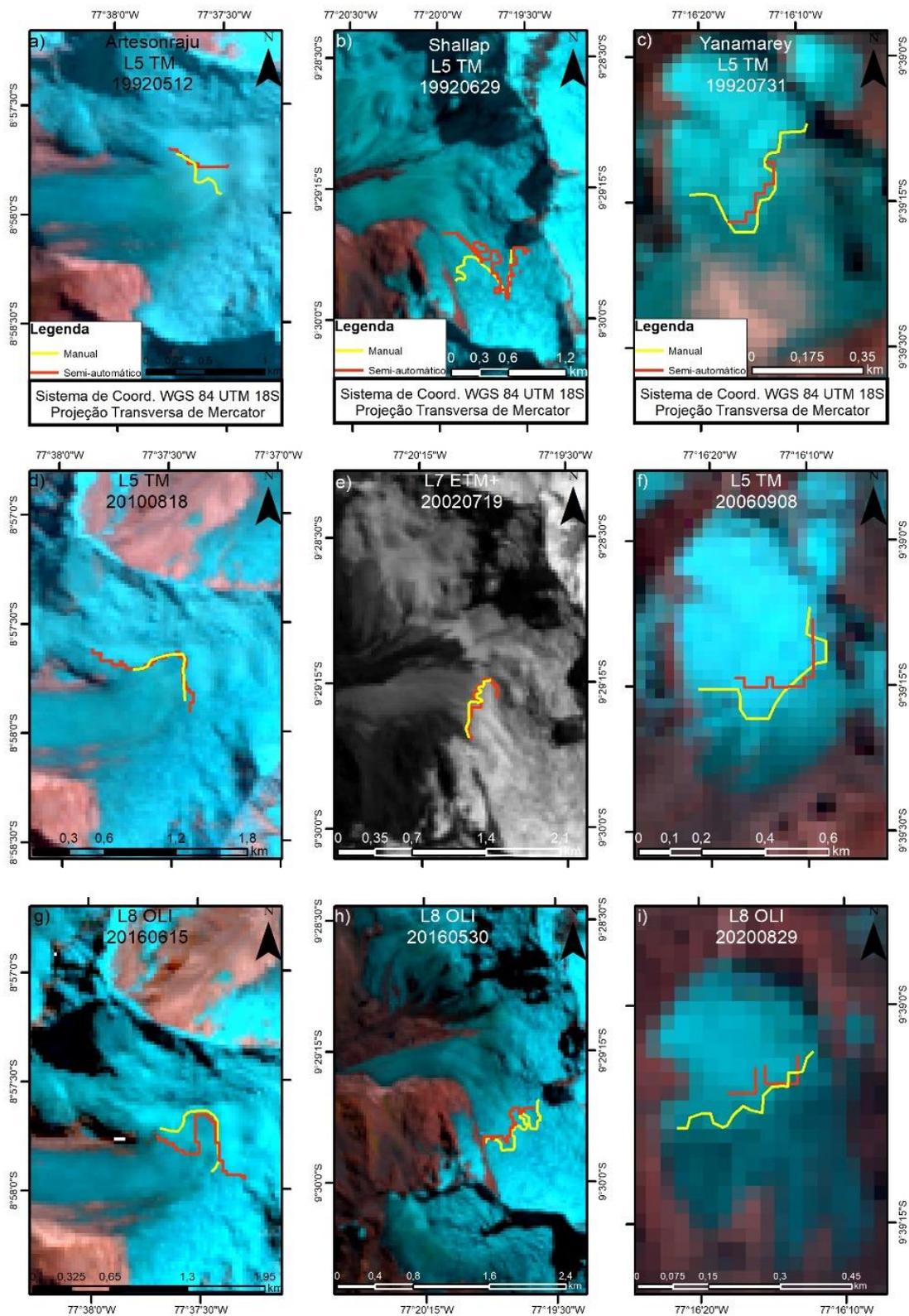
Para a geleira Artesonraju a diferença dos valores médios da ALN manual é de 67 m para o período 2005 – 2022 (4949 m) e da ALE (5016 m). O valor médio da ALN transitória semiautomática é 4951 m, assim a diferença para a ALE é de 65 m. O valor médio para a ALN semiautomática transitória entre 1988 e 2004 foi de 4922 m.

A geleira Shallap apresentou valores médios para o período 2004 – 2019 da ALN transitória semiautomática de 5038 m, para a manual são de 5041 m, e para a ALE é de 4916, o que em relação a ALE representa uma diferença de 115 m e 125 m, respectivamente. O valor médio para o período 1988 – 2004 foi de 4978 m.

A geleira Yanamarey apresentou os valores médios de 4933m para ALN semiautomática, 4902 m para a ALN manual e 4905 para a ALE para o período 2005-2019. Para o período 1988-2004 o valor da ALN semiautomática foi de 4900m. Esses valores representam uma diferença de 28 m para a ALN semiautomática e a ALE e 3 m para a ALN manual e semiautomática, respectivamente. Observa-se a diferença da vetorização manual e semi-automática para as três geleiras com os distintos sensores utilizados (Landsat TM, ETM+ e OLI), bem como para a composição em falsa cor e o NIR corrigido (Figura 17).



**Figura 16:** Relação entre vetorização semi-automática, manual para a Altitude da Linha de Neve transitória e a Altitude da Linha de Equilíbrio para as geleiras Artesonraju, Shallap e Yanamarey. (Fonte: autora, 2023).

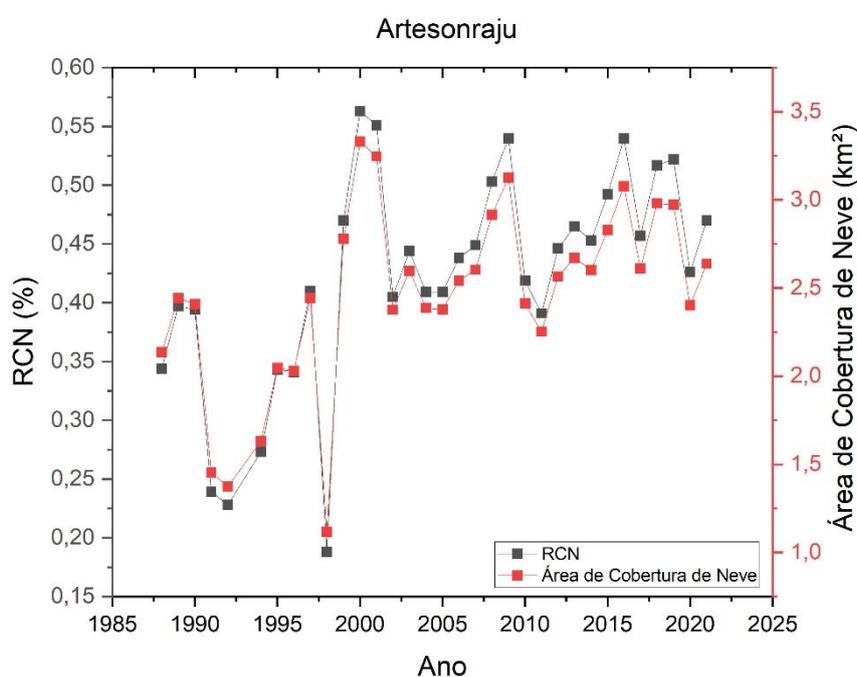


**Figura 17:** a) Diferença entre vetorização manual (linha amarela) realizada sob falsa-cor (SWIR, NIR e vermelho) e semiautomática (linha vermelha) (método Otsu) para os sensores Landsat TM, ETM+ e OLI para as geleiras Artesonraju, Shallap e Yanamarey. Quadro (e) realizado com Landsat ETM+ e filtragem morfológica para correção das lacunas presentes na imagem. (Fonte: autora, 2023).

### 4.3.2. Variações anuais na área de cobertura de neve e o RCN no GEE

#### 4.3.2.1. Artesonraju

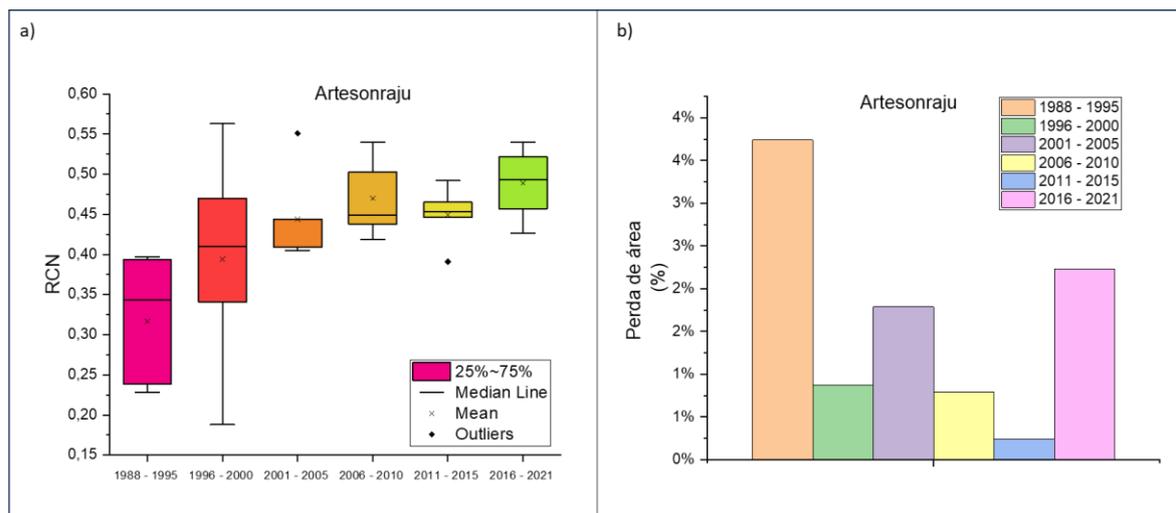
A geleira Artesonraju possui uma alta variabilidade nos valores de área de acumulação. O ano de 1992, depois de 1998, registrou o menor valor de RCN (0,228). Até o ano de 1998, a geleira possui valores da área de acumulação abaixo de 2,5 km<sup>2</sup> e RCN abaixo de 0,45. Esses valores elevaram-se a partir de 1999. O valor máximo de área de cobertura de neve e RCN para a série foi de 3,331 km<sup>2</sup> e 0,563 em 2000. Os valores diminuem em 2001 e seguem oscilando entre abaixo de 0,45 para o RCN até o ano de 2008 (Figura 18).



**Figura 18:** Variação entre o a área de cobertura de neve (km<sup>2</sup>) e o raio de cobertura de neve (%) para a geleira Artesonraju (1988 - 2021). (Fonte: autora, 2023).

O RCN (0,405) foi o menor em 2002 durante o período 2001 – 2005. Os anos 2008 e 2009 apresentaram um aumento dos valores de RCN, seguido de nova queda no ano de 2010 e 2011 e posterior aumento nos anos seguintes. Os valores passam por uma nova diminuição (0,426) no ano de 2020. Apenas sete anos da série possuem RCN maior que 0,5 (Figura 18).

O período 1988 – 1995 possui um menor RCN e um maior percentual de retração (Figura 19). Entretanto, ocorreu um aumento dos valores de RCN e uma diminuição das taxas de retração no período 1996 – 2000. Em 2001 – 2005 ocorreram maiores perdas de área que o período anterior, mas um leve aumento do RCN (0,39 no período anterior para 0,44). No período seguinte, seguiu um aumento nos valores de RCN e uma diminuição nas taxas de retração. As menores taxas de retração foram evidenciadas em 2011 – 2015, e estas, no entanto possuíram uma leve diminuição do RCN (de 0,46 para 0,44). Por fim, o período 2016 – 2021 apresentou o maior valor de RCN, mesmo tendo o segundo maior percentual de retração.



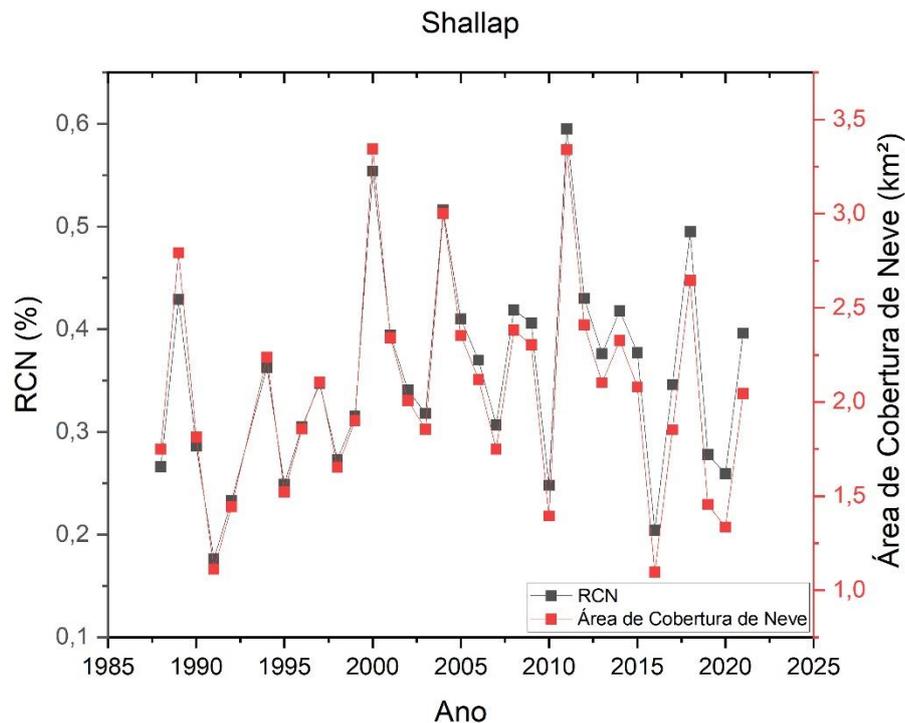
**Figura 19:** a) Variação por período dos valores de raio de cobertura de neve para a geleira Artesonraju com outliers no período de 2001 - 2005 e 2011 - 2015. b) Perda percentual de área por período para a geleira Artesonraju. (Fonte: autora, 2023).

#### 4.3.2.2. Shallap

Para a geleira Shallap, verifica-se que os valores da área de cobertura de neve foram inferiores no período 1988-2000, com uma média de 1,96 km<sup>2</sup>. Por outro lado, as médias aumentaram para 2,15 km<sup>2</sup> no intervalo de 2001 a 2010. As médias de área de cobertura de neve situaram-se em 2,06 km<sup>2</sup> no período 2011 a 2021. O valor mais baixo foi atingido em 2016, com 1,10 km<sup>2</sup>, enquanto o valor mais alto foi registrado em 2000, alcançando 3,34 km<sup>2</sup> (Figura 20).

O RCN apresentou o valor mais elevado em 2011, atingindo 0,59, ao passo que o valor mais baixo ocorreu em 1991, com 0,176, para 2016 o valor é de 0,204.

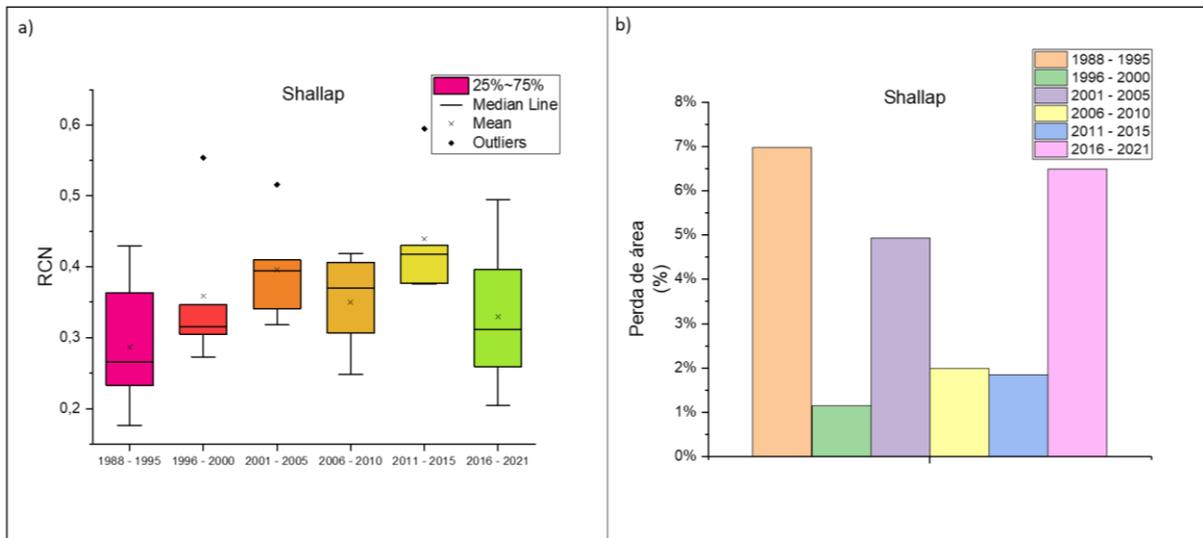
Ao longo de toda a série temporal, a média do RCN foi de 0,355, destaca-se que houve 17 anos com valores inferiores à média (Figura 20).



**Figura 20:** Variação entre o a área de cobertura de neve (km<sup>2</sup>) e o raio de cobertura de neve para a geleira Shallap (1988 - 2021). (Fonte: autora, 2023).

No intervalo de 1988 a 2000, nove anos apresentaram valores abaixo da média, enquanto nos oito anos restantes (2002, 2003, 2007, 2010, 2016, 2017, 2019 e 2020), os valores foram superiores à média. Existem apenas três anos na série com RCN maior que 0,5 (2000, 2004 e 2011) (Figura 20).

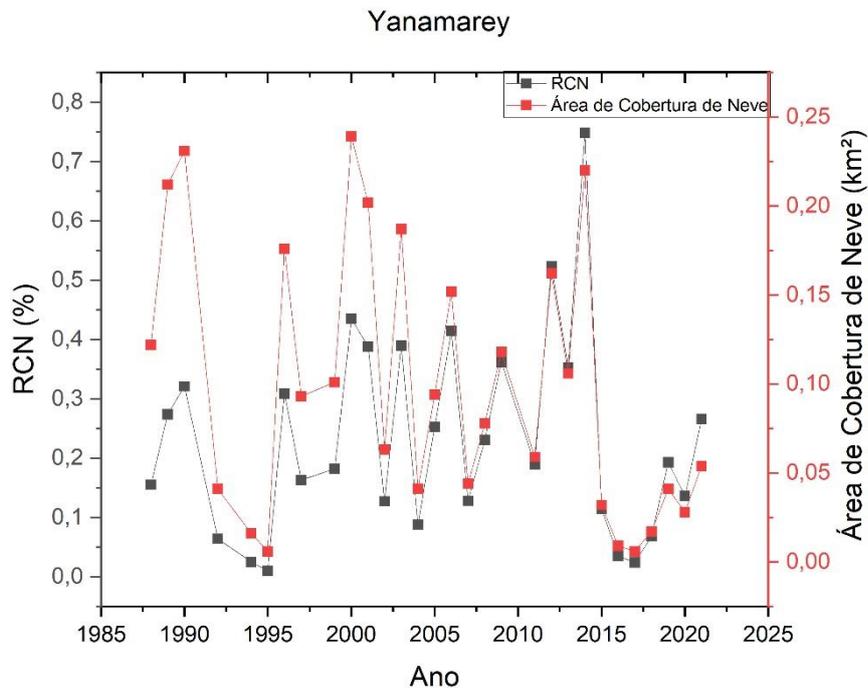
Os valores mais baixos de RCN (0,29) foram observados no período 1988-1995, ao mesmo tempo em que se registram as maiores taxas de retração, totalizando 6,98%. Para o segundo período 1996 – 2000, há um aumento nos valores do RCN (média de 0,36) e uma diminuição nas taxas de retração (1,15%). Os valores de RCN (0,4) aumentaram no período 2001 – 2005, ao mesmo tempo em que as taxas de retração aumentaram (4,94%). Os períodos seguintes (2006 – 2010, 2011 – 2015 e 2016 - 2021) possuem uma boa correspondência entre os valores do RCN (0,35, 0,44 e 0,33) e as taxas de retração (1,99%, 1,85% e 6,49%) (Figura 21).



**Figura 21:** a) Variação por período dos valores de raio de cobertura de neve para a geleira Shallap com outliers no período de 1996 - 2000 e 2001 - 2005. b) Perda percentual de área por período para a geleira Shallap. (Fonte: autora, 2023).

#### 4.3.2.3. Yanamarey

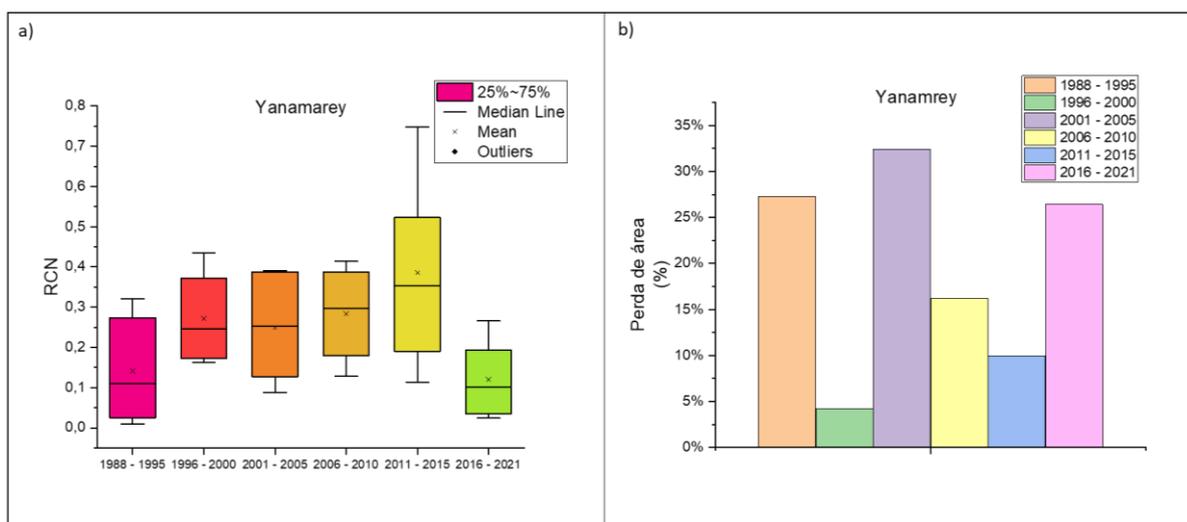
A perda de área no período foi de 73,89%. 2012 e 2014 são os únicos anos da série com valores mais altos que 0,5 de RCN (0,523 e 0,748, respectivamente). Os valores de RCN foram mais baixos que a média (0,232) em 18 anos da série, dentre esses, 6 anos são subsequentes e distribuem-se entre 2015 e 2020 (Figura 22).



**Figura 22:** Variação entre a área de cobertura de neve (km²) e o raio de cobertura de neve para a geleira Yanamarey (1988 - 2021). (Fonte: autora, 2023).

A geleira Yanamarey apresentou uma tendência significativa de diminuição de Área de cobertura de neve (S: -117, Z: -2,071,  $p$ : 0,038) entre 1988 e 2021, o que acompanha a tendência à diminuição de área glacial (S: -526, Z: -8,136,  $p$ : 4,07E-16).

Para a geleira Yanamarey, a maior taxa de retração (32,42%) está localizada no período 2001 – 2005, no entanto, os valores médios de RCN não são os menores da série (0,25). O valor mais baixo de RCN (0,12) no período está localizado entre 2016 e 2021, o qual obteve taxas de retração de 26,4% (Figura 23).



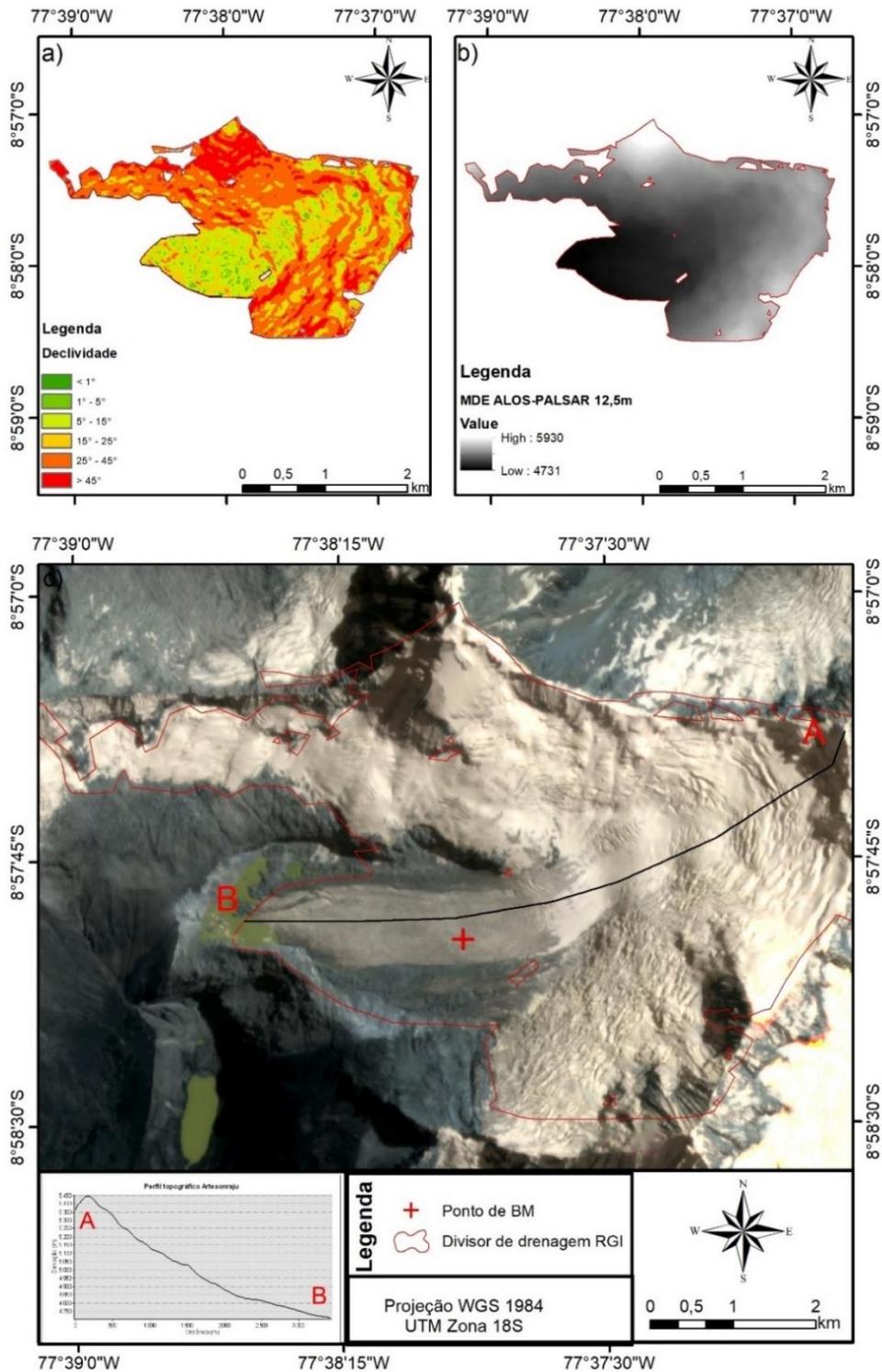
**Figura 23:** a) Variação por período dos valores de raio de cobertura de neve para a geleira Yanamarey, essa geleira não apresentou outliers para o período. b) Perda percentual de área por período para a geleira Yanamarey. (Fonte: autora, 2023).

Em relação as curvas de retração e RCN, há uma correspondência nos demais momentos da série. No período 1988 – 1995 há baixos valores de RCN (0,14) e altos valores das taxas de retração (27,28%) em comparação ao momento seguinte. Em 1996 – 2000, há um aumento no RCN (0,27) e a consequente diminuição nas taxas de retração (4,19%), entre 2006 e 2010, há um pequeno acréscimo no RCN (0,28) e uma diminuição nas taxas de retração (16,17%). O período 2011 – 2015 possuiu os valores mais elevados de RCN (0,39) e a consequente diminuição nas taxas de retração (9,97%) (Figura 23). Com a diminuição no RCN para 2016 – 2021, há um aumento nas taxas de retração.

#### 4.3.3. O contexto hipsométrico, a perda de área desde 1985 e as mudanças no balanço de massa e na ALE anual desde 2004

#### 4.3.3.1. Nevado Artesonraju

O Nevado Artesonraju apresentou um valor máximo de elevação 5930 m, uma elevação mínima de 4731 m e o valor médio de 5190 m (Figura 24).

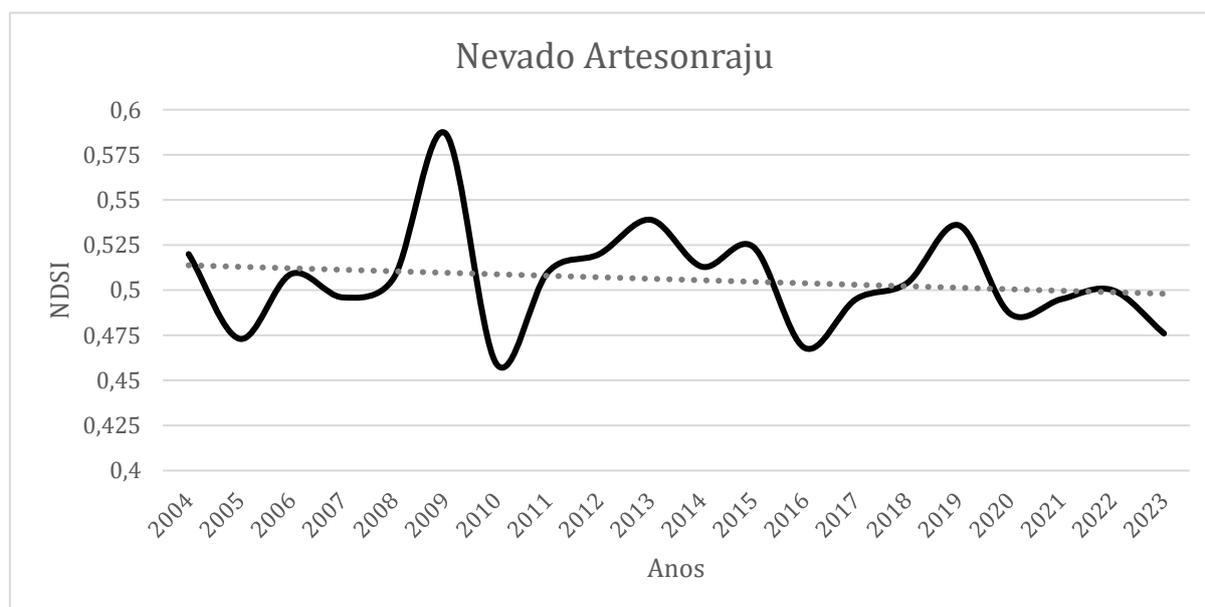


**Figura 24:** a) Classificação das declividades presentes na geleira Artesonraju. b) Modelo digital de elevação ALOS-PALSAR. c) Imagem PlanetScope e perfil de elevação da língua glacial. (Fonte: autora, 2023).

O Nevado possui maior área em um intervalo de elevação entre 5100 e 5200 m. O setor a jusante da bacia glacial não possui declividades tão acentuadas na língua glacial (de 5° - 15°). As áreas glaciais mais próximas da encosta de rocha exposta possuem maiores declividades, principalmente no setor sudeste da margem de gelo (Figura 24a). A área para o ano de 2021 é de 5,613 km<sup>2</sup> e foram identificados 2,638 km<sup>2</sup> de área de cobertura de neve.

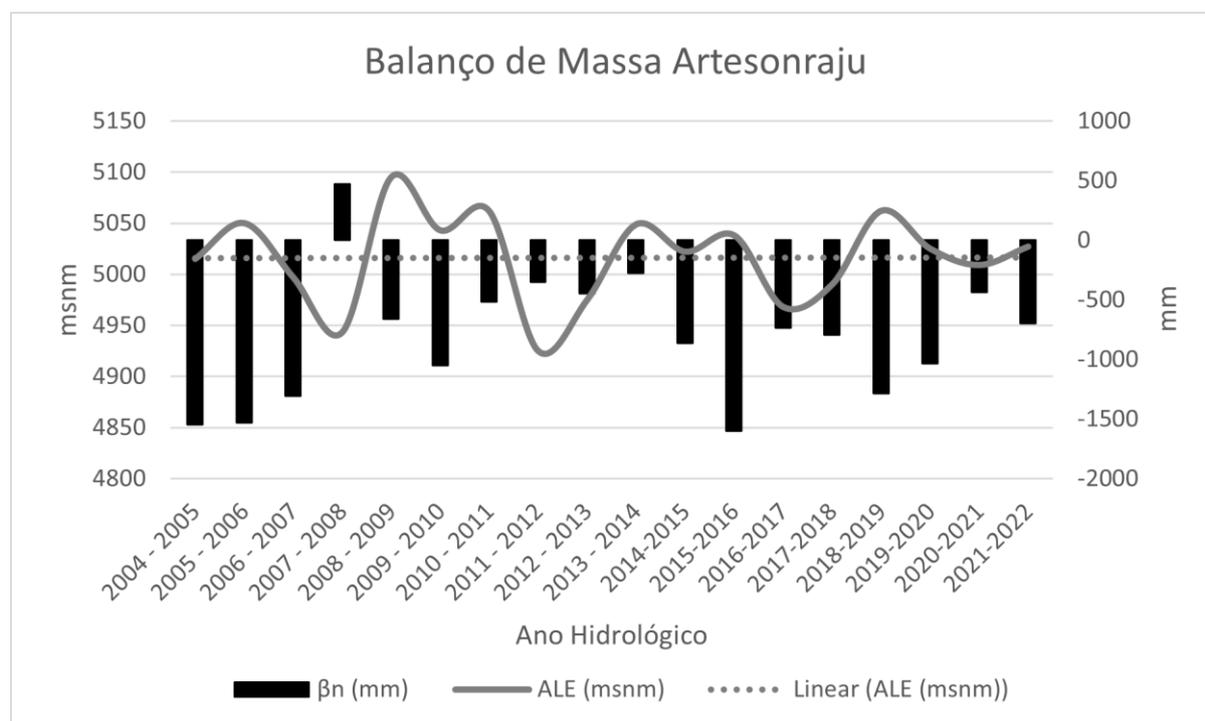
A perda de área da geleira foi de 14,79% (0,974 km<sup>2</sup> ao total) desde 1985, o que corresponde à retração de área de 0,026 km<sup>2</sup>/ano. Em relação a perda percentual por década, a geleira perdeu 7,27%, 2,34%, 0,87%, 1,79%, 0,79%, 0,36% e 2,23% no período 1985-1990, 1990- 1995, 1995-2000, 2000-2005, 2005-2010, 2010-2015 e 2015-2021, respectivamente. Assim, as maiores taxas de perdas percentuais ocorreram nos primeiros dois períodos de análise, seguido pelo último período de análise.

Os valores do NDSI apresentaram uma diminuição em 2005, seguido de um aumento mais expressivo no ano de 2009, uma diminuição em 2010 e pouca variação durante o período 2011-2015. Os valores do NDSI diminuíram em 2016 e nova queda em 2020 e 2023 (Figura 25). Percebe-se que há uma tendência de diminuição dos valores de NDSI para esta área ao longo da série (2004-2023).



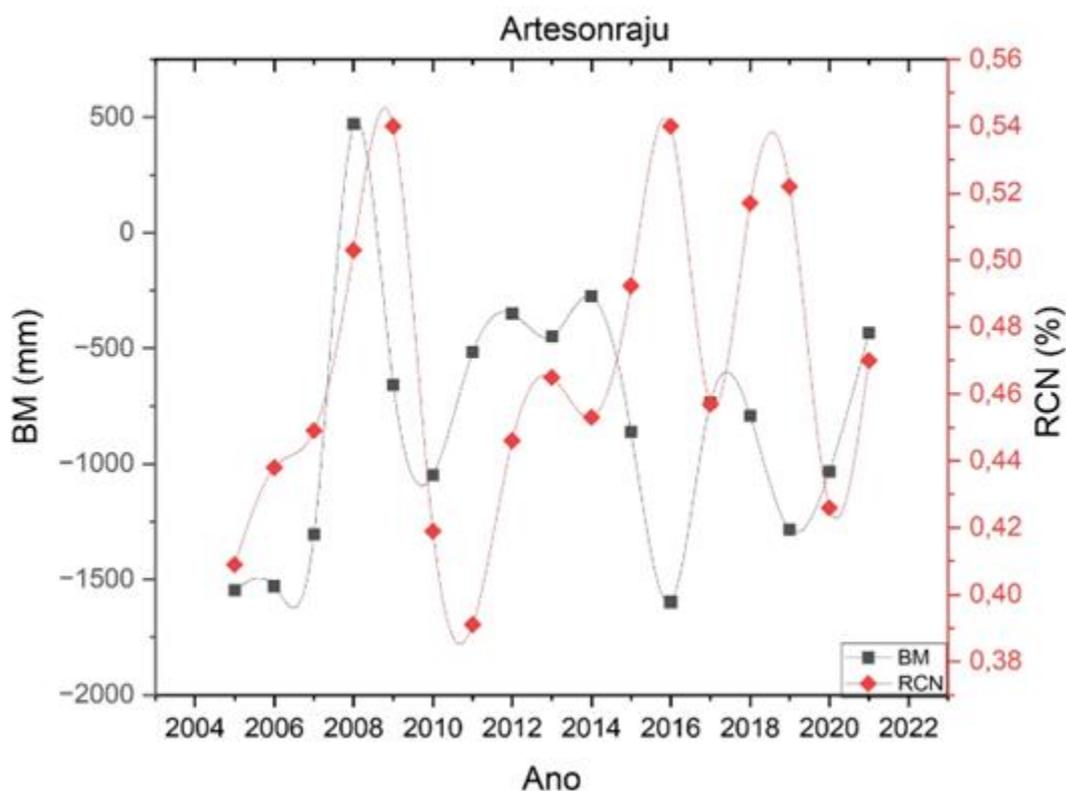
**Figura 25:** Mudança anual para a estação seca dos valores de NDSI para a geleira Artesonraju e linha de tendência. (Fonte: autora, 2023).

Os anos hidrológicos 2004/2005, 2005/2006, 2006/2007, 2009/2010, 2015/2016, 2018/2019 e 2019/2020 possuem todos BM's menores que -1000, entre estes os menores são 2015/2016, 2004/2005 e 2005/2006 consecutivamente (Figura 26). O BM é positivo no ano de 2007/2008. Em relação à ALE, observa-se que em 2007/2008 o BM positivo gera uma diminuição da elevação da ALE, assim como nos anos de taxas menos negativas do BM, como 2011 – 2013.



**Figura 26:** Variação do balanço de massa (barras) e da altitude da linha de equilíbrio para o Nevado Artesonraju e linha de tendência para a ALE. (Fonte: dados disponibilizados pela ANA, 2023).

Quanto aos valores do RCN (Figura 27) e sua relação com o balanço de massa, a comparação entre os valores ocorreu em relação ao ano hidrológico de 2004/05 para o ano de RCN de 2005. O ano de 2008 possui um BM positivo (470,6 mm), para 2008 e 2009 os valores de RCN são respectivamente 0,503 e 0,54 ambos acima de 0,5, o ano de 2010 possui um decréscimo nos valores de BM e os valores de RCN são respectivamente 0,419 e 0,391 para 2010 e 2011. Já para o ano de 2016 os valores de BM são de -1598 mm já os valores RCN são respectivamente 0,54 e 0,45 para 2016 e 2017 (Figura 27). Em relação à correlação entre os dados quando comparamos de 2005 – 2021 para o RCN e 2004/05 - 2020/21 os valores de correlação são baixos, no entanto eles sobem para  $R^2$  0,32 quando comparadas 2006 – 2021 com o BM 2004/05 - 2019/20.



**Figura 27:** Variação do balanço de massa (linha preta) e do raio de cobertura de neve (linha vermelha) para o Nevado Artesonraju. (Fonte: autora, 2023).

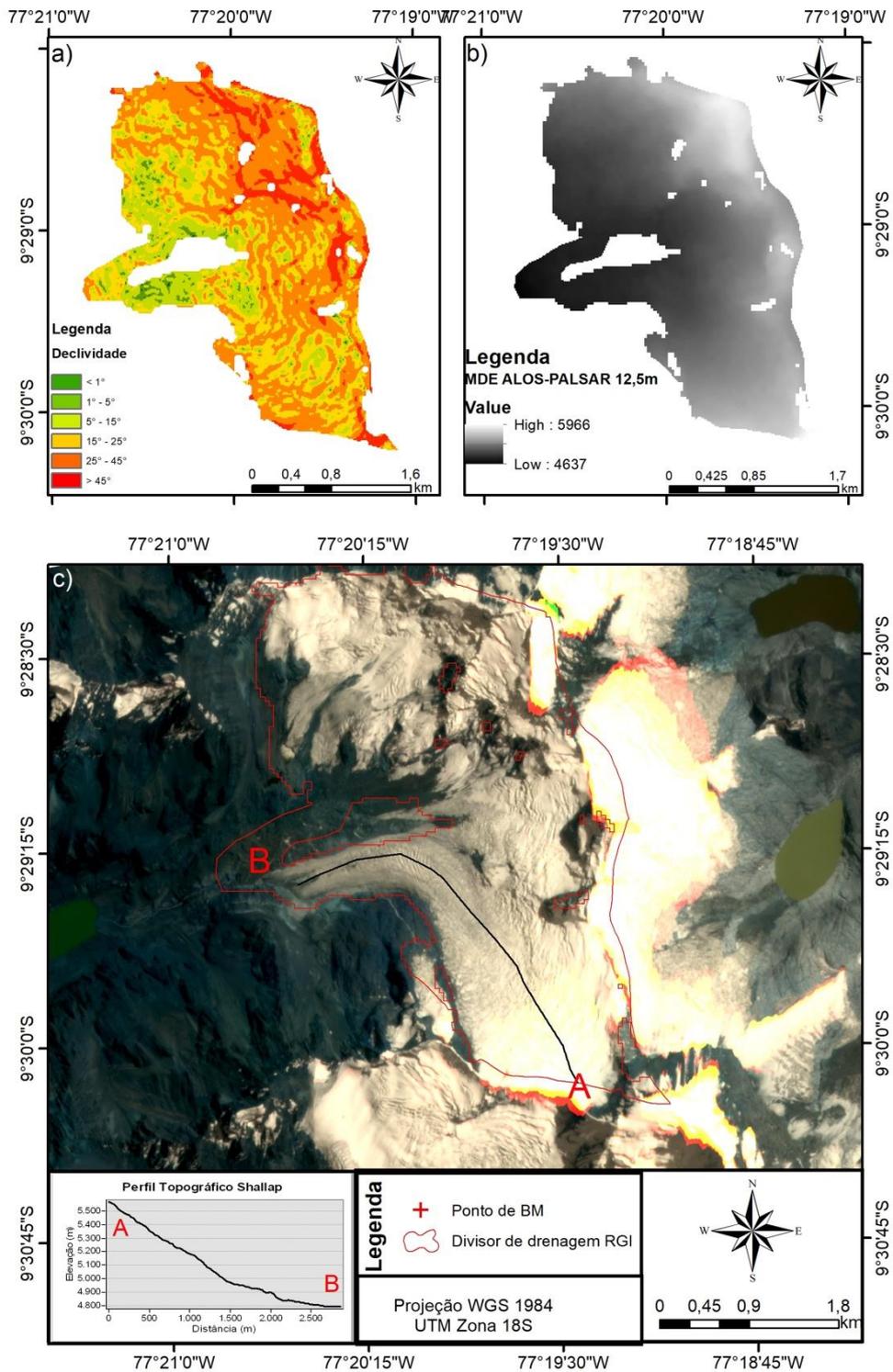
#### 4.3.3.2. *Shallap*

A geleira Shallap apresentou uma elevação máxima de 5966 m, mínima de 4637 m e média de 5180 m (Figura 28). A maior área glacial está distribuída em um intervalo de elevação entre 4900 e 5000 m. Para a geleira Shallap há para o ano de obtenção do MDE ALOS PALSAR duas línguas glaciais, onde ambas línguas glaciais possuem declividades mais suavizadas, e a língua ao sul do *nunatak*<sup>7</sup> possui maior comprimento para os últimos anos. As áreas mais próximas a maiores elevações também são as mais declivosas.

A perda de área para o período 1985-2021 foi de 20,11% (2,329 km<sup>2</sup> ao total), correspondente a uma taxa de retração de 0,065 km<sup>2</sup>/ano. A perda de área foi de 20,11%, 20,31%, 4,19%, 32,42%, 16,17%, 9,97% e 26,43% em 1985 -1990, 1990 - 1995, 1995 - 2000, 2000 - 2005, 2005 - 2010, 2010 - 2015 e 2015 - 2021, respectivamente. O período 2000 - 2005 apresentou a maior perda de área. Em

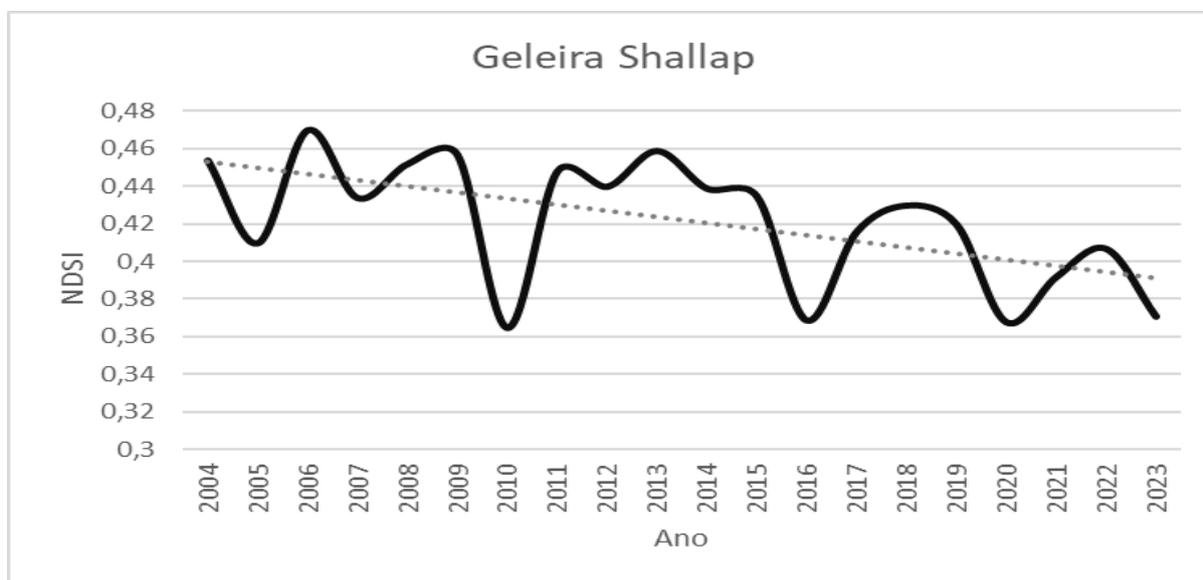
<sup>7</sup> Nunatak: Segundo Simões (2004) é considerado o topo rochoso o qual é circundado pela geleira.

relação à área para 1985 era de 7,490 km<sup>2</sup>, já para o ano de 2021 esse valor é de 5,161 km<sup>2</sup>.

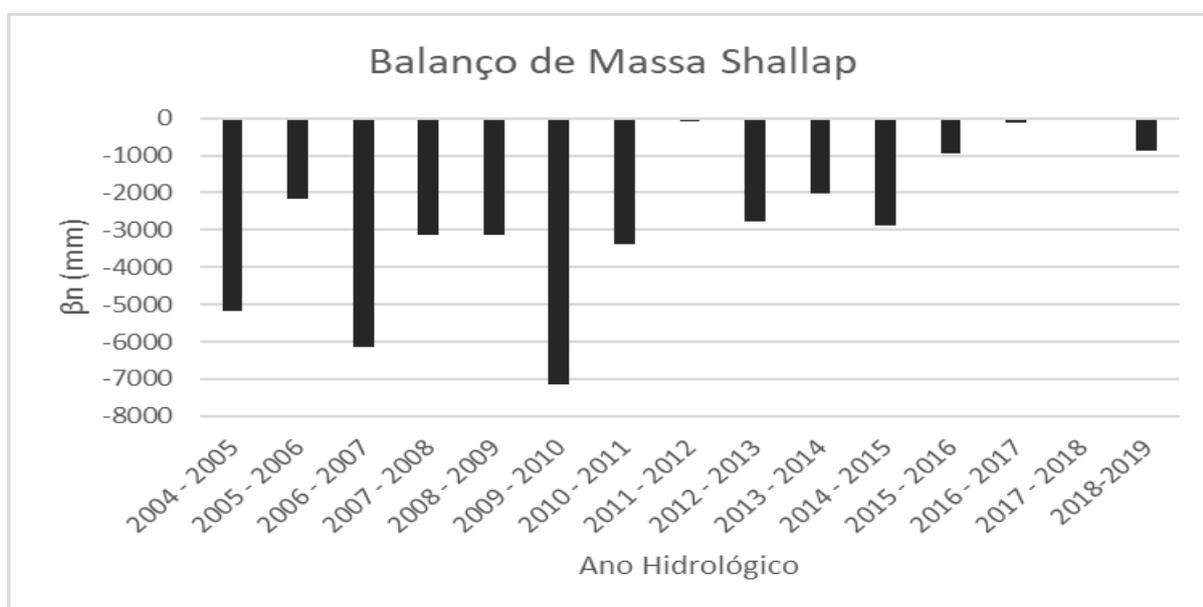


**Figura 28:** a) Classificação das declividades presentes na geleira Shallap. b) Modelo digital de elevação ALOS-PALSAR. c) Imagem PlanetScope e perfil de elevação da língua glacial. (Fonte: autora, 2023).

Os anos de 2010, 2016, 2020, 2021 e 2023 são marcados por valores de NDSI abaixo de 0,4. A série apresentou uma tendência significativa ( $S = -86$  e  $\rho = 0,0058$ ) ao decréscimo (-2,76) dos valores de NDSI para o período entre 2004 e 2023 (Figura 29). O ano hidrológico de 2009/2010 por exemplo, o qual apresenta baixos valores de BM (Figura 30) também apresenta o menor valor de NDSI para a série.

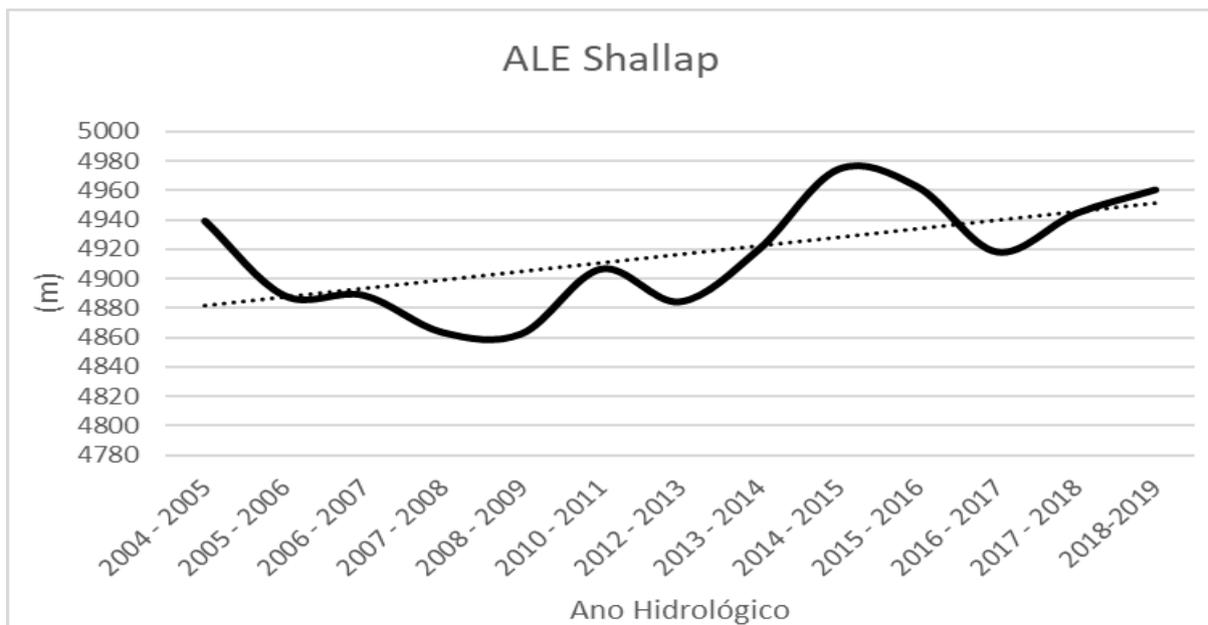


**Figura 29:** Mudança anual para a estação seca dos valores de NDSI para a geleira Shallap e linha de tendência. (Fonte: autora, 2023).



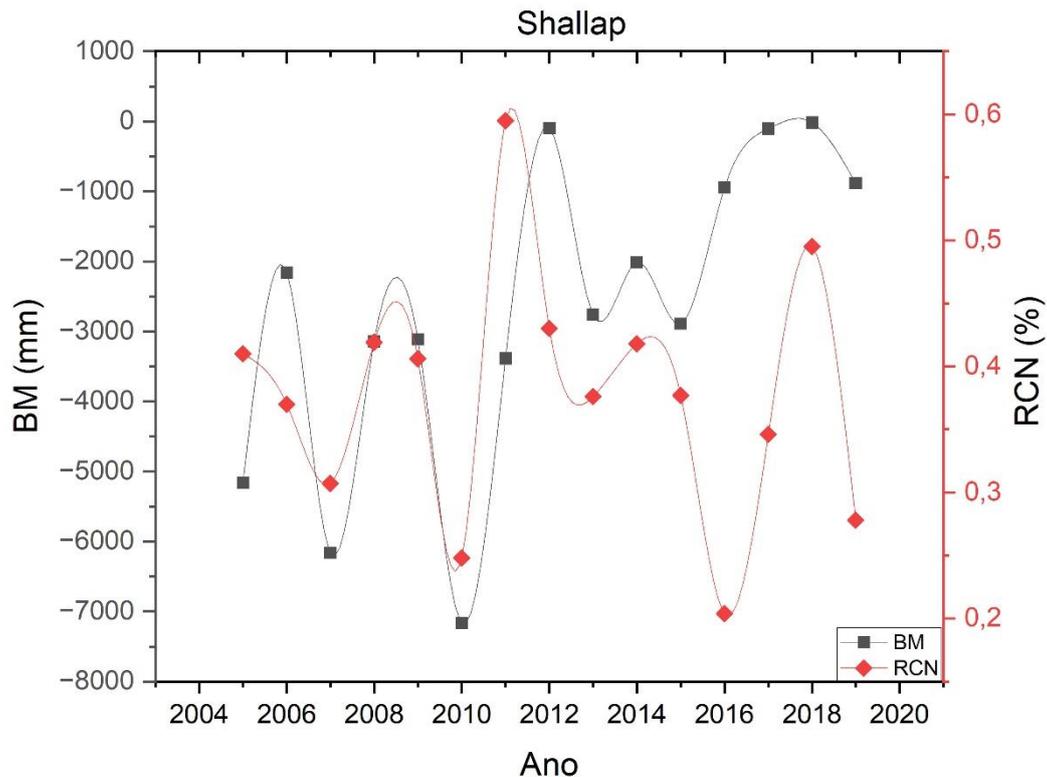
**Figura 30:** Variação do balanço de massa da geleira Shallap. (Fonte: dados disponibilizados pela ANA, 2023).

Os anos hidrológicos de 2004/2005, 2006/2007 e 2009/2010 apresentam os valores menores de BM e ALE. O ano 2009/2010 apresentou os valores mais baixos -7000 mm (Figura 30). Esta geleira não apresentou nenhum valor de BM positivo, ainda que exista uma tendência significativa crescente do BM ( $S = 57$ ,  $Z = 2,77$ ,  $\rho = 0,005$ ). Ao separar a série entre o período de 2004 – 2010 e 2010 – 2015, observa-se um aumento da média de BM para cada período, onde, no primeiro, a média é de -4484,85 mm e, para o segundo, a média é de -1455,84 mm. A ALE apresentou tendência na elevação no período ( $S = 30$ ,  $Z = 1,77$ ,  $\rho = 0,07$ ) (Figura 31).



**Figura 31:** Variação da altitude da linha de equilíbrio da geleira Shallap e linha de tendência. (Fonte: dados disponibilizados pela ANA, 2023).

Os valores do RCN (Figura 32) e sua relação com o balanço de massa deu-se também em relação ao ano hidrológico de 2004/05 para o ano de RCN de 2005 e demonstram uma boa relação. Para 2007, 2008, 2009 e 2010 os valores de RCN são respectivamente 0,307, 0,419, 0,406 e 0,248, todos abaixo de 0,5, em relação ao BM nesses anos há uma diminuição no BM em 2006/07, seguido de um aumento em 2007/08, decréscimo em 2008/09 e um decréscimo abrupto em 2009/10. Já para o SCR de 2011 há o maior valor para este período (0,595) enquanto o BM de 2011/12 é o segundo menos negativo (Figura 32).



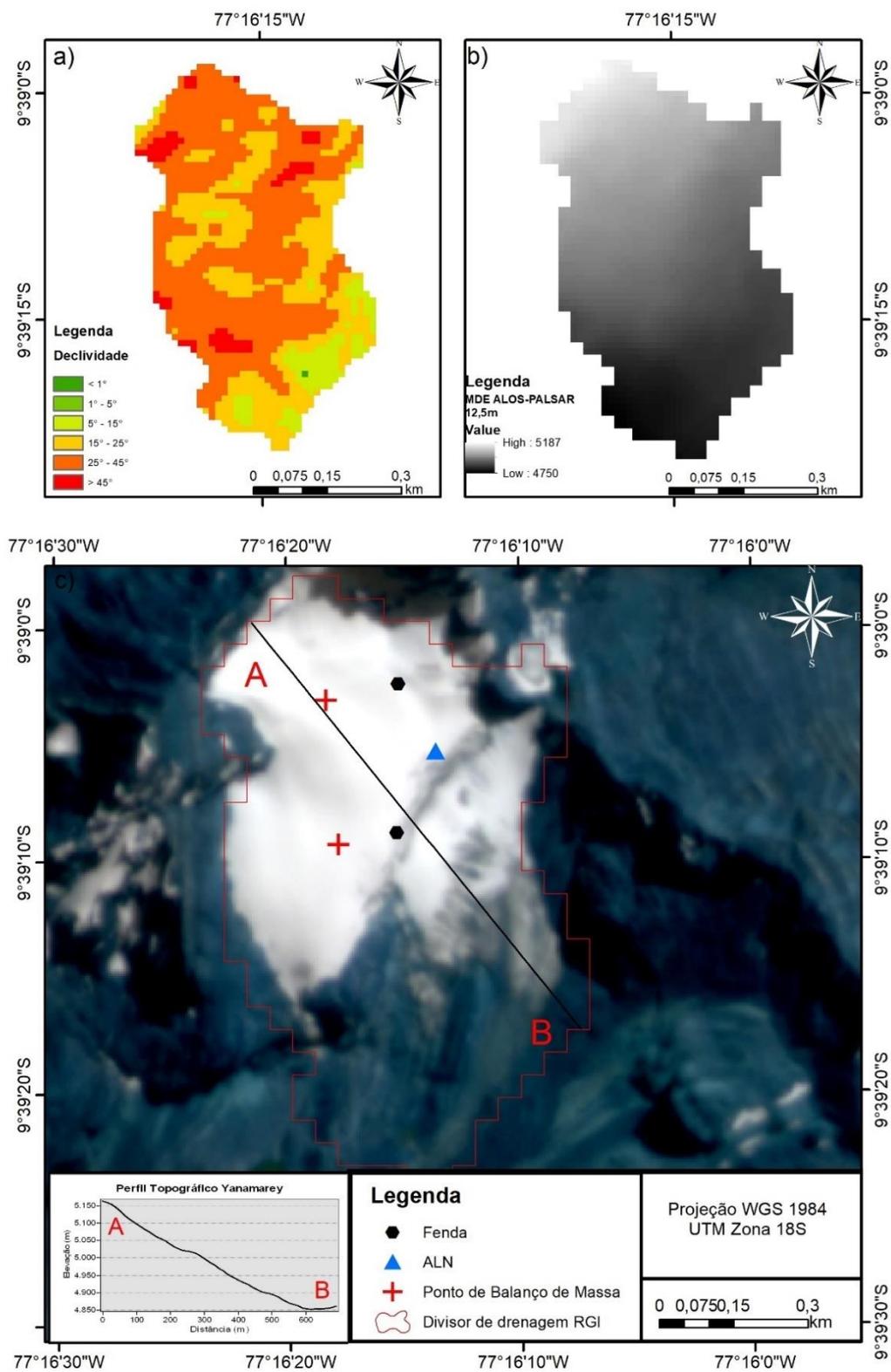
**Figura 32:** Variação do balanço de massa (linha preta) e do raio de cobertura de neve (linha vermelha) para a geleira Shallap. (Fonte: autora, 2023).

#### 4.3.3.3. Yanamarey

A geleira Yanamarey apresentou elevação máxima de 5.187 m, mínima de 4.750 m e média de 4.944 m (Figura 33). A maior área da geleira Yanamarey está distribuída em um intervalo de elevação entre 4850 m e 4950 m, seguido pela classe de 4950 – 5050 m. A bacia glacial possui declividades acentuadas, mesmo em setores de menor altitude, com declividades variando no setor mais baixo da geleira entre 5° - 15° e 15° - 25°. O setor sudoeste possui declividades entre 15° e 25°, elevações entre 4750 m e 4850 m e em 2023, observa-se que não há cobertura glacial (Figura 33c).

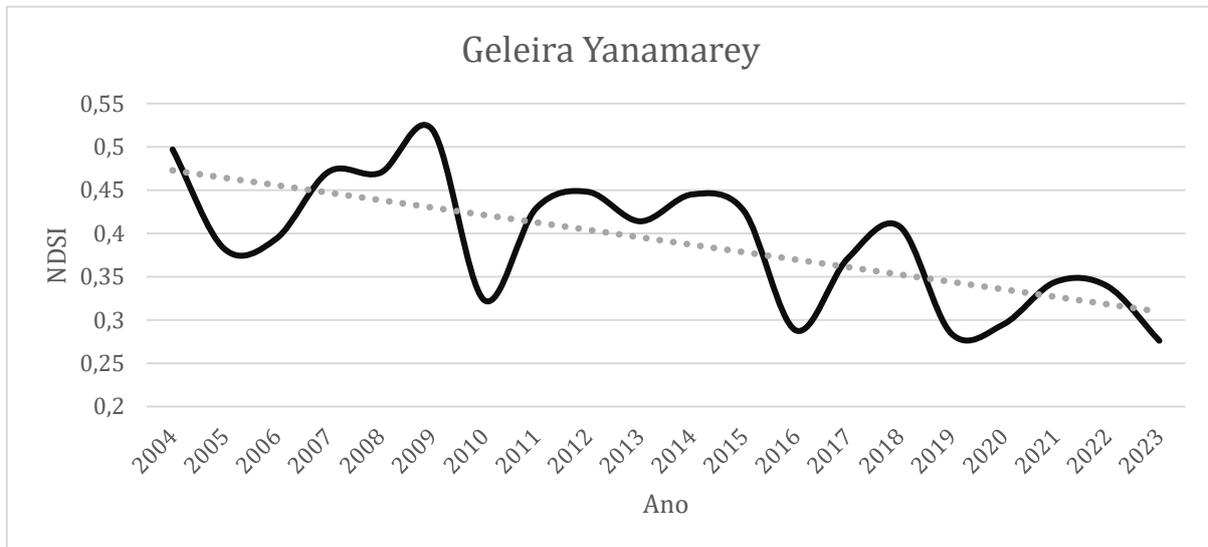
A perda de área da geleira foi de 77% (0,694 km<sup>2</sup> ao total) desde 1985. A taxa de retração foi de 0,019 km<sup>2</sup>/ano. As maiores taxas de perdas percentuais de perda percentual por década são encontradas no período 2000 – 2005 (32,42%), seguido do último período (26,43%). A perda foi de 20,11%, 20,31%, 4,19%, 16,17% e 9,97% para os períodos de 1985 – 1990, 1990 – 1995, 1995 – 2000, 2005 – 2010 e 2010 –

2015, respectivamente. O valor de área total para a geleira Yanamarey em 2021 foi de 0,206 km<sup>2</sup>.

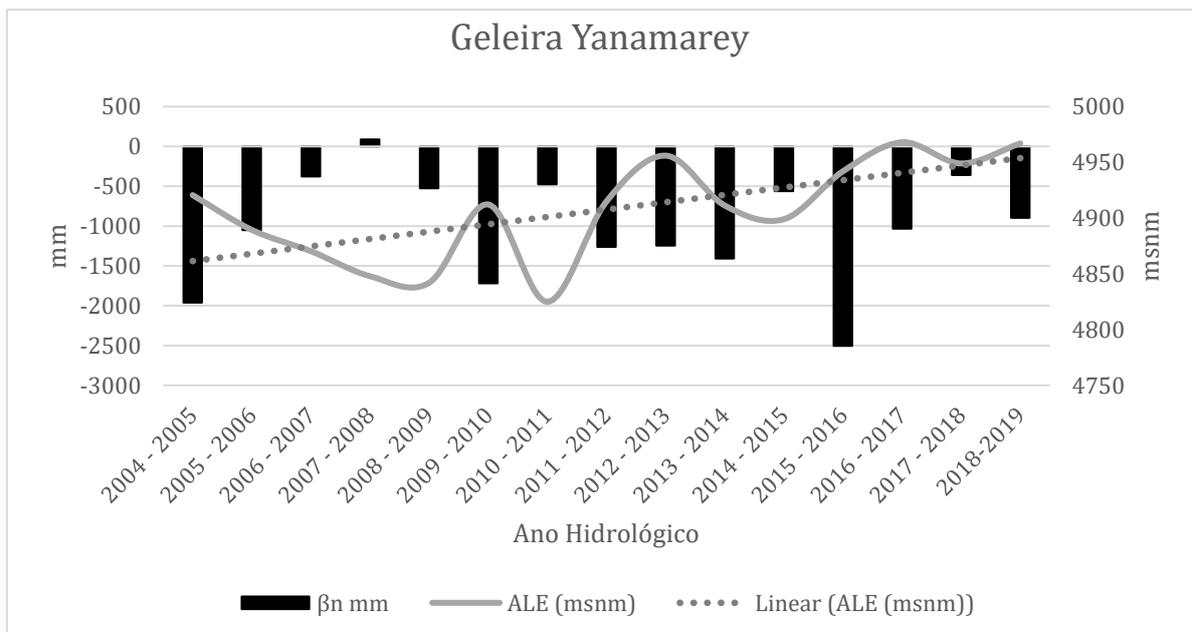


**Figura 33:** a) Classificação das declividades presentes na geleira Yanamarey. b) Modelo digital de elevação ALOS-PALSAR. c) Imagem PlanetScope e perfil de elevação da língua glacial. (Fonte: autora, 2023).

Em relação à Geleira Yanamarey, os valores de NDSI apresentaram uma tendência à diminuição (Figura 34). Os anos de valores menores que 0,4 foram 2005, 2006, 2010, 2016, 2017, 2019, 2020, 2021, 2022 e 2023. Existe uma tendência significativa à diminuição dos valores do NDSI ( $S = -98$ ,  $Z = -3,15$ ,  $\rho = 0,0016$ ). E de elevação da ALE ( $S = 43$ ,  $Z = 2,079$ ,  $\rho = 0,038$ ) (Figura 35).



**Figura 35:** Mudança anual para a estação seca dos valores de NDSI para a geleira Yanamarey e linha de tendência. (Fonte: autora, 2023).



**Figura 34:** Variação do balanço de massa (barras) e da altitude da linha de equilíbrio para a geleira Yanamarey e linha de tendência para a ALE. (Fonte: dados disponibilizados pela ANA, 2023).

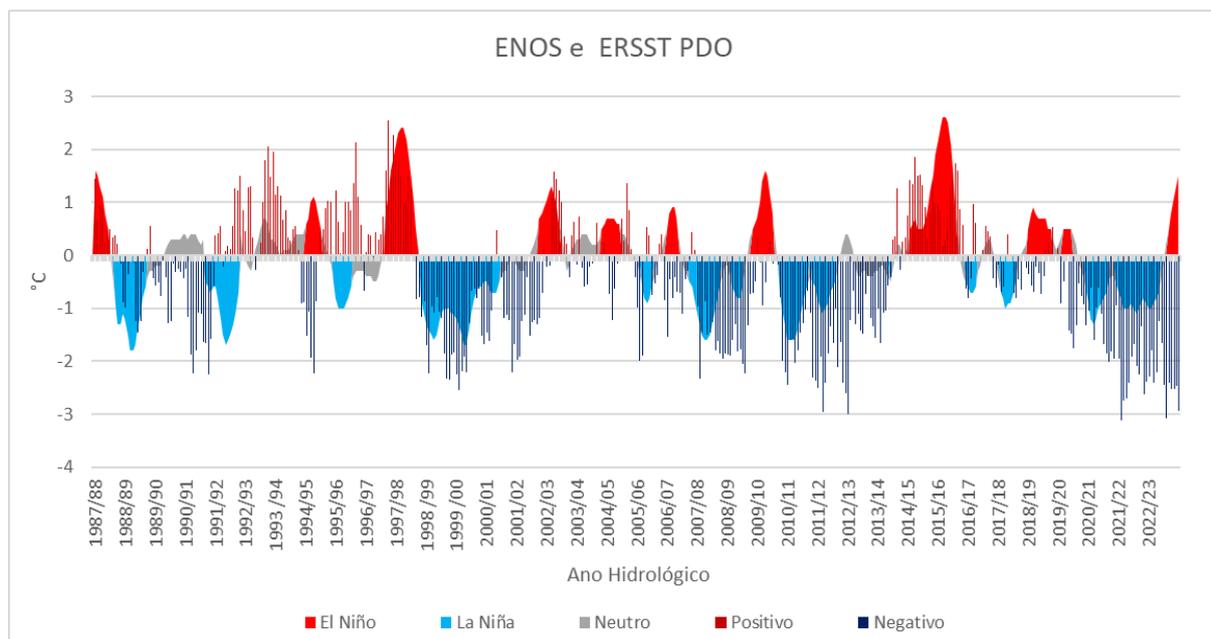
Conforme observado na Figura 35, os BM's com menores valores da geleira Yanamarey são os anos hidrológicos de 2004/2005, 2009/2010 e 2015/2016. Assim

como a geleira Artesonraju, o ano hidrológico de 2007/2008, destaca-se como o único com BM positivo.

#### 4.4. Análise das séries climáticas

##### 4.4.1. A Ocorrência do ENOS e da PDO

O ano hidrológico de 1987/1988 possui a ocorrência de El Niño entre os meses de setembro e fevereiro, dentre estes há a ocorrência de dois meses de intensidade moderado ( $+1,3^{\circ}\text{C}$  e  $+1,1^{\circ}\text{C}$ ) e dois de intensidade forte, os demais são de intensidade fraca, neste período há a ocorrência da fase positiva da PDO (Figura 36). No período 1994/1995, registrou-se a presença de um fenômeno El Niño durante os meses de setembro a fevereiro. A maior parte desses eventos exibiu índices de intensidade relativamente baixos, sendo que essa ocorrência se encontrou predominantemente sob a influência da PDO em sua fase negativa.



**Figura 36:** Série com valores em linha de El Niño (vermelho), La Niña (azul) e fases neutras (cinza) considerando a classificação proposta pelo SENAMHI, bem como os valores em barra da fase negativa da PDO (azul escuro) e da fase positiva (vermelho escuro). (Fonte: dados obtidos a partir do NOAA, 2023).

De 1996/1997 a 1997/1998 ocorreu um evento de El Niño com duração de um ano (maio – maio) e, dentre estes meses, 9 foram considerados de intensidade forte (variando entre  $1,4^{\circ}\text{C}$  -  $2,4^{\circ}\text{C}$ ). Com exceção do último mês (maio/98), todo esse

evento estava sob influência da PDO positiva. De 2001/2002 a 2002/2003 há outra ocorrência de evento de El Niño entre os meses de junho a fevereiro, este, no entanto, atingiu valores moderados e variou entre influência da PDO negativa e positiva.

Os anos de 2003/2004 e 2004/2005 são marcados por um evento de El Niño Fraco, que inicia em julho e vai até fevereiro. O evento estava sob a ocorrência de fase negativa da PDO (outubro a janeiro). Para o ano hidrológico de 2006/2007, também há a ocorrência de um evento de El Niño Fraco entre setembro e janeiro. O evento estava sob influência de fase negativa da PDO e apresentou valores de -1.54 até -0.42 °C.

O evento de El Niño registrado de 2008/2009 – 2009/2010 teve início em julho e prolongou-se até março. O evento foi categorizado como categoria Forte (+1,60 °C em novembro de 2009) e possui diversos meses categorizados como Moderados. Grande parte de sua ocorrência foi em fases negativas da PDO (6 meses do total do evento).

O El Niño de 2014/2016 e de 2015/2016 teve uma maior cobertura temporal (outubro de 2014 até abril de 2016). O evento foi considerado Forte de julho de 2015 até março de 2016. Esse período de El Niño ocorreu sob influência de PDO em fase positiva.

O ano hidrológico de 2018/2019 teve um evento Fraco com início em setembro e com vigência até junho. O evento ocorreu com 7 meses sob influência da PDO negativa. No período de 2022/2023 há um início de El Niño sob influência de PDO negativa.

Quanto aos eventos de La Niña, entre 1987/1988 e 1988/1989 há um evento com duração de um ano (maio – maio) onde há alguns valores moderados e até mesmo fortes de La Niña (como outubro, novembro, dezembro, janeiro e fevereiro), os valores mais fortes deste evento tiveram ocorrência durante fase negativa da PDO (início em julho).

De 1990/1991 a 1991/1992 há outro evento de La Niña de maio a junho, intercalando entre fases negativas da PDO e fases positivas. Este evento possuiu valores mais baixos que o anterior. De 1994/1995 - 1995/1996, durante agosto – março, há um evento mais curto de La Niña que ocorreu quase completamente sob fase positiva da PDO (com exceção do mês de agosto).

De 1997/1998 a 2000/2001, há um evento de La Niña com grande persistência de tempo na série. O evento está sob influência da PDO negativa e possuiu valores

que chegaram a um La Niña forte (8 meses da série). Em 2005/2006, foi observada a ocorrência de La Niña entre novembro e março, Fraco e com alguns meses sob influência da PDO negativa (novembro, dezembro e março) e outros sob PDO positiva (janeiro e fevereiro).

Entre 2006/2007 e 2007/2008 há um evento de La Niña de junho de 2007 a junho de 2008 em grande parte dos meses sob influência da PDO negativa, com quatro meses na magnitude Forte (novembro, dezembro, janeiro e fevereiro). De novembro de 2008 a março de 2009 há outro evento de La Niña Fraco e sob influência da PDO negativa. Nos anos de 2009/2010 até 2011/2012 há outro evento de La Niña com apenas um mês (junho de 2011) com valor neutro, e quatro meses de Forte (setembro, outubro, novembro e dezembro) La Niña e com influência da PDO negativa.

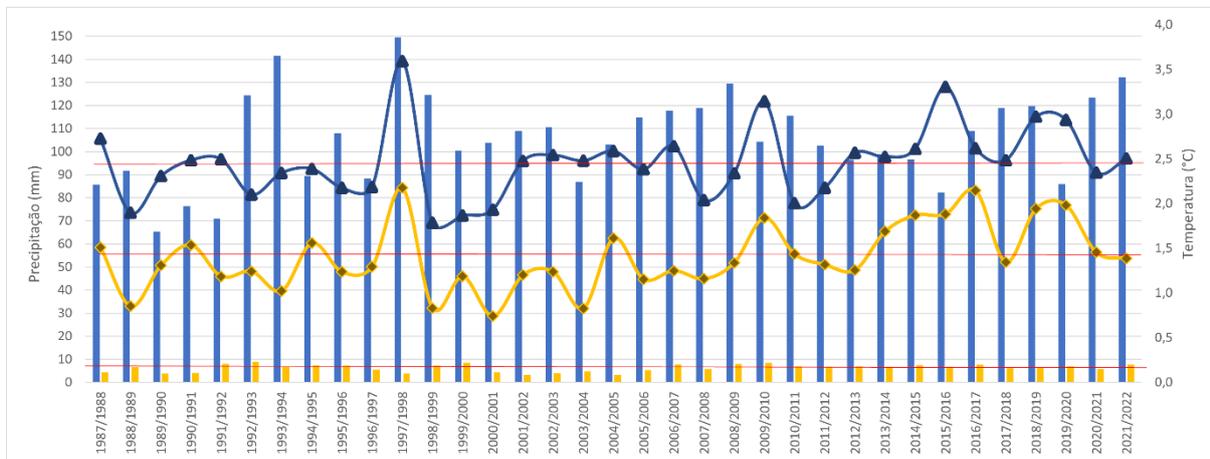
No ano de 2016, entre os meses de agosto a dezembro, há outra ocorrência de um La Niña Fraco, e com parte em fase de PDO negativa e parte positiva. No ano hidrológico de 2017/2018 há um evento de La Niña Fraco entre os meses de outubro a abril. Esse evento esteve grande parte dos anos sob PDO negativa, à exceção do mês de janeiro de 2018. Nos anos hidrológicos de 2019/2020 até 2022/2023 há ocorrência de La Niña, apenas os meses de junho e julho de 2021 são em fase neutra. Esse período esteve sob influência da PDO negativa, não foi considerado Forte e possuiu 12 meses de Frio Moderado.

#### 4.4.2. Série climática para o Nevado Artesonraju

A série climática para o Nevado Artesonraju apresentou um aumento de anos com temperaturas acima da média da série a partir do ano hidrológico de 2012/2013 tanto para o período seco (média de 1,4 °C) e úmido (média 2,45 °C) (Figura 37).

A temperatura média anual do período seco desde 1987/88 apresentou tendência significativa ao aumento (S: 202, Z:2,85, p: 0,0043). A série apresentou 14 anos de temperatura média do ar acima da média do período seco (1987/1988 - 2021/2022). Entre o ano hidrológico de 2012/2013 até o ano de 2021/2022, observa-se sete anos de temperatura média do ar acima da média.

Para o período úmido, verifica-se nove anos com temperatura média do ar acima da média entre 2012/2013 e 2021/2022 e um total de 19 anos com temperaturas acima da média desde 1987/1988. O período 2012/2013-2019/2020 apresenta temperaturas média do ar acima da média do período total. O período úmido também apresenta uma significância na elevação das temperaturas (S: 152, Z:2,14, p: 0,032)

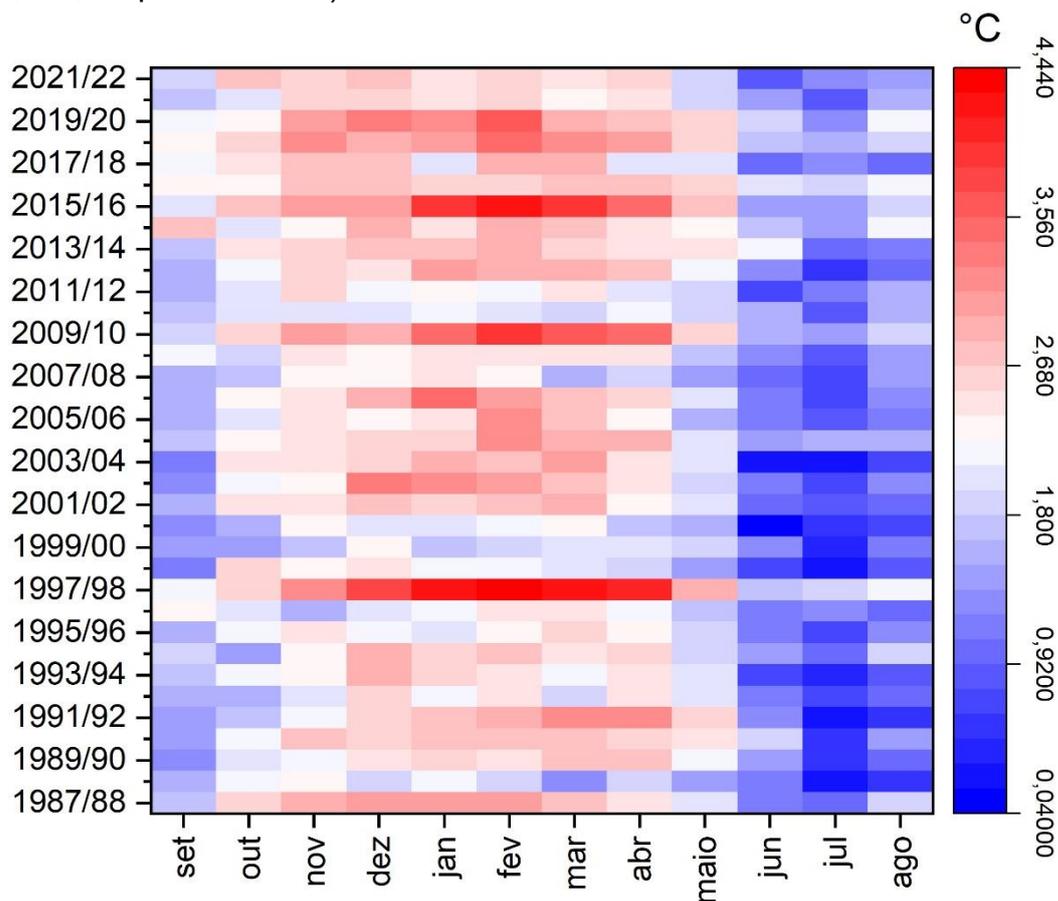


**Figura 37:** Série climática com precipitação (barras) e temperatura (linhas) e médias (linhas vermelhas) para o período seco (amarelo) e úmido (azul) para o Nevado Artesonraju. (Fonte: autora, 2023).

A série de precipitação anual apresentou sete anos com precipitações abaixo da média entre 2000/01 e 2007/2008 para o período seco. Entre 1987/88 – 2021/22 são 14 anos com precipitações abaixo da média para o período seco. Em relação ao período úmido são 19 anos com precipitações abaixo da média para o período total de análise.

Sobre as tendências de elevação de temperatura na Figura 38 observa-se que os meses de setembro, outubro, novembro e dezembro têm maiores frequências de temperaturas mais elevadas a partir de 2011/12 quando comparado a outros períodos (1987/99 – 2010/11). Onde, os meses de setembro e novembro possuem tendência significativa à elevação de temperatura (S: 221, Z: 3,12, p: 0,002 e S: 223, Z:3,15, p: 0,002, respectivamente). Os meses de janeiro, fevereiro e março possuem temperaturas mais baixas até o ano de 2000/01, esse período possui o ano de 1997/98 com temperaturas mais elevadas.

Já em relação ao período seco, na Figura 38, observa-se para todos os meses do período seco (maio, junho, julho e agosto) que a partir de 2012/13 existe uma maior frequência de meses com temperaturas mais elevadas. Mesmo no caso de junho e julho onde as temperaturas são mais baixas que nos outros meses do ano elas se encontram mais elevadas que nos demais anos da série para estes meses. Os meses de maio e agosto também passam a ter menos intervalos de anos mais frios entre os mais quentes a partir de 2012/13. Os meses de julho e agosto possuem tendências significativas à elevação de temperatura (S: 249, Z: 3,52,  $p$ : 0,0004 e S: 208, Z: 2,94,  $p$ : 0,003, respectivamente).



**Figura 38:** Temperatura média mensal entre fase úmida e seca para a série de análise da geleira Artesonraju. (Fonte: autora, 2023).

Em relação ao período de análise do BM, a temperatura média do ar apresentou um aumento para o último período de análise (2016 – 2022), tanto para a estação seca quanto para a úmida (Tabela 05).

As precipitações apresentaram uma leve diminuição no período úmido e um leve aumento no período seco - aumento de 9,06% nas taxas de precipitação no período seco (média de 6,23 mm em 2004 – 2010 para 6,8 mm em 2016 – 2022) e

diminuição de 0,5% no período úmido (média de 110,77 mm em 2004 – 2010 para 110,21 mm em 2016 - 2022) (Tabela 05).

**Tabela 5:** Médias por período dos parâmetros climáticos do Nevado Artesonraju. (Fonte: autora, 2023).

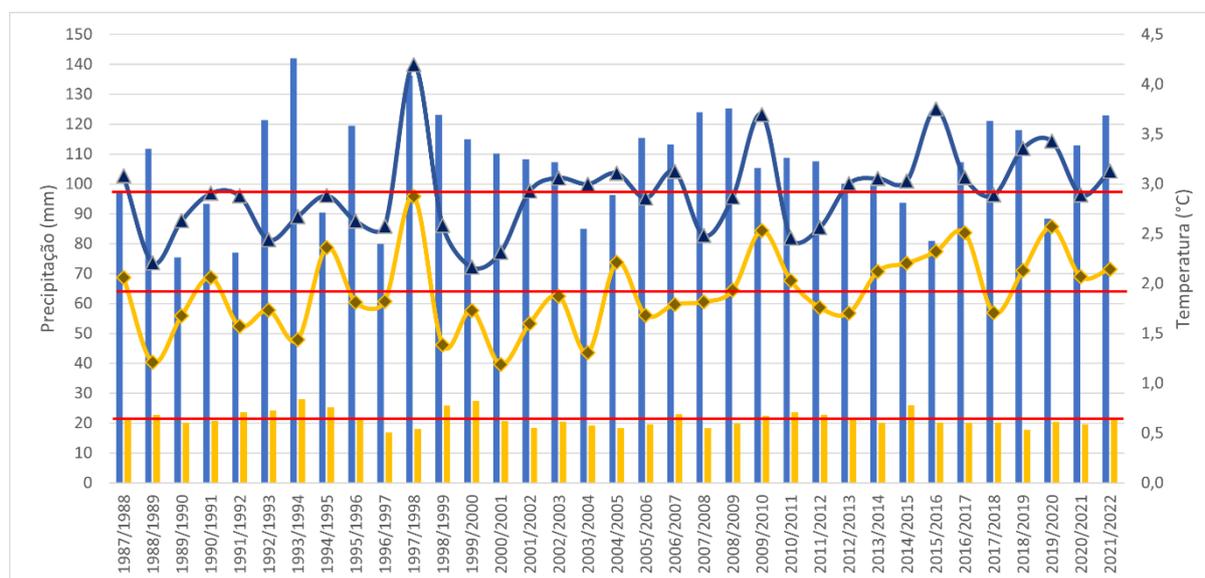
Período	Parâmetro	Estação	Tamanho da Amostra	Média	Desvio Padrão	Erro Padrão
2004 - 2010	Precipitação	Úmida	7	110,77	13,82	5,22
		Seca	7	6,23	1,92	0,73
	Temperatura	Úmida	7	2,52	0,34	0,13
		Seca	7	1,31	0,33	0,13
2011 - 2015	Precipitação	Úmida	5	102,07	52,82	23,62
		Seca	5	7,01	0,29	0,13
	Temperatura	Úmida	5	2,38	0,27	0,12
		Seca	5	1,51	0,26	0,12
2016 - 2022	Precipitação	Úmida	7	110,21	19,12	7,23
		Seca	7	6,80	0,70	0,27
	Temperatura	Úmida	6	2,64	0,26	0,10
		Seca	7	1,73	0,33	0,12

#### 4.4.3. Série climática para a geleira Shallap

As curvas de temperatura e precipitação da geleira Shallap não possuem tanta diferença para o nevado Artesonraju, ainda que as médias de temperatura (1,9 °C e 2,9 °C) e precipitação para estação seca (21,42 mm) e para a estação úmida (106,68 mm) sejam mais elevadas. A série possui 14 anos com temperaturas acima da média para a estação seca, dentre estes, sete anos estão concentrados entre 2013/2014 e 2020/2021, e se observa uma tendência significativa à elevação de temperatura para essa geleira na estação seca (S: 202, Z: 2,85,  $p$ : 0,004). Há uma tendência significativa à elevação de temperatura também para a estação úmida (S: 152, Z: 2,144,  $p$ : 0,032). Em relação aos anos de 2006/2007 e 2019/2020, ambos se encontravam sob um El Niño de intensidade fraca em uma fase de PDO negativa, com o ano de 2006/2007 com valores maiores para o El Niño e mais prolongado. No entanto, para 2019/2020, as temperaturas foram 19,59% mais altas que a média do período úmido e 41,43% mais altas que a média do período seco. Enquanto, no ano

de 2006/2007, as médias para a estação úmida foram de 7,79% mais altas que a média, e a estação seca apresentou temperaturas abaixo da média (Figura 39).

A precipitação para a estação úmida esteve abaixo da média da série em 19 anos desde 1987. De 1987/1998 a 1991/1992, ocorreram 5 anos com baixas taxas de precipitação, assim como de 2011/2012 a 2015/2016. A série de precipitação total anual na estação seca apresentou 14 anos com precipitações abaixo da média.

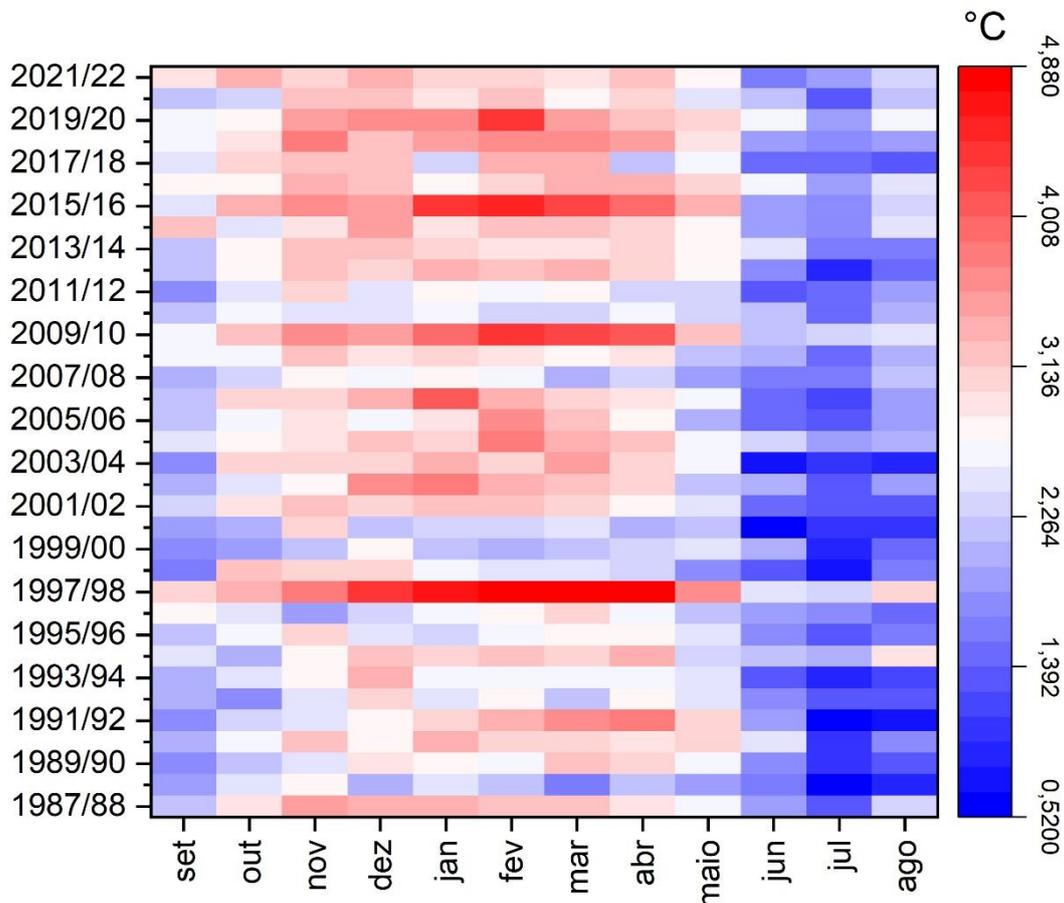


**Figura 39:** Série climática com precipitação (barras) e temperatura (linhas) e médias (linhas vermelhas) para o período seco (amarelo) e úmido (azul) para a geleira Shallap. (Fonte: autora, 2023).

Em relação ao ano de 2006/2007 e 2019/2020, ambos sob influência de El Niño de intensidades semelhantes, apenas o de 2019/2020 apresentou a precipitação no período úmido abaixo da média. O ano de 2006/2007 ficou com valores acima da média.

Para a geleira Shallap, Figura 40, o mês de setembro apresenta tendência significativa ao aumento de temperatura (S: 213, Z: 3,01,  $p$ : 0,0026). Já outubro é marcado por menores temperaturas até o ano de 2000/01 e por temperaturas mais amenas a partir deste ano (significância à elevação de S: 167, Z: 2,36,  $p$ : 0,018). Para novembro e dezembro há uma maior ocorrência de anos com temperaturas mais elevadas a partir de 2011/12, ambos possuem um aumento de temperatura significativo (S: 211, Z: 2,98,  $p$ : 0,003 e S: 145, Z: 2,046,  $p$ : 0,041, respectivamente). Já para os meses de janeiro e fevereiro até 2000/01 há maior ocorrência de temperaturas mais frias.

Em relação aos meses da estação seca o mês de julho possui uma tendência significativa à elevação de temperatura (S: 217, Z: 3,07,  $\rho$ : 0,0022), bem como o mês de agosto (S: 180, Z: 2,54,  $\rho$ : 0,011). O mês de maio, apesar de não apresentar significância na tendência, observa-se uma menor ocorrência de anos com temperaturas mais baixas a partir de 2011/12 e o mesmo ocorre com o mês de junho, que a partir desse ano é marcado por temperaturas mais amenas e menor frequência de anos com temperaturas mais baixas (Figura 40).



**Figura 40:** Temperatura média mensal entre fase úmida e seca para a série de análise da geleira Shallap. (Fonte: autora, 2023).

A temperatura média do ar na área da geleira Shallap apresentou um aumento no último período de análise para ambas as estações (Tabela 06). A estação úmida teve um aumento de temperatura média do ar de 7,36% e a estação seca de 12,28% entre o primeiro (2004 – 2010) e o último período (2016 – 2019) (Tabela 06).

As taxas de precipitação demonstram médias levemente mais baixas (2,17%) para a estação úmida para o período 2016-2019 do que em relação a 2004 – 2010. Assim como, as diferenças de precipitação para o período seco (2,85%) (Tabela 06).

**Tabela 6:** Médias por período dos parâmetros climáticos da geleira Shallap. (Fonte: autora, 2023).

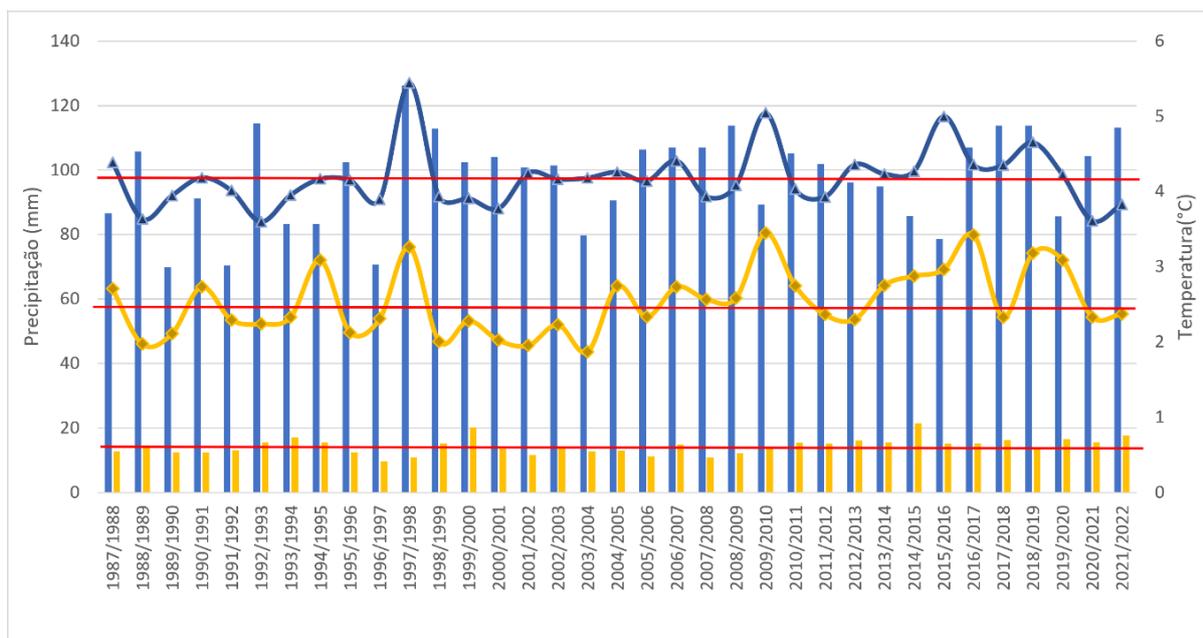
Período	Parâmetro	Estação	Tamanho da Amostra	Média	Desvio Padrão	Erro Padrão
2004 - 2010	Precipitação	Úmida	7	109,23	14,65	5,54
		Seca	7	20,10	1,89	0,72
	Temperatura	Úmida	7	3,02	0,37	0,14
		Seca	7	1,90	0,39	0,15
2011 - 2015	Precipitação	Úmida	5	101,89	6,19	2,77
		Seca	5	22,81	2,29	1,03
	Temperatura	Úmida	5	2,82	0,29	0,13
		Seca	5	1,96	0,22	0,10
2016 - 2019	Precipitação	Úmida	4	106,85	18,21	9,11
		Seca	4	19,53	1,24	0,62
	Temperatura	Úmida	4	3,26	0,38	0,19
		Seca	4	2,17	0,34	0,17

#### 4.4.4. Série climática para a geleira Yanamarey

As curvas representativas da série temporal de temperatura e precipitação da geleira Yanamarey demonstram padrões de elevação e diminuição que diferem um pouco dos observados no Nevado Artesonraju e no Shallap. Os valores acima de temperatura para a precipitação úmida e seca encontram-se distribuídos a partir de 2001/02 (Figura 41).

A série de temperatura média anual para a estação úmida apresentou 16 anos com temperaturas acima da média (de 1987/1988 até 1999/2000 são 3 anos, enquanto de 2000/2001 até 2009/2010 são 5, os demais 8 anos distribuem-se de 2010/2011 até 2019/2020).

A série de precipitação total anual para a estação seca apresenta valores abaixo da média, totalizando 16 anos (4 anos de 1989/90 a 1999/00, 5 anos de 2001/02 a 2009/10 e 7 anos de 2010/11 a 2021/22). Durante a estação seca, observa-se uma tendência significativa de aumento de temperatura (S:189, Z: 2,67,  $p$ : 0,007).



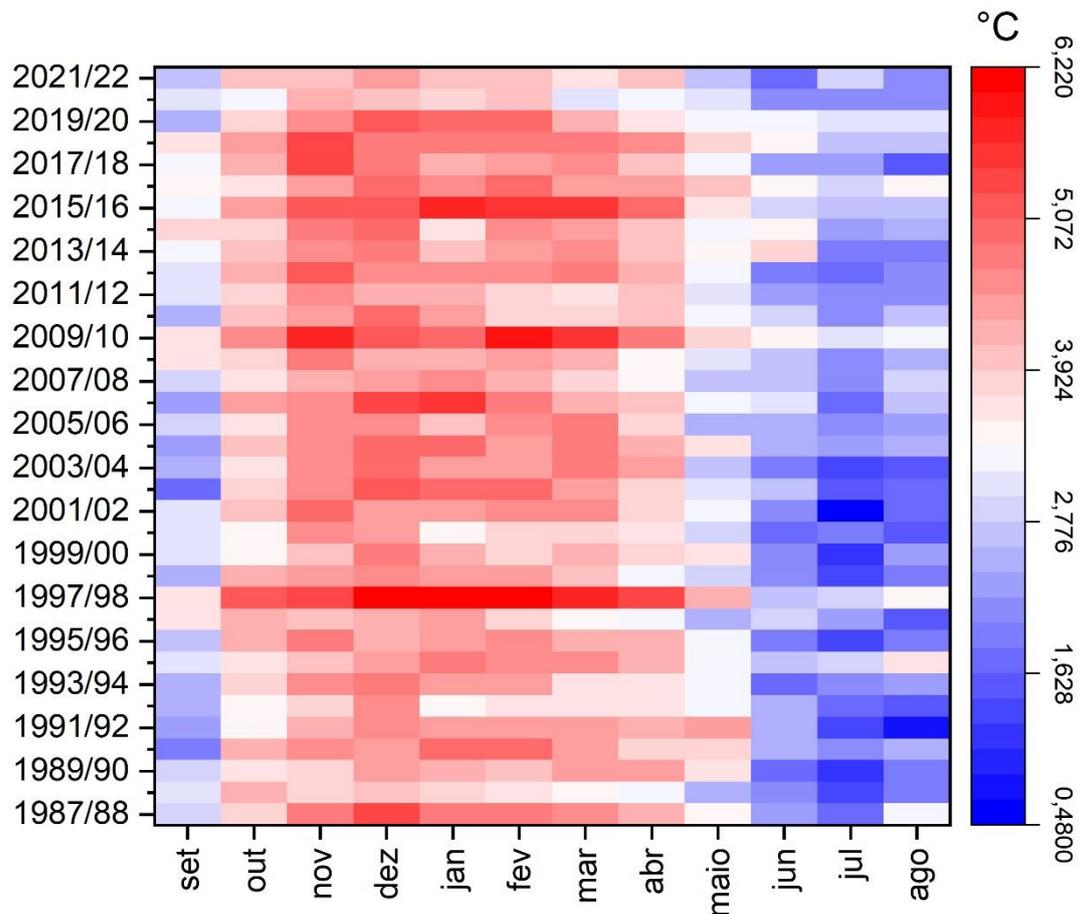
**Figura 41:** Série climática com precipitação (barras) e temperatura (linhas) e médias (linhas vermelhas) para o período seco (amarelo) e úmido (azul) para a geleira Yanamarey. (Fonte: autora, 2023).

Para as precipitações na estação úmida, há 15 anos abaixo da média (7 anos de 1987/88 a 1999/00, 3 anos de 2000/01 a 2009/10 e os demais 5 anos concentram-se entre 2010/11 e 2021/22). Para as precipitações na estação seca, são 17 anos e grande parte concentra-se no período entre 2000/01 – 2009/10, tanto que se observa uma tendência ao aumento de precipitação na estação seca ( $S:177$ ,  $Z: 2,5$ ,  $p: 0,01$ ) (Figura 41).

Observa-se que a amplitude térmica para a geleira Yanamarey é maior que para as geleiras Shallap e para o Nevado Artesonraju (Figura 42). Existe uma maior distribuição de temperaturas mais elevadas durante toda a série e menor frequência de temperaturas mais baixas entre os meses no decorrer dos anos.

Na estação úmida, o mês de setembro é marcado por uma tendência ao aumento de temperatura ( $S: 144$ ,  $Z: 2,031$ ,  $p: 0,042$ ), e é perceptível uma maior distribuição de meses com temperaturas mais elevadas desde 2008/09. Em relação ao mês de novembro, existe uma maior frequência de meses ininterruptos de temperaturas mais elevadas durante 2000/01 – 2006/07 em relação ao primeiro período (1987/88 – 1999/00) (Figura 42).

Para o período seco, o mês de junho apresenta uma tendência significativa à elevação de temperatura (S: 149, Z: 2,102,  $\rho$ : 0,036), bem como de julho (S: 229, Z: 3,24,  $\rho$ : 0,001). Para o mês de julho, é possível observar um menor intervalo de anos mais frios e mais quentes a partir de 2011/12 do que quando comparado com os demais anos da série deste mês, o mês de junho também parece ter temperaturas mais amenas a partir deste ano hidrológico quando comparado aos demais (Figura 42).



**Figura 42:** Temperatura média mensal entre fase úmida e seca para a série de análise da geleira Yanamarey. (Fonte: autora, 2023).

Para a estação úmida, as maiores médias de temperatura estão concentradas no período 2016 – 2019, após um leve resfriamento durante o período 2011 – 2015. O aumento percentual de temperatura durante o primeiro período para o último na estação úmida é de (6,54%) (Tabela 7). Na estação seca, as temperaturas também têm uma maior média no último período (2016 – 2022). Para os dados de temperatura média do ar, o setor da geleira Yanamarey apresenta um aumento de 14,09% na estação seca.

As precipitações demonstram taxas mais altas no último período na estação úmida. Na estação seca, há um leve aumento em relação ao primeiro período, mas uma diminuição em relação a 2011-2015 (0,26% e 8,3%, respectivamente) (Tabela 07).

**Tabela 7:** Médias por período dos parâmetros climáticos da geleira Yanamarey. (Fonte: autora, 2023).

Período	Parâmetro	Estação	Tamanho da Amostra	Média	Desvio Padrão	Erro Padrão
2004 - 2010	Precipitação	Úmida	7	99,11	12,50	4,72
		Seca	7	12,67	1,31	0,50
	Temperatura	Úmida	7	4,29	0,36	0,14
		Seca	7	2,61	0,48	0,18
2011 - 2015	Precipitação	Úmida	5	96,81	7,49	3,35
		Seca	5	16,76	2,68	1,20
	Temperatura	Úmida	5	4,16	0,18	0,08
		Seca	5	2,61	0,26	0,12
2016 - 2019	Precipitação	Úmida	4	103,33	16,77	8,39
		Seca	4	15,02	1,21	0,60
	Temperatura	Úmida	4	4,59	0,31	0,15
		Seca	4	2,98	0,47	0,23

## 5. DISCUSSÕES

### 5.1. *Potencialidades e limitações da metodologia*

#### 5.1.1. Dificuldades da automatização do método de identificação de zonas glaciais utilizando sensores ópticos em áreas de montanha tropical

A acurácia do mapeamento demonstrou uma melhora durante o período de análise, assim a continuidade do monitoramento e comportamento destas zonas é importante para o entendimento de mudanças na região. O mapeamento automatizado é importante pois mantém um nível de confiabilidade segundo o erro apresentado (PAUL *et al.*, 2013). Então, ainda que tenham existidos anos com valores de acurácia mais baixos, a obtenção de maneiras de mapeamento automático é importante por não depender da interpretação do usuário e manter o limite de confiança. Outros estudos recomendam a utilização de métodos automáticos sobretudo para identificação da área glacial em geleiras descobertas (PAUL *et al.*, 2013). Outros autores já propõe a utilização de métodos automatizados para a obtenção das fácies glaciais (RASTNER *et al.*, 2019). Métodos consagrados para estimação de biomas, como o MapBiomas, o qual utiliza o método do Random Forest aplicado a série Landsat, apresentam intervalos de acurácia de 73 – 95% e uma acurácia média geral de 89% (SOUZA JR. *et al.*, 2020). Assim, os nossos valores medianos de confiabilidade (74,8% e 81,7%) foram considerados satisfatórios dado a melhora do método no decorrer do intervalo de tempo de análise.

Os resultados demonstram maiores valores de correlação entre os dados de campo (ALE) e a vetorização semiautomática para a geleira Yanamarey, mas um melhor sinal das curvas de variação entre a ALE e a ALN transitória semiautomática para a geleira Artesonraju. A variação do erro de mapeamento mostrou-se mais constante para a geleira Artesonraju (Figura 17) e há uma melhor relação entre o RCN e o BM para as geleiras Artesonraju e Shallap (Figuras 27 e 31). Os valores de RCN demonstraram alta variabilidade no decorrer dos anos, o que também foi encontrado por outros autores (RASTNER *et al.*, 2019).

A classificação de fácies glaciais em ambientes de montanha é um desafio, pois a utilização das imagens de radar, ainda que possuam uma boa penetração em alvos da criosfera, podem levar a distorções dos resultados por causa das variações no retroespalhamento pela variação angular devido aos efeitos da topografia e

rugosidade (ROTT, 1984; HAJNSEK *et al.*, 2021). Assim, a utilização de sensores ópticos foi considerada uma alternativa, ainda que esses possuam outras limitações.

As imagens ópticas podem sofrer influência de nebulosidade, por isso, considera-se que as aplicações de filtragens que considerem a nebulosidade (máscara de nuvens) para métodos automáticos de classificação são importantes na obtenção de resultados que contenham menos ruídos. Nesse sentido, Ju & Roy (2008) identificam uma média global de cobertura de nuvens para imagens Landsat TM para os anos de 2000 - 2002 entre 33% e 35%. Esse estudo identificou resultados satisfatórios para o período seco na Cordillera Blanca com filtragens de 30%, 45% e 45% de nuvens nas cenas Landsat TM, ETM+ e OLI para obtenção de imagens, ainda que as filtragens automáticas de cobertura de nuvem identifiquem nuvens para a toda a cena. Assim a avaliação das imagens e da cobertura de nuvens para a área de abrangência das geleiras é relevante.

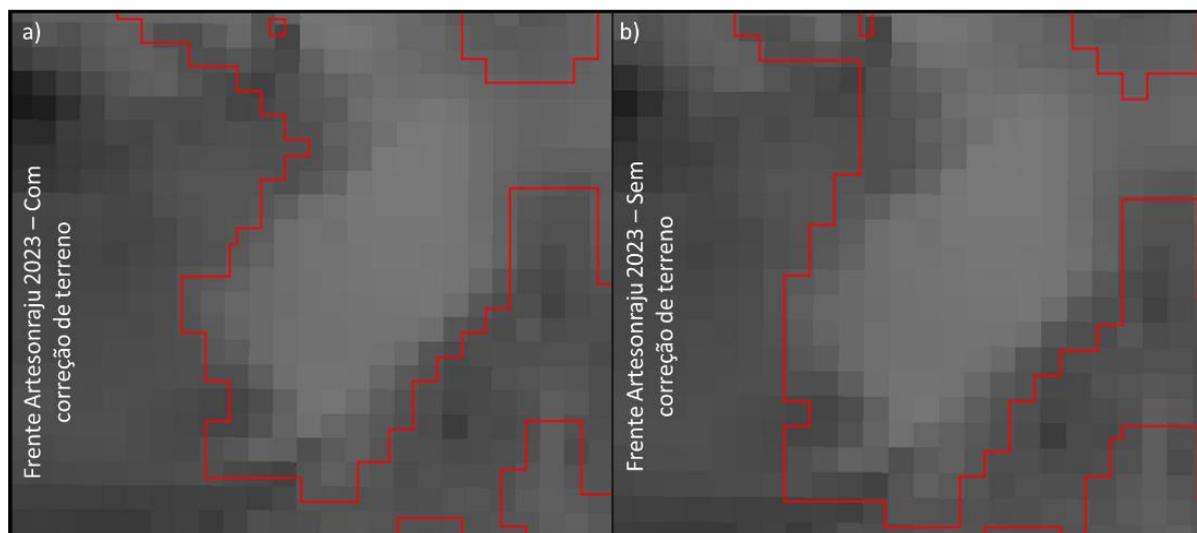
As dificuldades em relação à presença de nuvens podem ser agravadas para geleiras de menor área, como a geleira Yanamarey. O script no GEE para a identificação automática da área de cobertura de neve nessa geleira não identificou essa classe (acumulação de neve) ou teve um valor insignificante em 1994, 1995, 1998, 2010, 2016 e 2017. Estes anos, nos meses de ablação, com exceção do ano de 1994, são marcados por fases de ENOS neutras ou negativas. Fases de ENOS negativas na região significam menores taxas pluviométricas (VUILLE, KASER & JUVEN, 2008).

As dificuldades quanto a cobertura de nuvens pode ser observada para o ano de 1998, onde, apesar das filtragens de cobertura de nuvem aplicada, o ano de 1998 possui elevada cobertura sob a CB durante os meses de julho e agosto, essa cobertura persistiu também para o mês de junho, onde a imagem com menor cobertura de nuvens para este ano foi a Landsat TM de 29 de maio de 1998 (número de caminho WRS: 008 e número de linha WRS: 067), com cobertura de nuvens de 1% para a cena. Já a cena da linha 066 para essa data possui 28% de cobertura de nuvens e parece ter menores taxas de acumulação para a geleira Artesonraju, quando comparada por exemplo a cena de 30 de junho, que apesar de possuir apenas 1% de cobertura de nuvens parece ter maiores taxas de acumulação para a geleira Artesonraju. As imagens de julho e agosto possuem coberturas de nuvens (51 - 21%) na linha 066, sobretudo nos setores sobre as geleiras, o que fornece um resultado dos dados mais discrepante apesar dos filtros de nuvens, e pode ter influenciado os valores de *outlier* para esse ano. Assim, nem sempre as melhores imagens serão as do final da estação de ablação e isto reforça a necessidade da verificação do usuário sobre as condições das imagens,

devido a limitação do algoritmo em considerar a área de cobertura de nuvens localizada apenas sobre o setor glacial.

Métodos automáticos para a identificação de área glacial também podem sofrer com algumas limitações, a área glacial neste trabalho considerada é a do MapBiomas. Esses dados permitem o acompanhamento de mudanças em biomas por métodos automáticos e podem, até mesmo, guiar tomadas de decisões políticas (SOUZA *et al.*, 2020). Turpo *et al.* (2022) encontrou valores de acurácia entre 97.56% e 88.54% para a identificação de geleiras tropicais, este é o método aplicado para o MapBiomas - Perú. Em comparativo com o ano de 2003 para a CB, considerando todas as geleiras da área da CB, a área glacial obtida pelo MapBiomas – Perú é de 493,05 km<sup>2</sup>, a obtida para outros estudos para o mesmo ano é de 569,6 ± 21 km<sup>2</sup> (RACOVITEANU *et al.*, 2008) e 527,62 km<sup>2</sup> segundo a ANA.

A correção topográfica realizada segundo o método de Poortinga *et al.* (2019) também se demonstrou efetiva na delimitação da zona de contato entre as zonas de acumulação e gelo exposto (Figura 43).



**Figura 43:** Diferença de vetorização automática da área de acumulação de neve. a) Vetorização com correção topográfica. b) Vetorização sem correção topográfica. (Fonte: autora, 2023).

No entanto, em alguns setores, a correção topográfica gerou mais ruído devido à melhor discriminação dos vetores de acumulação e gelo exposto. As filtragens para eliminar as áreas declivosas também foram satisfatórias, as quais são, em muitas situações, as áreas de elevada declividade que estão localizadas acima da *rimaya*. Outros trabalhos demonstram que correções topográficas baseadas na classificação

da declividade geram melhores efeitos em relação ao relevo e a eliminação de sombras (VÁZQUEZ-JIMÉNEZ *et al.*, 2017).

A aplicação dos índices NDSI e NDVI mostra-se um método bastante eficiente, como demonstrado por outros autores, para a delimitação das feições glaciais. Neste sentido, Albert (2002) encontrou uma acurácia de 93,9% de precisão ao avaliar a aplicação do NDSI. O valor de 0.4 para o NDSI foi aplicado neste estudo para a delimitação da área glacial, assim como o valor aplicado por outros autores (DOZIER, 1989; ALBERT, 2002). No entanto, recomenda-se a aplicação de outros índices em conjunto do NDSI para a melhor delimitação da área glacial.

Neste trabalho, utilizou-se o NDVI para exclusão de áreas que não correspondiam ao alvo neve e gelo, como *nunataks* e solo exposto. Outros trabalhos também já utilizaram o NDVI para a identificação de áreas de vegetação e corpos de água, e até mesmo para exclusão da neve sazonal (RACOVITEANU, RITTGER & ARMSTRONG, 2019; HUANG *et al.*, 2021). O NDVI apresentou bons resultados na identificação de solo exposto, lagos proglaciais e *nunataks*, e substituiu a necessidade de um filtro de elevação para delimitação da área glacial, o qual possui maior subjetividade na sua aplicação.

Outros índices foram testados como o *Normalized Difference Snow and Ice Index 2* (NDSII-2) (KESHRI, SHUKLA & GUPTA, 2009). Este não apresentou maior distinção entre as classes. Ademais, sua aplicação em três etapas, conforme sugerido por Keshri, Shukla & Gupta (2009), pode ser mais bem avaliada em estudos futuros. Conforme sugerido por Keshri, Shukla & Gupta (2009), o NDSIII-2 utiliza-se tanto em conjunto com NDSI para a definição da área glacial quanto com o *Normalized Difference Glacier Index* (NDGI) para a diferenciação da neve e do gelo da classe de detritos misturados com gelo para finalmente ser aplicado o NDSII-2 para a diferenciação entre neve e gelo.

Este estudo aplicou o limiar global do método Otsu para a melhor discriminação de alvos de neve e gelo, Gaddam *et al.* (2022) encontraram uma boa correspondência entre os alvos ao aplicar o limiar global para sua classificação. Gaddam *et al.* (2022), no entanto, removeram pixels de neve fora do contorno das geleiras, mantendo apenas os *pixels* de neve contínuos, bem como mantendo apenas os *pixels* localizados acima da ALE, dessa maneira os autores encontraram bons valores de correlação entre a área glacial manual e o utilizando o método Otsu corrigido. Os autores encontraram um  $R^2$  de 0,73 entre a área de acumulação glacial utilizando o

método Otsu e a obtida de maneira manual. Li, Wang & Wu (2022) encontraram valores de acurácia de 73% para a detecção da ALN automática. Este trabalho chegou a encontrar um valor de  $R^2$  de 0,72 na obtenção manual da ALN transitória manual e a ALE, e uma boa correlação entre a vetorização manual e semiautomática  $R^2$  0,8 (para a geleira Shallap). Comparando com Gaddam *et al.* (2022), os autores encontraram um  $R^2$  de 0,73 entre a área de acumulação glacial utilizando o método Otsu e a obtida de maneira manual. Assim, considera-se satisfatória a aplicação do método Otsu, ainda que mais etapas de pós-processamento e de controle para uma semi-automatização do método possam demonstrar-se mais eficientes para uma diminuição do ruído encontrado pelo método automático.

O valor de Kernell de 2.0, aplicado para a diminuição do ruído e maior homogeneização das classes, ocasionou a identificação da ALN transitória semi-automática em zonas um pouco mais baixas. Recomenda-se a aplicação de filtragens morfológicas, de dilatação ou erosão, e preferencialmente a análise do raio de *Kernell* mais adequado para a área de estudo de acordo com o tamanho de área da geleira, já que a variação desse raio vai definir uma maior ou menor área de cobertura de neve.

#### 5.1.2. Potencialidades da utilização de plataformas de processamento automático na obtenção de zonas glaciais.

A identificação de zonas glaciais com métodos automáticos de classificação apresenta dificuldades devido à mistura espectral dos alvos. Conforme observado na Figura 44, diversos setores em uma geleira podem ser identificados, desde a *rimaya*, bem como a parte de acumulação entre a *rimaya* e a ALN e a área de ablação abaixo da ALN.



**Figura 44:** Representação da Altitude da Linha de Neve (linha preta) e representação da Rimaya (linha vermelha) na geleira Llaca, foto coletadas no dia 19 de agosto de 2023. (Fonte: Arquivo pessoal, 2023).

A área de cobertura de neve fresca terá valores de albedo mais elevados do que as áreas de paredes rochosas acima da *rimaya* e do que a zona de ablação, caracterizada pelas fendas glaciais. As distintas respostas espectrais influenciam na obtenção automática dos setores glaciais obtidos com o processamento em nuvem no método bimodal empregado. Castro *et al.* (2018) apontam que feições como fendas, *rimayas* e irregularidades topográficas podem causar confusões entre classes.

Feições como penitentes e detritos glaciais sob a geleira também podem dificultar na diferenciação de classes devido as mudanças na reflectância (Figura 45a, c, d). A geleira Yanamarey, por exemplo, possui uma grande cobertura de sedimentos em alguns setores de sua língua glacial (Figura 45 c, d), bem como, fendas glaciais (Figura 45b), as quais são encontradas mesmo na parte de acumulação devido a

declividade e movimento glacial. Esta também é uma geleira de menor área (0,206 km<sup>2</sup> em 2023) quando comparada às demais, logo, qualquer mudança de valores de reflectância em *pixels* (resolução espacial: 30m) pode gerar confusão na distinção das classes. Outros autores também encontram dificuldades com a presença de sedimentos glaciais superficiais e com a mensuração de seus impactos nos resultados (RASTNER *et al.*, 2019; ROBBINS *et al.*, 2023).

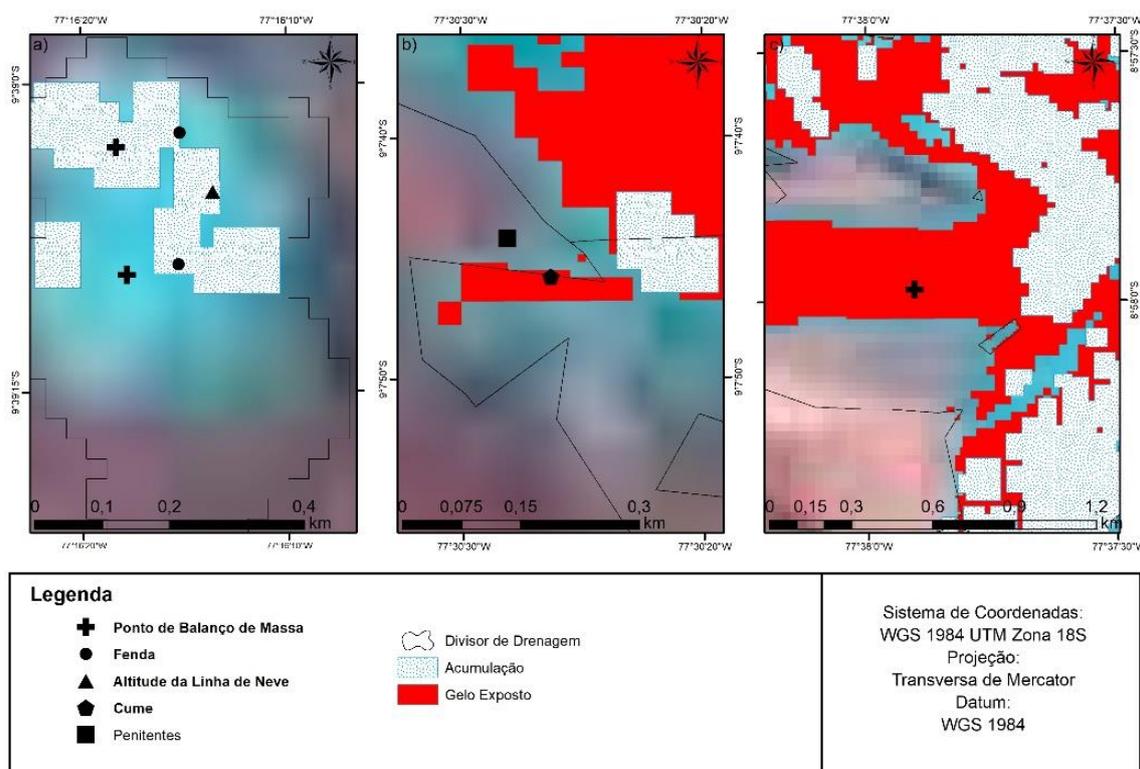


**Figura 45:** a) Penitentes andinos presentes no Nevado Mateo. b) Fenda glacial na área de acumulação na geleira Yanamarey. c) Detritos presentes na zona de ablação em área mais declivosa da geleira Yanamarey. d) Detritos presentes na zona de ablação da geleira Yanamarey em setor mais a jusante. (Fonte: autora, 2023).

Entende-se que é necessário avaliar a área total glacial de geleiras que possuem cobertura de detritos de acordo com o tamanho do *pixel* da imagem utilizada para o mapeamento. Já que, as geleiras de menor tamanho podem ter uma subestimação mais significativa de sua área e raio de cobertura de neve quando comparadas a geleiras de maior tamanho. Rastner *et al.* (2019) apontam que é necessária a avaliação da área glacial de cobertura de sedimentos, já que quando essas áreas são pequenas elas são abrangidas na classe de gelo exposto pela classificação do método Otsu, já quando esses detritos estão presentes na área de acumulação podem afetar os valores da área e do RCN. A necessidade da avaliação da área total da geleira ocorre, pois, a amostra de *pixels* para a classificação automática será menor e há misturas espectrais de *pixels*. Esses fatores contribuem

com erros e incertezas (SHIMABUKURO & SMITH, 1991). Em relação aos penitentes, Warren (2022) aponta que estas formações podem causar reduções nas taxas de albedo, assim, é possível que estas formações sob as geleiras possam causar um maior ruído, superestimando a zona de gelo exposto.

A subestimação da área das zonas das geleiras de menor tamanho pode ser notada na Figura 46, onde a geleira Yanamarey (Figura 46a) possui um dos pontos de BM fora da área de acumulação. As observações de campo evidenciaram que naquele ponto há acumulação em 2023.



**Figura 46:** Pontos de campo da geleira Yanamarey. b) Pontos de campo do Nevado Mateo. c) Ponto de campo do Nevado Artesonraju. (Fonte: autora, 2023).

O ponto de penitente do Nevado Mateo não foi abrangido pela zona de ablação, assim como a de acumulação. Esse setor é um limite entre as classes de solo exposto e zona de ablação, além de apresentar altas declividades. A mistura espectral dessa zona e a presença de distintos alvos presentes podem ter contribuído para que esse setor da geleira não tenha sido identificado adequadamente. Nota-se ainda que apenas uma pequena porção no cume apresenta acumulação de neve, a área desta geleira é pequena e a morfologia entre área de acumulação e ablação é pouco definida.

Os resultados demonstram uma melhor correspondência com a verdade de campo na geleira Artesonraju. Considera-se que o método pode fornecer resultados mais precisos na identificação de fácies em geleiras de morfologia glacial claramente definida, englobando língua glacial, linha de *firn*, gelo exposto, zona de neve úmida etc., como é o caso da geleira Artesonraju e Shallap. A resolução dos sensores TM, ETM e OLI não permite a identificação de detalhes na área de geleiras pequenas, no entanto, mostrou-se adequada para a identificação da área de neve úmida das geleiras quando não há fatores que poderiam contribuir com a superestimação ou a subestimação dos valores desta classe.

Em relação as correlações entre a série de área total e a área de cobertura de neve, os valores de  $R^2$  foram satisfatórios para as geleiras Amazônicas. As correlações entre os dados aumentam (para ambas as drenagens) a partir de 2000 – 2021 (0,72). É possível que o aumento na correlação observado em ambos os setores pode ser explicado pela inclusão dos dados dos sensores Landsat ETM+ e Landsat OLI nas análises, além da consideração do período de estiagem entre 2000 e 2021, o qual apresentou condições mais secas em comparação ao período anterior – para a geleira Shallap, por exemplo, 72% das médias da estação seca foram mais baixas que a média durante o período 2000/01 – 2021/22. Essa condição da estação seca pode ter influenciado a cobertura de nuvens, impactando diretamente nos resultados da detecção automática.

A melhora de acurácia do método para períodos mais recentes pode ser explicada pela melhora da resposta entre os sensores Landsat. Outros estudos já observaram disparidades no mapeamento de mapas de uso e cobertura do solo. Diferenças significativas foram identificadas, especialmente nos comprimentos de onda do infravermelho próximo (NIR) e infravermelho de ondas curtas (SWIR) ao considerar os sensores TM, ETM+ e OLI (CHEN *et al.*, 2021).

### 5.1.3. Potencialidades da identificação da ALN transitória

O método apresentou bons resultados na identificação da ALN transitória com uma correspondência entre as curvas dos valores (Figura 16) e uma correlação variando entre alta a fraca entre a vetorização manual e a detecção semiautomática para as geleiras Artesonraju, Shallap e Yanamarey (0,73; 0,80; 0,32). Os valores de correlação variaram de acordo com características morfológicas das geleiras. No

entanto, os valores de correlação entre a ALN transitória semiautomática e a ALE são baixos para as geleiras ( $R^2 = 0,35, 0,37$  e  $0,39$  para Yanamarey, Shallap e Artesonraju, respectivamente). As diferenças médias de valores para as geleiras são de  $\pm 64\text{m}$ ,  $\pm 135\text{m}$  e  $\pm 71\text{m}$ , respectivamente. Os valores máximos de diferença entre a ALE e a ALN transitória semiautomática são de  $-217\text{ m}$  (em 2009) para a geleira Artesonraju, essa diferença pode estar relacionada com a precipitação recente de neve. Para o ano de 2007, a diferença na geleira Shallap é de  $278\text{ m}$ . E para o ano de 2017, a diferença na geleira Yanamarey é de  $142\text{ m}$ . Rabatel *et al.* (2012) também encontrou diferenças na ALN para o mesmo ano ao analisar anos com disponibilidade de mais de uma imagem ( $236\text{ m}$  para a geleira Zongo, com médias de  $73\text{ m}$  e valores entre  $26$  e  $73\text{ m}$ , e para a geleira Artesonraju com médias de  $44\text{ m}$ ).

Para a geleira Artesonraju houve valores mais baixos da ALN transitória em relação a ALE para 13 anos da série de 18 anos hidrológicos, ou seja, os valores encontrados para a ALN transitória foram de menor elevação do que o da ALE. Estas subestimações também foram encontradas por outros autores (RABATEL *et al.*, 2012; HANSHAW & BOOKHAGEN, 2014).

Para a geleira Shallap e Yanamarey houve uma superestimação dos valores da ALN transitória em relação a ALE, ou seja, em alguns anos os valores da ALN foram mais elevados do que da ALE. É possível que a aplicação da identificação da ALN transitória em uma série de imagens mais longa para o mesmo ano hidrológico leve a uma maior aproximação dos valores de correlação entre a ALE e a ALN (RABATEL *et al.*, 2012). Li, Wang & Wu (2022), por exemplo, consideraram válidos os anos para a identificação da ALN somente quando mais de três imagens correspondentes a esse ano estavam disponíveis. A disponibilidade de um maior número de imagens por ano viabiliza a distinção das áreas com cobertura de neve recente e aquelas sem tal cobertura. Além disso, essa abordagem possibilita a realização de uma média entre os três valores, uma vez que os dados provenientes de reanálises meteorológicas na região de montanha, apesar de apresentarem boas taxas de correlação (BONSHOMS *et al.*, 2022), podem enfrentar problemas decorrentes da complexidade topográfica desses ambientes (SCHERRER, 2020; GUALTIERI, 2022). A aplicação de zoneamentos por cotas de elevação para a contabilização somente de zonas onde há mais de 50% de *pixels* de neve pode auxiliar na diminuição das incertezas e na identificação da ALN (LI, WANG & WU, 2022).

Em relação à acurácia entre os dois MDE's, é possível notar que há diferenças entre os valores para a utilização dos MDE's. As diferenças médias para o MDE do ALOS-PALSAR em relação aos dados de campo foram de  $\pm 56,3$  m, enquanto o do SRTM foram de  $\pm 42,3$  m. Para o ALOS-PALSAR a maior diferença foi -73 m e para o SRTM foi de -49 m. É possível que essas diferenças de valores para os dados de campo e para os modelos possam ser explicadas tanto pela resolução espacial dos dados quanto pelo ano de obtenção dos MDE's. Com a utilização de dados de diferentes resoluções espaciais há a incorporação de erros destas fontes (RACOVITEANU *et al.*, 2008), isso ocorre na utilização de mais de um MDE, onde as diferenças médias considerando apenas ambos os MDE's é de  $\pm 49,3$  m (Tabela 04).

Outras fontes de dados, como a própria resolução espacial das imagens de satélite, também agregam erros ao método. Para a avaliação da acurácia de seu método, por exemplo, Li, Wang & Wu (2022) consideraram o erro vertical do MDE, bem como o erro dos *shapfiles* de delimitação das bacias de drenagem glaciais e o próprio erro do método. Rastner *et al.* (2019) por exemplo, também consideram a diferença temporal entre a data do MDE utilizado e a da aquisição da imagem de satélite utilizada na identificação da ALN. Neste estudo, recomenda-se a utilização do MDE SRTM por apresentar menores diferenças entre o dado de campo, para além disso, Petsch *et al.* (2020) na identificação de *geomorfons* para a CB identificaram melhores respostas na identificação de algumas classes aplicando o SRTM, como por exemplo, para identificação de picos piramidais, já que o ALOS PALSAR apesar de possuir melhor resolução espacial não apresentou diferenças significativas na identificação.

Os valores obtidos pela ALN manual consideram-se satisfatório devido às correlações com a ALE sobretudo para as geleiras Shallap e Yanamarey (0,72 e 0,69). Assim, considerando que a diferença média entre a vetorização manual e automática da ALN transitória foram de:  $\pm 29$  m para a geleira Artesonraju,  $\pm 50$  m para a geleira Shallap e  $\pm 61$  m para a geleira Yanamarey, considera-se que os valores da ALN transitória semiautomática estão dentro do limite de incerteza da ALN manual transitória ( $\pm 58,2$  m) para as geleiras de maiores tamanho e morfologia mais definidos como Artesonraju e Shallap.

## 5.2. A resposta dos setores da CB à variabilidade climática: Bacias Hidrográficas da Amazônia e do Pacífico

O percentual de retração para as geleiras voltadas para a Amazônia é o mais elevado (18,9%) do que para o Pacífico (17,1%). Essa diferença pode ser explicada porque a tendência à diminuição de área com cobertura de neve é mais acentuada para o setor da Amazônia desde 1988, enquanto para as geleiras voltadas para o Pacífico, essa tendência torna-se significativa a partir do ano de 2000. Ademais, o setor oriental possui declividades mais acentuadas e maiores taxas de iluminação solar (AMES MARQUEZ & FRANCOU, 1995).

Em relação à cobertura de neve é possível que o setor da Amazônia possua maior mistura espectral devido às dinâmicas de fusão e recongelamento supraglacial, e assim contribuir para as incertezas. Pois, conforme Paterson (1981), o gelo em geleiras temperadas no setor de ablação possui densidade constante e, portanto, é quase impermeável à água. Na Amazônia a maior mistura espectral pode ser devido às dinâmicas de fusão e recongelamento supraglacial, e assim contribuir para as incertezas. Pois, geleiras de montanha possuem os pacotes de neve com maior compactação durante a noite, o que faz com que as camadas se tornem mais homogêneas. Durante o dia, o balanço de energia terá maiores entradas de ondas curtas, já que a radiação solar vai dominar o balanço de energia (KASER, AMES & ZAMORA, 1990). Até o horário de obtenção das cenas Landsat o setor da Amazônia terá uma maior exposição do seu pacote de neve à radiação, o que pode contribuir para maiores temperaturas superficiais da neve, e ocasionar em uma maior mistura espectral, até a retomada da dinâmica noturna com a maior perda de ondas longas e diminuição de temperaturas.

Quando analisado por período, os setores demonstram o mesmo comportamento, com maiores perdas percentuais de área concentradas nos mesmos anos. Mas o comportamento da área de cobertura de neve difere-se entre as séries. Para a Amazônia, há um decréscimo contínuo por período nas taxas de acumulação a partir do ano de 2001, para o Pacífico há maior variação no período 2011 – 2015 e os valores de acumulação são um pouco mais elevados que no período anterior (Figura 13). As maiores taxas de área de acumulação de neve para o período entre 2001 e 2005 podem estar relacionadas com o período (1999 – 2002) de re-avanço apontado por Georges (2004), onde inclusive existem *outliers* do período de 1996 –

2000, os quais são relacionados ao ano de 2000 que possuem maiores taxas de área de cobertura de neve do que a normal para o período.

Proporcionalmente – em relação a área glacial total entre os setores – as geleiras do Pacífico possuem uma menor área de cobertura de neve que as da Amazônia. Por exemplo, para o ano de 2021 a área de cobertura de neve para a Amazônia é de 96 km<sup>2</sup> e para o Pacífico 120,1 km<sup>2</sup>, enquanto a área glacial total foi de 137,4 km<sup>2</sup> e 287,9 km<sup>2</sup>, respectivamente. O que representa uma área de cobertura de neve de 69,8% para a área glacial do setor da Amazônia e de 41,7% para o setor do Pacífico. No entanto, nas análises por período, os maiores valores de erro e desvio padrão para a área de cobertura de neve ao longo da série estão localizados no setor do Pacífico, chegando a 44,13 km<sup>2</sup> e 9,77 km<sup>2</sup> de desvio e erro padrão no segundo período de análise (1996 – 2000). Kaser & Georges (1997) apontam que os valores da ALE são mais elevados para o setor oriental do que o ocidental, o que corresponde as maiores taxas de retração encontradas. Bem como, aos menores valores de áreas de cobertura de neve, no entanto não corresponde à menor área percentual de área de cobertura de neve para o Pacífico.

O setor da Amazônia obteve mais *outliers* de valores mais baixos que os valores médios de três períodos 1996 – 2000, 2005 – 2010 e 2011 – 2015, o que pode ter influenciado na tendência à diminuição da área de cobertura de neve. Para o período 1996 – 2000, o *outlier* de menor valor da área de cobertura de neve para ambos os setores é o ano de 1998, no qual foi verificado a menor área de cobertura de neve da série para ambos os setores, outros estudos também verificaram o mesmo em outras regiões (HANSHAW & BOOKHAGEN, 2014). Os demais *outliers* para os períodos no setor Amazônico são o ano de 2005 e o ano de 2015. O ano de 2005 possui influência de El Niño em seu início (janeiro e fevereiro), enquanto os meses de 2005 em que se realizou o imageamento estão sob uma fase nula de ENOS e o ano de 2015 esteve sob efeito de El Niño. Espera-se menores taxas de acumulação para anos de El Niño (VUILLE, KASER & JUEN, 2008). Os valores discrepantes de superestimação identificados no setor do Pacífico, referem-se ao ano de 2000, que ocasionou um aumento na média do período (1996 – 2000). Além disso, destaca-se o ano de 2001 no intervalo de 2001 a 2005. Ambos os anos (2000 e 2001) estão sob influência de um evento de La Niña.

Em relação aos percentuais de perda em ano de El Niño de maior magnitude destacam-se os seguintes anos: a) 1997 para 1998 houve uma perda percentual de

1,4% no setor para a Amazônia, no setor para o Pacífico a perda foi de 0,7%; b) de 2015 para 2016 houve uma perda percentual de 1,1% e 0,9%, respectivamente. As maiores mudanças para o setor oriental são consistentes com outros estudos aplicados ao período 1970 – 2003 (RACOVITEANU *et al.*, 2008).

As geleiras nessa latitude possuem influência do oceano Atlântico, pois a sua acumulação também depende da precipitação provinda do Atlântico (VIZY & COOK, 2007; RIBEIRO, SIMÕES & RAMIREZ, 2017). A influência dessa circulação atmosférica é documentada por outros estudos que registram a deposição de carbono negro provindos da Amazônia em geleiras andinas (MAGALHÃES N. *et al.*, 2019). No entanto, as taxas de precipitação e a nebulosidade serão distintas para cada setor, pois a orografia influencia nos parâmetros climáticos da região (AMES MARQUEZ & FRANCOU, 1995).

Para as geleiras voltadas para o Pacífico, Vuille & Bradley (2000) e Racoviteanu *et al.* (2008) identificam uma tendência ao aumento nas temperaturas do ar para o período 1970 – 1999. Enquanto, o setor voltado para a Amazônia apresenta uma diminuição nas taxas de precipitação (RACOVITEANU *et al.*, 2008). As mudanças nas taxas de precipitação e as maiores temperaturas em menores altitudes podem afetar as geleiras, tanto aumentando as taxas de ablação quanto mudando a isoterma de 0°C, e, assim, provocar mudanças no tipo de precipitação (líquida ou sólida) (RACOVITEANU *et al.*, 2008).

Kaser, Ames Marquez & Zamora (1990) apontam que o período de maiores taxas de ablação é o úmido devido à maior cobertura de nuvens e umidade. No presente estudo entende-se que é possível que o setor da região Amazônica tenha mais interferência da nebulosidade e da umidade devido ao fator topográfico e resulte em uma maior retenção de radiação de ondas longas, o que leva a maiores temperaturas do ar na superfície glacial e o derretimento rápido durante o dia. Assim, neste estudo, mesmo que tenha se identificado - proporcionalmente a área total – maior percentual de área de cobertura de neve para a região da Amazônia pode ser que a precipitação nessa região esteja mais próxima ao ponto de fusão da neve.

Racoviteanu *et al.* (2008) ainda apontam que a elevação da isoterma de 0°C também provoca a diminuição da área de acumulação e consequências como a redução no albedo e o aumento do balanço de radiação. Esses fatores influenciam em maiores taxas de derretimento em menores altitudes. Este estudo encontrou a tendência à diminuição da área de cobertura de neve nas geleiras do setor Amazônico

para o período 1988 – 2021 e assim encontra-se de acordo com o apontado pelos autores.

### 5.3. A relação entre as variações anuais nas geleiras Artesonraju, Shallap e Yanamarey e a temperatura do ar, precipitação e ENOS

#### 5.3.1. A mudança glacial na geleira Artesonraju

Os valores de correlação linear para a geleira Artesonraju entre a ALE e a ALN transitória semi-automática são mais elevados quando abrangidos pelo ano de 2009/10 - 2021/ 22 ( $R^2 = 0,48$ ). É possível que os piores valores de correlação para o primeiro período estejam associados com anos de maior discrepância, como 2005/06, 2007/08 e 2008/09. Isto pode ter se dado pela presença de nuvens sob a geleira. Visto que, o método seleciona apenas os valores de nebulosidade para toda a cena e não para a região de interesse.

Os valores de RCN da geleira Artesonraju são mais baixos para o primeiro período da série (1988 – 1995). Os valores concentram-se no 2° e 3° *quartil* e os valores do 1° e do 4° *quartil* são mais próximos aos limites de 25% e 75%. Esse período, mesmo que sob influência ou de fase neutra ou de La Niña de março de 1988 até agosto de 1994, possui anos com alguns dos parâmetros de temperatura acima e precipitação abaixo da média, como é o caso de 1990/91. Esse ano possui um dos menores RCN para a série da geleira Artesonraju e estava sob um La Niña fraco.

Para o segundo período (1996 – 2000), há uma maior variação entre os valores do RCN, pois os valores para o RCN possuem uma maior amplitude entre os *quartis* 1 ao 4. O período 2001 – 2005 possui um *outlier* de superestimação, o qual é o ano de 2001, que corresponde ao final de um evento de La Niña e entrada em um período neutro, bem como a uma fase de PDO negativa. Esses fatores podem influenciar em taxas de acumulação maiores. Ademais, esse ano estava sob um evento de PDO negativo, o que pode amplificar os eventos de La Niña (VEETIL *et al.*, 2014). Esse valor discrepante faz com que os valores médios para esse período decresçam, mesmo que esse período tenha apresentado altas perdas percentuais de área.

O período 2011 – 2015 apresentou menores taxas percentuais de perda de área e estava com influência de um evento de La Niña e sob influência da PDO negativa até fevereiro de 2014, no entanto, por vezes, os eventos ENOS e o BM não

demonstram tanta linearidade para a CB (VUILLE, KASER & JUEN, 2008). Um baixo valor do RCN ocorre no ano de 2011 (Figura 18). É possível que esse valor de RCN tenha sido influenciado pelo BM do ano hidrológico anterior (2009/10) (Figura 27) o qual foi um dos balanços abaixo de  $-1000$  mm, assim como a ALE pode ser um reflexo do estado da geleira do ano anterior para geleiras temperadas (BAKKE & NESJE, 2011). Assim, é possível que o RCN forneça sinais do estado dessa geleira, já que menores ou maiores taxas de acumulação vão influenciar o BM e por sua vez o RCN que irá se manter na estação seca. Como apontado Paterson (1981), anos com BM's muito negativos terão áreas onde o gelo vai ser exposto acima da ALE normal, o que pode levar a anos seguintes com baixos BM's já que as áreas expostas terão baixos valores de albedo. Além disso, entende-se que o pacote de neve depositado no ano posterior ao BM negativo possui menor espessura, pois no ano anterior a ablação foi maior que a acumulação. Diante do menor pacote de neve na área de acumulação, o fluxo de energia necessário para a sua ablação será menor.

O período 2011 – 2015 também foi o que apresentou menores temperaturas para a estação úmida ( $2,38$  °C). Os meses da estação seca do ano hidrológico 2010/11 possuem temperatura abaixo da média total ( $1,44$  °C) – já, se comparado por período, a temperatura é amena (a média para o período 2011 – 2015 foi de  $1,51$  °C) (Figura 38 e Tabela 5).

O ano de 2010/11 possui taxas de precipitação acima da média e temperaturas para a estação seca abaixo da média. Ao mesmo tempo, o ano estava em um contexto de La Niña de maior intensidade, o qual pode ter sido reforçado por um evento de PDO negativo. Os demais anos hidrológicos até a entrada do evento de El Niño ou são eventos de La Niña moderados a fracos ou fases neutras.

Após o ano hidrológico de 2010/11, todos os demais anos hidrológicos da série possuem alguma alteração no padrão climático, seja o de temperatura do ar ou de precipitação. Essa alteração ocorre em ambas as estações (seca e úmida) para alguns anos, mesmo estando em uma situação de ENOS ou em La Niña ou em neutro, e uma ocorrência maior da PDO na fase negativa (69 meses) que na fase positiva (40 meses). O período 2016–2021 possui uma retomada nas altas taxas percentuais de retração para a geleira Artesonraju. Assim, é possível que outros fatores climáticos estejam influenciando conjuntamente nas taxas de retração. Fernández-Sánchez *et al.* (2022(b)) apontam a influência de padrões como a

Oscilação Madden Julian e os Jatos de Baixo Nível da América do Sul coincidindo com uma periodicidade nos ciclos de precipitação e temperatura do ar.

Rabatel *et al.* (2013) apontam que, para os Andes Tropicais, as precipitações não exercem um papel tão significativo quanto às temperaturas atmosféricas no século XX. Associado a isto, Schauwecker *et al.* (2017) apontam a elevação da altitude do nível de congelamento mesmo em cenários de aquecimento mais otimistas. Assim é possível que os valores mais elevados de RCN estejam associados a uma temperatura superficial da neve no ponto de fusão ou mais próximas ao ponto de fusão. Visto que, os dados meteorológicos dessa área onde a geleira se localiza apontam para grande parte dos anos com temperaturas para a estação seca e úmida mais elevadas que a média do período. Para a geleira Artesonraju, outros autores identificam que um aumento de 2°C na temperatura do ar resulta em uma diminuição da precipitação de neve nas taxas de precipitação total de 53%, bem como em taxas de albedo mais baixos (FYFFE *et al.*, 2021). Para além do aumento da frequência de temperaturas mais elevadas para os últimos anos de análise (Figura 38), é possível notar uma leve diminuição nos valores do NDSI (Figura 25).

As variações nas temperaturas mensais podem ser observadas na Figura 38, onde se percebe uma maior mudança a partir do ano 2012/13 para ambas as estações, mesmo em cenários onde há ocorrência de La Niña ou fase neutra. 2016/17 a 2017/18 está sob influência entre uma sucessão de fase neutra e La Niña em grande parte sob PDO negativa, bem como 2020 até 2022 que tem um evento de La Niña sob fase negativa da PDO (Figura 36) e as temperaturas para esses anos, no entanto não refletem com linearidade o resfriamento esperado como em outros anos sob condições semelhantes como por exemplo 1999 – 2001 e 2007 – 2008 (Figura 38).

Ainda assim, esses anos baixaram um pouco a média de perda de área para o período 2016 – 2022, já que as médias para as estações úmidas e seca foram respectivamente: a) 2016/17: 2,62 °C e 2,15 °C; b) 2017/18: 2,49 °C e 1,35 °C; c) 2020/21: 2,34 °C e 1,45 °C; d) 2021/22: 2,5°C e 1,39 °C. Ainda que tenham apresentado a maior média por período desde 2004 (Tabela 5).

Entre 2004/05 e 2006/07 existem valores de BM bastante negativos o que pode ser reflexo de uma sequência de eventos de El Niño. As temperaturas e precipitações refletem isto para 2004/05. Dado que, as temperaturas encontraram-se acima da média total do período de análise e abaixo da média para as precipitações, tanto para o período úmido quanto para o seco. No entanto, em relação aos outros anos desta

sequência (2005/06 e 2006/07) com balanços de massa mais negativos, isto não é refletido. O pequeno aumento dos valores de BM (2005/06 e 2006/07) é refletido pela elevação dos valores de RCN (Figura 27), temperatura do ar (Figura 38) e precipitação (Figura 37).

Em 1997/98 e 2015/16, há a ocorrência de dois eventos de El Niño de intensidades comparáveis apesar dos distintos padrões espaciais destes dois eventos (PAEK, YU & QIAN, 2017). Em 1997/98 há maiores alterações nos valores de temperatura, as quais foram as mais elevadas para a série climática, as precipitações para a estação seca (período de obtenção das imagens) para o ano de 2015/16 ficaram acima da média do período. Enquanto para o ano de 1997/98 as precipitações na estação seca foram mais baixas, o que pode ter impactado nas diferenças de valores de RCN. Para além disso, as imagens obtidas pelo método para o ano de 1998 e de 2016 são de julho e agosto e o mês de agosto de 2016 é caracterizado por mais precipitações segundo os dados do CHIRPS quando comparado ao mesmo mês do ano de 1998.

O BM do ano de 2015/16, ano em que há medições de BM, foi o mais baixo para a série. Essa queda pode ser explicada pelas elevadas temperaturas para o ano, o qual esteve sob influência do super El Niño (PAEK, YU & QIAN, 2017), e pelas baixas taxas de precipitação no período úmido, onde há maiores taxas de acumulação nos trópicos externos (KASER & OSMASTON, 2002; RIBEIRO, 2007; VEETIL, 2017).

### 5.3.2. A mudança glacial para a geleira Shallap

Para a geleira Shallap é possível que os valores do BM estejam mais refletidos pelos eventos de El Niño e mudanças nos padrões de precipitação e temperatura até o ano hidrológico de 2010/11. Vuille, Kaser & Juen (2008) apontam que após a metade da década de 70 há maiores quebras na relação entre o BM e os eventos ENOS. Assim, é possível que para a última década, na geleira Shallap, essa não linearidade na relação tenha se tornado mais evidente, já que o BM para 2015/16, por exemplo, não é refletido pelo evento ENOS, mesmo sendo um ano que possui alterações nos parâmetros climáticos. As mudanças nos parâmetros climáticos, no entanto podem ocasionar mudanças na temperatura do gelo e fluxo glacial sem alterar necessariamente o balanço de massa glacial (PATERSON, 1981). Outros autores

encontraram correlações mais elevadas entre o BM da geleira Shallap e a temperatura superficial do mar (TSM) do Pacífico para a estação úmida (MUSSION *et al.*, 2015).

A quebra de resposta entre os dados do BM e do El Niño a partir de 2010/11 é reforçada pelos dados do RCN, os quais dão indicativos em relação a temperatura e precipitação. Para o período de obtenção do BM, o RCN parece ser um indicativo do estado do BM quando analisamos até 2011, pois parece haver uma maior proximidade entre os dados (Figura 32). O valor na correlação linear é um indicativo desta relação entre o BM e o RCN no período ( $R^2 = 0,61$ ). Os valores de correlação linear entre a ALN transitória e a ALE também crescem durante esse período ( $R^2 = 0,46$ ).

Em relação a temperatura, observa-se uma correspondência, onde há temperaturas mais elevadas para anos sob a ocorrência de eventos de El Niño (Figura 40). Os eventos de 1997/98, 2009/10, 2015/16 e 2018/19, 2019/20 são bem demarcados na série. Alguns eventos como: 2006/07, 2004/05 e 2002/03 não são tão demarcados, isso pode se dar pela diferença da distribuição espacial destes eventos de ENOS.

Os valores obtidos para o RCN da geleira Shallap, por sua vez, correspondem bem aos eventos de El Niño, onde, quando ocorre um evento há um decréscimo no percentual do RCN. Isto pode ser observado para os anos de 1994/95, 1997/98, 2002/03, 2006/07, 2009/10, 2015/16, 2018/19 e 2019/20. A exceção são os anos de 1990/91 e 1991/92 os quais estão sob La Niña e possuem valores baixos de RCN e o ano de 2004/05 o qual não reflete o El Niño (Figura 20 e 36). É possível que os baixos valores de RCN estejam associadas as baixas taxas de precipitação (para a estação úmida e seca) entre 1989 e 1992 (Figura 39). Ainda que o RAA desta geleira seja pouco sensível a mudanças de temperatura (GURGISER *et al.*, 2013), o ano de 1990/91 também possuiu a temperatura para a estação seca acima da média e a da estação úmida (2,90 °C) muito próximo a média (2,91 °C). Este período esteve sob uma situação de PDO em fase quente, em relação ao ENOS as fases foram: neutras e La Niña. Assim é possível que o menor ganho de massa glacial esteja associado a falta de *feedback* entre a fase ENOS e PDO (VEETTIL *et al.*, 2014), já que as temperaturas para a CB apresentam correlações melhores com os eventos de PDO até meados de 1995 (SCHAUWECKER *et al.*, 2014).

Em relação ao RCN e a perda de área da geleira Shallap, os dados mostram que existe um maior percentual de perda de área durante o período de 1988 – 1995, justamente onde os dados mostram o menor valor de RCN (Figura 20 e 21b). O período que cobre o ano de 1997/98, o qual possui um forte evento de El Niño, não possuiu perdas de área tão acentuadas.

O período de 2000/01 – 2004/05 possui precipitações para a estação seca abaixo da média em todos os anos, precipitações para a estação úmida abaixo da média em dois anos, e temperaturas na estação úmida acima da média em 4 anos (Figura 39) Esses fatores explicam os baixos valores de BM e de perda de área. Quanto aos valores de RCN, estes possuem um valor discrepante dos demais, e podem ter sido influenciados pela sequência de eventos de La Niña sob PDO negativa que atuou de 1998/99 – 2000/01. A ALN semiautomática e a vetorização manual, por sua vez, refletiram o mesmo sinal em momentos de maior elevação, como 2003 (5012 m e 5071 m, respectivamente,) (Figura 16b). O ano de 2002/03 possuiu meses sob situação de El Niño (Figura 36), bem como temperatura na estação úmida mais elevada que a média e precipitação na estação seca mais baixa que a média. Enquanto o ano de 2003/04 possui precipitação mais baixa que a média e temperatura mais elevada que a média para a estação úmida. Assim a elevação da ALN transitória está de acordo com o encontrado por Gurgiser *et al.* (2013) para o BM mais negativo para esta geleira e sua relação com a precipitação e temperatura do ar, visto que os autores encontraram fatores como baixos valores de albedo e baixos valores de precipitação sendo responsáveis por diferenças nos valores de balanço de massa.

As menores taxas de precipitação para o período seco a partir de 2011/12 são reforçadas pela tendência significativa à diminuição do NDSI (Figura 29), o que implica em diminuição das taxas de albedo para a geleira. Essa tendência é refletida pela perda de área glacial do período 2015 – 2021 (Figura 21). Para a geleira Shallap, Gurgiser *et al.* (2013) apontam taxas de ablação elevadas para ambas as estações (seca e úmida), assim é possível que a maior frequência de anos com precipitações abaixo da média, sobretudo para a estação seca a partir de 2012/13 auxilie a responder as maiores perdas percentuais para o último período dessa geleira. Bem como, em relação as perdas percentuais totais quando comparado a geleira Artesonraju e as temperaturas mais elevadas.

Considerando a série total para a ALN transitória semiautomática, a qual possui melhores correlações com a ALN transitória manual, os valores demonstram uma tendência linear não significativa a elevação durante o período 1988 – 2023 para esta geleira.

### 5.3.3. A mudança glacial na geleira Yanamarey

Os valores de BM da geleira Yanamarey refletem os eventos de 2004/05, 2009/10 e 2015/16. Esta é uma geleira de menor tamanho e sujeita a maiores declividades. Essa geleira registrou os maiores percentuais de retração para o período total de análise (Figura 23b). Esta geleira passou de 0,789 km<sup>2</sup> em 1988 para 0,206 km<sup>2</sup> em 2021 o que representa uma perda anual de 0,02 km<sup>2</sup> no período. A retração na geleira Yanamarey é documentada por outros trabalhos (HASTENRATH & AMES, 1995; BURY *et al.*, 2011).

Considerou-se que, para alguns anos em que não há como fazer a validação da ALN semiautomática transitória devido à falta de dados de campo, os resultados apresentaram uma boa relação com outros estudos. Por exemplo, o ano de 1998 é um ano onde muitas geleiras tropicais, como a geleira Zongo (RABATEL *et al.*, 2012) e o Quelccaya (HANSHAW & BOOKHAGEN, 2014; YARLEQUE *et al.*, 2018) apresentam valores elevados para a ALN.

No caso da geleira Yanamarey, devido à sua pequena extensão, é possível que a ALN não tenha sido identificada devido aos baixos valores de cobertura de neve para o ano de 1998, resultando em valores reduzidos para o RCN. Hanshaw & Bookhagen (2014) encontraram valores de RAA muito baixos (13%) para o Quelccaya nesse ano (1998). Além disso, a ausência de dados da ALN para esta geleira também é notada em 2016. Apesar de os meses de coleta de imagem ocorrerem em uma situação de condições neutras e um início de La Niña em agosto, os meses anteriores foram marcados por um evento significativo de El Niño. Vale mencionar que, para o ano hidrológico de 2015/16, o WGMS relata um valor percentual de RAA de 0% para a geleira Yanamarey.

Para os anos de ocorrência de eventos mais proeminentes de El Niño, a geleira registrou menores valores de RCN (Figura 22), onde para os eventos de El Niño de 1997/98, 2009/10 e 2015/16 não foi registrado área de acumulação, ou a área de acumulação foi insignificante.

Os maiores valores de perda de área da geleira Yanamarey não são alocados como as demais no primeiro período de análise, e tampouco no último, mas sim entre o período 2001 – 2005 (Figura 23b). Os valores de RCN explicam as perdas de área dos períodos 1988 – 1995 e de 2016 – 2021, mas não as maiores perdas para o período 2001 – 2005.

Este período (2001 – 2005) é que detém para todos os anos precipitações na estação seca abaixo da média, ademais de possuir três anos com temperatura acima da média para a estação úmida. Em relação a perda de área além das temperaturas, a precipitação na estação seca pode exercer um papel importante em relação a perda de área. Visto que os outros demais períodos de maiores perdas (1988 – 1995 e 2016 – 2021) possuem maiores alterações na precipitação da estação úmida.

Pode ser que durante a estação úmida a precipitação esteja mais próxima ao ponto de fusão devido as temperaturas mais elevadas visto a maior amplitude térmica dessa geleira quando comparada às demais (Figura 42). Enquanto durante a estação seca, que possui uma leve queda nas temperaturas, há menor acumulação.

Associado a isso, os valores do NDSI para a geleira Yanamarey são os que mais possuem uma tendência ao decréscimo e grande parte da série entre 2004 – 2023 possui valores de NDSI menores que 0,4. Esse valor é, segundo Dozier (1989), o valor global para identificação de áreas glaciais. As quebras de valores do NDSI (Figura 34) foram influenciadas pelos eventos de El Niño 2010/11 e 2015/16 e provocaram mudanças significativas nas taxas de albedo da geleira, já que existe uma tendência significativa a diminuição do NDSI, a qual está de acordo com a perda de área para a região.

Ainda que a relação do RCN e do BM não seja tão próxima quanto para as demais geleiras, é possível que os valores de RCN abaixo da média para a geleira Yanamarey sejam relacionados às variações nas temperaturas, pois a frequência de eventos que apresenta alteração para ambas as estações é mais elevada que quando analisamos as precipitações. a) De 17 eventos com precipitação abaixo da média 6 são relacionados à precipitação úmida e seca abaixo da média; 4 são relacionados somente à estação úmida; e 2 somente à estação seca. b) Para a temperatura 9 eventos possuem alterações na temperatura úmida e seca, com temperatura acima da média; 3 possuem alterações na temperatura úmida e 2 na temperatura seca. Geleiras de menor tamanho, como é o caso da geleira Yanamarey, são sensíveis às

mudanças na temperatura (HUSS & FISCHER, 2016) e podem fornecer respostas em relação às mudanças na temperatura.

#### 5.3.4. A relação entre as variações e parâmetros das geleiras de análise

As precipitações até o século XX quando comparadas as temperaturas não possuem um papel tão significativo (RABATEL *et al.*, 2013), por outro lado Fyffe *et al.* (2021) apontam que as precipitações são uma chave para o entendimento das mudanças de BM das geleiras. Quanto à influência da nebulosidade e das precipitações, Shauwecker *et al.* (2014) identificaram uma tendência de aumento das precipitações em 60 mm por década para a CB a partir da década de 1980. Os valores, por década, de precipitações para a estação seca de 1988 – 2000, de 2001 – 2010 e de 2011 - 2022 foram: a) Artesonraju: 6,35 mm, 5,15 mm e 6,89 mm; Shallap: 22,73 mm, 20,4 mm e 21,16 mm; Yanamarey: 14,01 mm, 12,77 mm e 16,14 mm, respectivamente. Os valores de temperatura média do ar para a estação seca de 1988 – 2000, de 2001 – 2010 e de 2011- 2022 foram: a) Artesonraju: 1,30 °C, 1,24 °C e 1,64 °C; b) Shallap: 1,82 °C, 1,79 °C e 2,11 °C; c) Yanamarey: 2,42 °C, 2,45°C e 2,73 °C, respectivamente.

Assim, os dados indicam que mesmo que para o último período exista uma elevação nas taxas de precipitações da estação seca, pelas taxas de retração essa elevação nas precipitações não suplanta o aumento na temperatura do ar. As precipitações ocorrem mais próximas ao ponto de fusão, já que a temperatura pode levar a mudanças na fase da precipitação (líquida e sólida) (FYFFE *et al.*, 2021; LLACTAYO *et al.*, 2023). Esse fator pode gerar uma mudança nas taxas de albedo destas geleiras e provoca maior feedback positivo em relação à absorção de ondas curtas. Como já apontado por outros autores, a mudança na fase entre precipitação líquida e sólida diminui as taxas de albedo e aumenta a radiação de ondas curtas (FYFFE *et al.*, 2021). Assim, às mudanças nos valores das taxas de umidade associadas às temperaturas na estação seca podem alterar as taxas de retração para essas geleiras. Para os Himalayas Rangwala *et al.* (2010) encontraram que o aumento de temperatura pode levar em aumentos na radiação de ondas longas descendente durante o inverno, o que é causado pela elevação na umidade específica e é mais pronunciado em locais onde esta umidade específica é baixa.

Nesta região existe uma correlação entre a precipitação e as temperaturas (VUILLE & BRADLEY, 2000). Para a estação úmida os valores, por década (1988 – 2000, de 2001 – 2010 e de 2011 – 2022), de precipitações foram: a) Artesonraju: 101,27 mm, 109,88 mm e 106,82 mm; b) Shallap: 106,33 mm, 109,05 mm e 105,87 mm; c) Yanamarey: 93,8 mm, 100,01 mm e 100,04 mm, respectivamente. E temperaturas: a) Artesonraju: 2,33 °C, 2,46 °C e 2,59 °C; b) Shallap: 2,76 °C, 2,94 °C e 3,05 °C; c) Yanamarey: 4,09 °C, 4,22 °C e 4,24 °C, respectivamente.

Para a geleira Artesonraju e Yanamarey, as temperaturas médias do ar mais elevadas associadas as taxas de precipitação para a estação úmida, que cresceram quando comparado o último período ao primeiro, podem levar ao aumento das taxas de nebulosidade, e assim mudar o balanço de radiação. Como apontado por Fyffe *et al.* (2021), a estação chuvosa terá maior disponibilidade energética para a ablação, devido ao aumento da radiação de ondas longas. A radiação de ondas longas e o fluxo de calor sensível associado a ocorrência de nebulosidades na estação úmida já é apontada por outros estudos (KASER, AMES & ZAMORA, 1990).

Em relação à elevação das temperaturas, os resultados estão de acordo com o encontrado por outros autores, os quais encontram elevações de temperatura de 0.1 - 0.11 °C por década desde 1939 e com aumento a partir de 1975 (0.32°- 0.34° C por década (VUILLE & BRADLEY, 2000), Schauwecker *et al.* (2014) também demonstram maiores taxas de aquecimento de 1969 – 1998 e uma diminuição no aquecimento de 1983 – 2012. As taxas de elevação do aquecimento podem ter sido retomadas para a última década, conforme o que também se observa para outras localidades (CARRASCO, BOZKURT & CORDERO, 2021). Isso é consistente com os resultados apresentados nas figuras 38, 40 e 42, onde se observa uma maior frequência de meses mais quentes para a última década.

Para o período de 1970 – 2012, Kosaka & Xie (2013) apontam que módulos da variabilidade climática, como o La Niña levaram a menores taxas de aquecimento na última década do seu período de análise (2002 – 2012), no entanto que à tendência de aquecimento atmosférico deveria seguir com o aumento dos gases de efeito estufa. Assim, é possível que os eventos de La Niña de 2011/12, 2016/17, 2017/18, 2020/21 e 2021/22 tenham atrasado o aquecimento atmosférico nesses anos. No entanto, é possível que mesmo eventos mais fracos de El Niño (Figura 36) tenham maior impacto na elevação das temperaturas, como é o caso dos eventos de 2019/20 e 2018/19 quando comparados a eventos de maior ou semelhante intensidade, como

os de 2006/07, 2004/05 e 2002/03, onde as temperaturas nos anos hidrológicos para as geleiras foram respectivamente: a) Artesonraju: 2,46 °C, 2,46 °C, 1,95 °C, 2,1 °C e 1,89 °C; b) Shallap: 3,0 °C, 2,74 °C, 2,46 °C, 2,66 °C e 2,47 °C; c) Yanamarey: 3,66 °C, 3,92 °C, 3,57 °C, 3,5 °C e 3,2 °C. Para os parâmetros de precipitação não se nota um padrão tão claro em relação aos eventos de El Niño.

Para as geleiras Artesonraju e Shallap, os resultados também demonstraram uma acentuada elevação da ALN para o ano de 1998, onde chegam a alcançar 5096 m e 5090 m respectivamente. Este foi um ano onde não se registrou a área de acumulação para a Yanamarey.

Existem diferenças nas temperaturas médias do ar para cada geleira. A geleira Artesonraju é a que possui temperaturas mais baixas, seguido da geleira Shallap e da geleira Yanamarey. Essas diferenças podem ser explicadas pelas diferenças latitudinais, diferenças nos ventos locais, bem como pelo fato da geleira Artesonraju estar alocada em altitudes mais elevadas quando comparada à geleira Shallap. Já em relação à geleira Yanamarey a situação é distinta, pois além das diferenças já citadas, essa geleira encontra-se em uma área mais isolada com menor cobertura de geleiras próximas, assim, diferenças no albedo local podem levar a maiores temperaturas.

Os valores de RAA para a CB são por uma média de 0,75 (KASER & GEORGES, 1997) outros autores sugerem para outras regiões um RAA de 0,5 para identificação do estado de geleiras estáveis (MEIER & POST, 1962), no entanto é notável menores valores de RCN para a geleira Yanamarey, ainda que possa faltar mais dados de RCN para o ano hidrológico para uma melhor aproximação do RCN ao RAA. Assim mesmo, pelas altas taxas de retração e baixos RCN identificados para as imagens de análise parece que esta geleira não possui mais suficiente acumulação para manter seu BM. Assim, é possível que essa tendência de diminuição do RCN siga decrescendo nos próximos anos devido ao contínuo aquecimento atmosférico. Como a elevação máxima da geleira Yanamarey é mais baixa do que das demais é esperada menores taxas de RCN. No entanto, isso faz com que o monitoramento desta geleira seja ainda mais relevante, já que geleiras vão contribuir para as bacias de drenagem nas quais estão encaixadas e é esperado que geleiras bastante pequenas, ou seja, <0,5 km<sup>2</sup> segundo Huss & Fischer (2016), podem desaparecer, para latitudes médias, até o ano de 2050 (HUSS, 2011), para baixas latitudes outros estudos já documentam o desaparecimento de geleiras (BRAUN & BEZADA, 2013).

Outros estudos reforçam a vulnerabilidade geradas pelas novas configurações climáticas na bacia da geleira Yanamarey (BURY *et al.*, 2011).

## 6. CONSIDERAÇÕES FINAIS

Este estudo permitiu o entendimento de sinais de mudanças nas fácies glaciais de acumulação da CB a partir do ano de 1988. Bem como, discutir as diferenças ao analisar individualmente três geleiras (Artesonraju, Shallap e Yanamarey), assim como os setores hidrográficos (Pacífico e Amazônia). As discussões permitem o entendimento dos padrões de comportamento, padrões espaço-temporais e correlações entre fatores como BM glacial, ALE, ALN transitória, RCN, ENOS, PDO, temperatura e precipitação.

A proposta metodológica de automatização da identificação das zonas glaciais é relevante diante do desafio de mapeamento em ambientes de montanha. Pois, pode facilitar a replicação e verificação do método, sobretudo a verificação dos erros e incertezas de mapeamento. O método aplicado considerou-se satisfatório, sobretudo pela melhora de desempenho do algoritmo no decorrer da série. Em relação ao método, recomenda-se o teste de outros índices espectrais como a aplicação do NDSII-2 com base em Keshri, Shukla & Gupta (2009). Para a realização de filtragens morfológicas com o objetivo de redução do efeito sal e pimenta é recomendado a análise do tamanho da geleira para definição do raio de Kernell. Caso contrário, pode acontecer superestimações mais significativas para geleiras de menor tamanho. Da mesma maneira, salienta-se a importância da análise da cobertura de detritos glaciais sobre a área das geleiras, visto que estas geleiras podem obter piores resultados devido à mistura espectral. É possível que o método não performe bons resultados para geleiras pequenas, pois as áreas de cobertura de neve obtidas são mais descontínuas devido ao ruído, assim para essas geleiras recomenda-se maior investigação.

Sugere-se a análise e seleção das imagens para obtenção da menor cobertura de nuvens sobre a área glacial, visto que a filtragem de nuvens disponível no GEE avalia a ocorrência de nuvens em toda a cena. Ressalta-se a importância da utilização de filtragem topográfica e de nuvem. A filtragem meteorológica também se constituiu como uma etapa importante para a seleção das imagens. Indica-se a utilização do MDE SRTM por apresentar menores diferenças em relação aos dados de elevação obtidos em campo.

Para a obtenção da ALN anual e do RCN anual, com valores mais aproximados da ALE e do RAA, para estudos futuros sugere-se a utilização de mais de uma

imagem por ano, para assim ser possível a realização de média entre os valores ou melhor identificação do valor de maior cota altitudinal. Assim como, a aplicação de filtragem por cota altitudinal por percentual de cobertura de neve para a definição da cota onde se encontra a ALN. Os valores da ALN transitória estão dentro da estimativa de erro do método.

O ano de 1998, registrou altitudes para a ALN elevadas e baixa área de acumulação para todas as geleiras. A análise por setor também revelou para esse ano os menores valores de acumulação para toda a série. Aponta-se que esse ano possuiu maiores coberturas de nuvens entre julho e agosto e isto pode ter gerado maiores discrepâncias já que os meses com melhores condições para obtenção das imagens para esse ano estavam localizados no início da estação seca.

Observou-se um gradiente de perda de área e variações da área de cobertura de neve do setor Amazônico para o Pacífico. Para o setor analisado do Pacífico, durante o período de 2016 – 2021, os valores médios da área de cobertura de neve foram de 107,96 km<sup>2</sup>. Para a Amazônia foram 85,99 km<sup>2</sup>. A maior perda para o setor da Amazônia é coerente com outros estudos. E pode estar associada à diminuição nas taxas de precipitação observada por outros autores, o qual associada às temperaturas do ar mais elevadas implicam na elevação da isoterma de 0°C e na mudança do estado sólido de precipitação para líquido.

Em relação ao setor da Amazônia e do Pacífico, verifica-se que existe uma tendência significativa à diminuição da área de cobertura de neve a partir de 2000 - 2021. O período de 2016 – 2021 possui menor área de cobertura de neve no setor da Amazônia. Ambos os setores obtiveram maiores taxas de retração em 1988 – 1995, com um decréscimo para os seguintes períodos, com exceção de 2001 – 2005, e uma retomada das maiores taxas de perda de área durante 2016 – 2021. Para o Pacífico, as menores áreas de cobertura de neve concentram-se nos períodos de 1996 – 2000, 1988 – 1995 e 2016 – 2021, consecutivamente.

Percentualmente, a cobertura de neve para a região amazônica é maior, quando considerada a área total glacial que esse setor possui, no entanto, este é o setor que apresenta maior percentual de retração. Entende-se que o maior percentual de cobertura de neve frente à área total delas, esteja associado às precipitações, assim é possível que estas geleiras recebam maiores precipitações já que estão no setor a barlavento. No entanto, como estão mais expostas à radiação solar há maior

disponibilidade energética para elevar até o ponto de fusão ou até temperaturas próximas ao ponto de fusão da neve.

Para além disso, outro fator que contribui para a mistura espectral dos alvos no método automático é a topografia e a presença de detritos. Onde, devido à declividade acentuada do terreno em ambos os setores podem ocorrer interferências com sombreamentos. Para o setor do Pacífico, verificou-se maiores incertezas de mapeamento devido a sombreamentos.

As geleiras com maiores elevações máximas e médias são a Artesonraju e a Shallap. A geleira Yanamarey possui menor área e menor elevação média e máxima, possui uma morfologia com setores que não são tão bem definidos, quanto as outras duas. Para a geleira Yanamarey foi encontrado uma tendência significativa de diminuição da área de cobertura de neve (S: -117, Z: -2,071,  $\rho$ : 0,038) entre 1988 e 2021, o que acompanha a tendência à diminuição de área glacial (S: -526, Z: -8,136,  $\rho$ : 4,07E-16). Em relação à geleira Yanamarey, os valores de NDSI apresentaram uma tendência à diminuição, e isso, pode ser explicado pelas disposições à elevação de temperatura para o período seco (S:189, Z: 2,67,  $\rho$ : 0,007).

Os valores de RCN encontrados performam melhores resultados para a geleira Artesonraju e Shallap, já que foi possível identificar uma melhor coerência entre esses dados e o BM, para a Artesonraju de 2010 – 2022 e para a Shallap de 2004 - 2011. Em relação à geleira Shallap, os eventos de El Niño respondem melhor aos valores de BM no período de 2004 – 2011. A partir de 2011 as correlações entre o BM e o RCN, o qual irá fornecer indicativos da temperatura e precipitação, ficaram mais baixas. Alguns eventos até o ano de 2000, como os anos de 1990/91 e 1991/21, onde há uma situação de La Niña ou neutro possuem valores de RCN abaixo do esperado. Isto pode ser explicado pela não correspondência entre a fase negativa do ENOS e a fase fria da PDO, e possivelmente, por balanços de massa com menores valores em anos anteriores. Os RCN's baixos para a geleira Yanamarey dos anos hidrológicos de 1993/94 e 1994/95 podem ser explicados pelos valores abaixo da média de precipitação na estação úmida, onde ocorrem as maiores taxas de acumulação. O período de 1987/88 - 1994/95 para essa geleira contou com diversos anos com precipitações abaixo da média do período para a estação úmida.

Considerou-se a análise das séries meteorológicas por estação (úmida e seca) para o melhor entendimento do comportamento da série de temperaturas e precipitações eficaz. Pois assim, permitem o entendimento de como estas podem

afetar as taxas de acumulação para cada período. Os dados indicam que mesmo que haja uma elevação nas taxas de precipitação, quando comparado o período de 2001 – 2010 ao de 2011 – 2020, essa elevação não suplanta o aumento das temperaturas atmosféricas. O que pode fazer com que exista mais precipitação líquida que sólida, e implica em uma diminuição nas taxas de albedo. Os valores do NDSI para as três geleiras reiteram esta análise.

Para as geleiras Artesonraju e Yanamarey, na estação úmida as taxas de temperatura e precipitação explicam a retração das geleiras e os valores de BM destas. Visto que as maiores taxas de nebulosidade, geradas pela elevação de precipitação e temperaturas podem fazer com que se tenha menor perda de radiação de ondas longas.

Em relação ao aquecimento, as maiores taxas de elevação de temperatura têm sido retomadas para a última década na CB, após o período de resfriamento, e isso é consistente com estudos para outras regiões. Os eventos de El Niño, mesmo os de menor magnitude, obtiveram maiores temperaturas do ar. Bem como, os eventos de La Niña foram mais fracos.

A diminuição da área de cobertura de neve para a Amazônia e para o Pacífico, as taxas de retração, as elevações de temperatura do ar identificadas para as geleiras, denotam riscos para a sócio-criosfera presente nesta região. Estes fatores podem demandar maior atenção em relação aos recursos hídricos e prevenção em relação a desastres.

Para trabalhos futuros, sugere-se a adição de mais imagens na estação seca para a obtenção de um valor de RCN mais próximo ao do RAA das geleiras. Para assim, obter um melhor padrão do comportamento do balanço de massa das geleiras em relação às mudanças ambientais recentes. Como pode ser observado, o RCN irá possuir alta variabilidade de acordo com a data de obtenção da imagem. O processamento em nuvem auxiliou na automatização e replicação da obtenção das fácies glaciais, o que auxilia para o monitoramento destas variações dentro do limite de erro do método.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALBERT, T. H. Evaluation of Remote Sensing Techniques for Ice-Area Classification Applied to the Tropical Quelccaya Ice Cap, Peru, **Polar Geography**, v. 26, n. 3, p. 210–226, 2002.

AMES MARQUEZ, A.; FRANCOU, B. Cordillera Blanca - Glaciares en la historia. **Bulletin de l'Institut Français d'Études Andines**, v. 24, n. 1, p. 37–64, 1995.

ARENDRT, A. *et al.* Randolph Glacier Inventory [v2.0]: a dataset of global glacier outlines. Global Land Ice Measurements from Space. **GLIMS Technical Report**. Boulder Colorado, USA. Digital Media. 2012

ARORA, M. K.; SHUKLA, A.; GUPTA, R. P. Digital Image Information Extraction Techniques for Snow Cover Mapping from Remote Sensing Data. *In*: SINGH, V. P.; SINGH, P.; HARITASHYA, U. K. (Eds.). **Encyclopedia of Snow, Ice and Glaciers**. Encyclopedia of Earth Sciences Series. Dordrecht: Springer Netherlands, p. 213–232, 2011.

AUTORIDAD NACIONAL DEL AGUA (ANA). Inventario de glaciares del Perú (2da actualización). **Autoridad Nacional del Agua**, 2014.

BAKKE, J.; NESJE, A. Equilibrium-Line Altitude (ELA). *In*: SINGH, Vijay P.; SINGH, Pratap; HARITASHYA, Umesh K (Org.). **Encyclopedia of Snow, Ice and Glaciers**. Dordrecht: Springer, p. 268 – 276, 2011.

BANERJEE, A. *et al.* Tracking 21st century climate dynamics of the Third Pole: An analysis of topo-climate impacts on snow cover in the central Himalaya using Google Earth Engine. **International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation**, v. 103, p. 102490, 2021.

BARAER, M. *et al.* Glacier recession and water resources in Peru's Cordillera Blanca. **Journal of Glaciology**, v. 58, n. 207, p. 134–150, ed. 2012.

BARR, I. D.; LOVELL, H., A review of topographic controls on moraine distribution, **Geomorphology**, v. 226, p. 44–64, 2014.

BENN, D. I.; LEHMKUHL, F. Mass balance and equilibrium-line altitudes of glaciers in high-mountain environments, **Quaternary International**, v. 65–66, p. 15– 29. 2000.

BENN, D. I.; EVANS, D. J. A. **Glaciers & Glaciation**. Hodder Education, 2° Ed. 2010. Abingdon, Oxfordshire. 2010.

BONSHOMS, M. *et al.* Validation of ERA5-Land temperature and relative humidity on four Peruvian glaciers using on-glacier observations. **Journal of Mountain Science**, v. 19, n. 7, p. 1849–1873, 2022.

BRADLEY, R. S.; KEIMIG, F. T.; DIAZ, H. F. Projected temperature changes along the American cordillera and the planned GCOS network. **Geophysical Research Letters**, v. 31, n. 16, 2004.

BRADLEY, R. S. *et al.* Climate change. Threats to water supplies in the tropical Andes. **Science**, v.312, p.1755-1756, 2006.

BRAUN, Carsten; BEZADA, Maximiliano. The History and Disappearance of Glaciers in Venezuela. **Journal of Latin American Geography**, v. 12, p. 85–124, 2013.

BUIZERT, C.; HELSEN, M., Firn, *In*: FOWLER, A.; FELIX, N. G. (Eds.), **Glaciers and Ice Sheets in the Climate System**. Springer Textbooks in Earth Sciences, Geography and Environment, p. 255–278. 2021.

BURY, J. T. *et al.* Glacier recession and human vulnerability in the Yanamarey watershed of the Cordillera Blanca, Peru. **Climatic Change**, v. 105, n. 1, p. 179–206, 2011.

CAI, W. *et al.* Increasing frequency of extreme El Niño events due to greenhouse warming. **Nature Climate Change**, v. 4, n. 2, p. 111–116, 1 fev. 2014.

CAI, W. *et al.* ENSO and greenhouse warming. **Nature Climate Change**, v. 5, n. 9, p. 849–859, 2015.

CARRASCO, Jorge F.; BOZKURT, Deniz; CORDERO, Raul R. A review of the observed air temperature in the Antarctic Peninsula. Did the warming trend come back after the early 21st hiatus? **Polar Science**, v. 28, p. 100653, 2021.

CHEN, Feng; WANG, Chenxing; ZHANG, Yuansheng; *et al.* Inconsistency among Landsat Sensors in Land Surface Mapping: A Comprehensive Investigation Based on Simulation. **Remote Sensing**, v. 13, n. 7, p. 1383, 2021.

CHRISTOPHERSON, R. W.; BIRKELAND, G. H. **Geossistemas: Uma introdução a geografia física**. 9ª ed. Porto Alegre: Bookman. 2017.

CLAPPERTON, C. M. The Pleistocene Moraine Stages of West-Central Peru. **Journal of Glaciology**, v. 11, n. 62, p. 255–263, ed. 1972.

CLARK, D.; BARRAND, N. Half a century of glacier mass balance at Cordilleras Blanca and Huaytapallana, Peruvian Andes. 2020.

COGLEY, J. G. *et al.* Glossary of glacier mass balance and related terms, **IHPVII Technical Documents in Hydrology**, v. 86. 2011.

COPERNICUS. **Sea surface temperature**. Disponível em: <<https://climate.copernicus.eu/climate-indicators/sea-surface-temperature>>. Acesso em: 29 mar. 2023.

COPPOLA, E. *et al.* Assessment of the European Climate Projections as Simulated by the Large EURO-CORDEX Regional and Global Climate Model Ensemble. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 126, n. 4, p. e2019JD032356, 2021.

CRANE, R. G.; ANDERSON, M. R. Satellite discrimination of snow/cloud surfaces. **International Journal of Remote Sensing**, v. 5, n. 1, p. 213–223, 1984.

DALMAYRAC, B. Un exemple de tectonique vivante : les failles subactuelles du pied de la Cordillère Blanche (Pérou). **Cahiers ORSTOM.Série Géologie**, v. 6, p. 19–27, 1974.

DAVIES, B. J.; GLASSER, N. F. Accelerating shrinkage of Patagonian glaciers from the Little Ice Age (~AD 1870) to 2011. **Journal of Glaciology**, v. 58, n. 212, p. 1063–1084, 2012.

DAVIES, B. J. *et al.*, Modelled glacier response to centennial temperature and precipitation trends on the Antarctic Peninsula, **Nature Climate Change**, v. 4, n. 11, p. 993–998, 2014.

DAVIS, M. E. *et al.* Recent ice-core climate records from the Cordillera Blanca, Peru. **Annals of Glaciology**, v. 21, p. 225–230, 1995.

DIAZ, H. F. *et al.* Variability of Freezing Levels, Melting Season Indicators, and Snow Cover for Selected High-Elevation and Continental Regions in the Last 50 Years. **Climatic Change**, v. 59, n. 1, p. 33–52, 2003.

DIAZ, H. F.; BRADLEY, R. S.; NING, L. Climatic Changes in Mountain Regions of the American Cordillera and the Tropics: Historical Changes and Future Outlook. **Arctic, Antarctic, and Alpine Research**, v. 46, n. 4, p. 735–743, 2014.

DONCHYTS, G. *et al.* A 30 m Resolution Surface Water Mask Including Estimation of Positional and Thematic Differences Using Landsat 8, SRTM and OpenStreetMap: A Case Study in the Murray-Darling Basin, Australia. **Remote Sensing**, v. 8, n. 5, p. 386, 2016.

DOZIER, J., Snow reflectance from Landsat-4 Thematic Mapper. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, vol. 22(3), pg. 323–328. 1984.

DOZIER, J. Spectral signature of alpine snow cover from the landsat thematic mapper. **Remote Sensing of Environment**, v. 28, p. 9–22, 1989.

DUSSAILLANT, I. *et al.* Two decades of glacier mass loss along the Andes. **Nature Geoscience**, v. 12, n. 10, p. 802–808, 2019.

DYURGEROV, M.; MEIER, M., Glaciers and the Changing Earth System: A 2004 Snapshot. Occasional papper, **Institute of Arctic and Alpine Research**, University of Colorado, v. 58, 2005.

DYURGEROV, M.; MEIER, M. F.; BAHR, D. B. A new index of glacier area change: a tool for glacier monitoring, **Journal of Glaciology**, v. 55, n. 192, p. 710–716, 2009.

EVANS, M. N.; KAPLAN, A.; CANE, M. A.; *et al.* Chapter 4 - Globality and Optimality in Climate Field Reconstructions from Proxy Data. *In*: MARKGRAF, Vera (Org.). **Interhemispheric Climate Linkages**. San Diego: Academic Press, p. 53–XV, 2001.

FALASCHI, D. *et al.* Balance de masa geodésico 2000-2011 de los glaciares de la Cuenca Del Río Atuel, Andes Centrales de Mendoza (Argentina). **Geoacta**, v. 42, n. 2, p. 7–22, 2017.

FARMER, G. T.; COOK, J. **Climate Change Science: A Modern Synthesis: Volume 1 - The Physical Climate**. Dordrecht: Springer Netherlands, 2013.

FARR, T. G. *et al.* The Shuttle Radar Topography Mission. **Reviews of Geophysics**, v. 45, n. 2, 2007.

FAVIER, V.; WAGNON, P.; RIBSTEIN, P. Glaciers of the outer and inner tropics: A different behaviour but a common response to climatic forcing. **Geophysical Research Letters**, v. 31, n. 16, 2004.

FERNÁNDEZ CONCHA, J. El problema de las lagunas de la Cordillera Blanca. Repositorio Institucional INGEMMET, 1957.

FERNÁNDEZ-SÁNCHEZ, A. *et al.* Climate Forcings and Their Influence in the Cordillera Blanca, Perú, Deduced from Spectral Analysis Techniques. **Environmental Sciences Proceedings**, v. 19, n. 1, p. 38, 2022(a).

FERNÁNDEZ-SÁNCHEZ, Adrián; ÚBEDA, José; TANARRO, Luis Miguel; *et al.* Climate Patterns and Their Influence in the Cordillera Blanca, Peru, Deduced from Spectral Analysis Techniques. **Atmosphere**, v. 13, n. 12, p. 2107, 2022(b).

FIGUEIREDO, A. R. *et al.* Percepções e adaptações às mudanças climáticas na Cordilheira Branca, Peru. **Sociedade & Natureza**, v. 31, 2019.

FOUNTAIN, A. Temperate Glaciers. *In*: SINGH, V. P.; SINGH, P.; HARITASHYA, U. K. (Eds.). **Encyclopedia of Snow, Ice and Glaciers**. Encyclopedia of Earth Sciences Series. Dordrecht: Springer Netherlands, p. 1145–1145. 2011.

FRANCOU, B. *et al.* New evidence for an ENSO impact on low-latitude glaciers: Antizana 15, Andes of Ecuador, 0°28'S. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 109, n. D18, 2004.

FREY, H. *et al.* Multi-Source Glacial Lake Outburst Flood Hazard Assessment and Mapping for Huaraz, Cordillera Blanca, Peru. **Frontiers in Earth Science**, v. 6, 2018.

FUNK C. *et al.* The climate hazards infrared precipitation with stations - a new environmental record for monitoring extremes. **Scientific Data**, volume (2), 2015.

FYFFE, C. L. *et al.* The Energy and Mass Balance of Peruvian Glaciers. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 126, n. 23, p. e2021JD034911, 2021.

GADDAM, V. K. *et al.* Application of “OTSU”—an image segmentation method for differentiation of snow and ice regions of glaciers and assessment of mass budget in Chandra basin, Western Himalaya using Remote Sensing and GIS techniques. **Environmental Monitoring and Assessment**, v. 194, n. 5, p. 337, 2022.

GAO, M. *et al.* An Improved Spatiotemporal Data Fusion Method for Snow-Covered Mountain Areas Using Snow Index and Elevation Information. **Sensors**, v. 22, n. 21, p. 8524, 2022.

GARREAUD, René D; BATTISTI, David S. Interannual (ENSO) and Interdecadal (ENSO-like) Variability in the Southern Hemisphere Tropospheric Circulation. **Journal of Climate**, v. 12, n. 7, p. 2113–2123, 1999.

GARREAUD, R.; ACEITUNO, P. Interannual Rainfall Variability over the South American Altiplano. **Journal of Climate**, v. 14, n. 12, p. 2779–2789, 2001.

GEORGES, C. 20th-Century Glacier Fluctuations in the Tropical Cordillera Blanca, Perú. **Arctic, Antarctic, and Alpine Research**, v. 36, n. 1, p. 100–107, 2004.

GLANTZ, M. H. El Niño. *In*: OLIVER, J. E. (Ed.). **Encyclopedia of World Climatology**. Encyclopedia of Earth Sciences Series. Dordrecht: Springer Netherlands, p. 349–351, 2005.

GLIMS & NSIDC. **Global Land Ice Measurements from Space glacier database. Compiled and made available by the international GLIMS community and the National Snow and Ice Data Center, Boulder CO, U.S.A.** 2005, atualizado 2018.

GOBIERNO DEL ESTADO PERUANO. **Parque Nacional Huascarán**. Disponível em: <<https://www.gob.pe/institucion/sernanp/informes-publicaciones/1949215-parque-nacional-huascarán>>. Acesso em: 29 mar. 2023.

GOOSSENS, C.; BERGER, A. Annual and seasonal climatic variations over the northern hemisphere and Europe during the last century. **Annales Geophysicae**, v. 4, n. 4, p. 385, 1986.

GORELICK, N.; HANCHER, M.; DIXON, M.; *et al.* Google Earth Engine: Planetary-scale geospatial analysis for everyone. **Remote Sensing of Environment**, v. 202, p. 18–27, 2017.

GOWARD, S. N. Albedo and Reflectivity. *In*: OLIVER, J. E. (Ed.). **Encyclopedia of World Climatology**. Encyclopedia of Earth Sciences Series. Dordrecht: Springer Netherlands, p. 32–35, 2005.

GREENLAND, D. Mountain Climates. *In*: OLIVER, J. E. (Ed.). **Encyclopedia of World Climatology**. Encyclopedia of Earth Sciences Series. Dordrecht: Springer Netherlands, p. 517–523, 2005.

GRENFELL, T. C. Albedo. *In*: SINGH, V. P.; SINGH, P.; HARITASHYA, U. K. (Eds.). **Encyclopedia of Snow, Ice and Glaciers**. Encyclopedia of Earth Sciences Series. Dordrecht: Springer Netherlands, p. 23–35, 2011.

GUALTIERI, G. Analysing the uncertainties of reanalysis data used for wind resource assessment: A critical review. **Renewable and Sustainable Energy Reviews**, v. 167, p. 112741, 2022.

GURGISER, W. *et al.* Modeling energy and mass balance of Shallap Glacier, Peru. **The Cryosphere**, v. 7, n. 6, p. 1787–1802, 2013.

HAEBERLI, W. *et al.* WGMS: World Glacier Inventory - Status 1988, IAHS (ICSU) / UNEP / UNESCO, **World Glacier Monitoring Service**, Zurich, Switzerland: 458 pp. 1989.

HAEBERLI, W.; HOELZLE, M. Application of inventory data for estimating characteristics of and regional climate-change effects on mountain glaciers: a pilot study with the European Alps. **Annals of Glaciology**, v. 21, p. 206–212, 1995.

HAEBERLI, W. Mountain Glaciers in Global Climate-related Observing Systems. *In*: HUBER, Uli M.; BUGMANN, Harald K. M.; REASONER, Mel A. (Orgs.). **Global Change and Mountain Regions: An Overview of Current Knowledge**. Dordrecht: Springer Netherlands, 2005, p. 169–175. (Advances in Global Change Research). Disponível em: <[https://doi.org/10.1007/1-4020-3508-X\\_17](https://doi.org/10.1007/1-4020-3508-X_17)>. Acesso em: 30 mar. 2023.

HAJNSEK, I.; PARRELLA, G.; MARINO, A.; *et al.* Cryosphere Applications. *In*: HAJNSEK, Irena; DESNOS, Yves-Louis (Orgs.). **Polarimetric Synthetic Aperture Radar: Principles and Application**. Cham: Springer International Publishing, p. 179–213. (Remote Sensing and Digital Image Processing). 2021.

HALL, D. K.; RIGGS, G. A.; SALOMONSON, V. V., Development of methods for mapping global snow cover using moderate resolution imaging spectroradiometer data, **Remote Sensing of Environment**, v. 54, n. 2, p. 127–140, 1995.

HANNAH, D. M. *et al.* Integrating climate-hydrology-ecology for alpine river systems. **Aquatic Conservation: Marine and Freshwater Ecosystems**, vol. 17, pág. 636-656, 2007.

HANSHAW, M. N.; BOOKHAGEN, B. Glacial areas, lake areas, and snow lines from 1975 to 2012: status of the Cordillera Vilcanota, including the Quelccaya Ice Cap, northern central Andes, Peru. **The Cryosphere**, v. 8, n. 2, p. 359–376, 2014.

HASTENRATH, S.; AMES, A. Recession of Yanamarey Glacier in Cordillera Blanca, Peru, during the 20th century. **Journal of Glaciology**, v. 41, n. 137, p. 191–196, ed 1995.

HESS, K. *et al.* Glacier Changes in the Semi-Arid Huasco Valley, Chile, between 1986 and 2016. **Geosciences**, v. 10, n. 11, p. 429, 2020.

HILL, A. F.; STALLARD, R. F.; RITTGER, K. Clarifying regional hydrologic controls of the Marañón River, Peru through rapid assessment to inform system-wide basin planning approaches. **Elementa: Science of the Anthropocene**, v. 6, p. 37, 2018.

HOCK, R. *et al.* High Mountain Areas. *In*: PÖRTNER, H-O. *et al.* (eds.), **IPCC Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate**. In press. 2019.

HOCK, R.; HUSS, M., Chapter 9 - Glaciers and climate change. *In*: LETCHER, T. M. (Org.). **Climate Change**. Elsevier, 3° Ed. Pg 157-176. 2021.

HOELZLE, M. & TRINDLER, M. Data management and application. *In*: HAEBERLI, W. *et al.* **Into the second century of worldwide glacier monitoring: prospects and strategies I: prepared by the World Glacier Monitoring Service; edited by W. Haerberli, M. Hoelzle and S. Suter**. [s.l.] Unesco Pub., 1998.

HUANG, Lei; LI, Zhen; ZHOU, Jian Min; *et al.* An automatic method for clean glacier and nonseasonal snow area change estimation in High Mountain Asia from 1990 to 2018. **Remote Sensing of Environment**, v. 258, p. 112376, 2021.

HUGGEL, C. *et al.* Loss and Damage in the mountain cryosphere. **Regional Environmental Change**, v. 19, n. 5, p. 1387–1399, 2019.

HUSS, Matthias. Present and future contribution of glacier storage change to runoff from macroscale drainage basins in Europe. **Water Resources Research**, v. 47, n. 7, 2011.

HUSS, Matthias; FISCHER, Mauro. Sensitivity of Very Small Glaciers in the Swiss Alps to Future Climate Change. **Frontiers in Earth Science**, v. 4, 2016.

HUSS, M.; HOCK, R. Global-scale hydrological response to future glacier mass loss. **Nature Climate Change**, v. 8, n. 2, p. 135–140, 2018.

IDALINO, F. D.; ROSA, K. K. DA; SIMÕES, J. C. Respostas das geleiras do Monte Melimoyu, Chile, às tendências mais secas e quentes da Patagônia Norte nas últimas décadas. **Revista do Departamento de Geografia**, v. 39, p. 126–137, 2020.

INSTITUTO NACIONAL DE ESTADÍSTICA E INFORMÁTICA (INEI), **Áncash: Resultados Definitivos de los Censos Nacionales 2017**. Disponível em: <[https://www.inei.gov.pe/media/MenuRecursivo/publicaciones\\_digitales/Est/Lib1552/](https://www.inei.gov.pe/media/MenuRecursivo/publicaciones_digitales/Est/Lib1552/)>. Acesso em: 29 mar. 2023.

INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE (IPCC). **Climate Change 2021 – The Physical Science Basis: Working Group I Contribution to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change**. Cambridge: Cambridge University Press, 2023.

IPARRAGUIRRE, J. *et al.* Glacial Evolution and Paleoclimatic Reconstruction Since the Little Ice Age in the Llanganuco Basin, Cordillera Blanca (Peru). **SSRN**, Rochester, NY, 2022.

ITURBIDE, M. *et al.* An update of IPCC climate reference regions for subcontinental analysis of climate model data: definition and aggregated datasets. **Earth System Science Data**, v. 12, n. 4, p. 2959–2970, 2020.

JIN, H. *et al.* Extraction of snow melting duration and its spatiotemporal variations in the Tibetan Plateau based on MODIS product. **Advances in Space Research**, v. 70, n. 1, p. 15–34, 2022.

JOMELLI, V. *et al.* Recalibration of the yellow Rhizocarpon growth curve in the Cordillera Blanca (Peru) and implications for LIA chronology. **Geomorphology**, v. 93, n. 3, p. 201–212, 2008.

JU, Junchang; ROY, David P. The availability of cloud-free Landsat ETM+ data over the conterminous United States and globally. **Remote Sensing of Environment**, v. 112, n. 3, p. 1196–1211, 2008.

KÄÄB, Andreas; RIVERA, Andrés. Glacier thickness changes from aerial and satellite imagery: Glaciar Chico, Chile, 1975 – 2001. *Org. KÄÄB, Andreas. In: Remote sensing of mountain glaciers and permafrost creep*. Zürich: Geographisches Institut d. Univ. Zürich (Schriftenreihe Physische Geographie Glaziologie und Geomorphodynamik, 48). 2005.

KASER, G.; AMES, A.; ZAMORA, M. Glacier Fluctuations and Climate in the Cordillera Blanca, Peru. **Annals of Glaciology**, v. 14, p. 136–140, 1990.

KASER, G. Some notes on the behaviour of tropical glaciers. **Bulletin de l'Institut Français d'Études Andines**, v. 24, n. 3, p. 671–681, 1995.

KASER, Georg; GEORGES, Christian. Changes of the equilibrium-line altitude in the tropical Cordillera Blanca, Peru, 1930–50, and their spatial variations. **Annals of Glaciology**, v. 24, p. 344–349, 1997.

KASER, G.; GEORGES, C. On the Mass Balance of Low Latitude Glaciers with Particular Consideration of the Peruvian Cordillera Blanca. **Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography**, v. 81, n. 4, p. 643–651, 1999.

KASER, G.; OSMASTON, H. **Tropical Glaciers**. Cambridge University Press, Cambridge, Reino Unido, 230 pg., 2002.

KASER, G. *et al.* The impact of glaciers on the runoff and the reconstruction of mass balance history from hydrological data in the tropical Cordillera Blanca, Perú. **Journal of Hydrology**, Mountain Hydrology and Water Resources. v. 282, n. 1, p. 130–144, 2003.

KAYANO, Mary T.; ANDREOLI, Rita V. Relations of South American summer rainfall interannual variations with the Pacific Decadal Oscillation. **International Journal of Climatology**, v. 27, n. 4, p. 531–540, 2007.

KESHRI, A. K.; SHUKLA, A.; GUPTA, R. P. ASTER ratio indices for supraglacial terrain mapping. **International Journal of Remote Sensing**, v. 30, n. 2, p. 519–524, 2009.

KINNARD, C. *et al.* Modelling glacier mass balance and climate sensitivity in the context of sparse observations: application to Saskatchewan Glacier, western Canada. **The Cryosphere**, v. 16, n. 8, p. 3071–3099, 2022.

KIRKBRIDE, M. P. Debris-Covered Glaciers. *In: SINGH, V. P.; SINGH, P.; HARITASHYA, U. K. (Eds.). Encyclopedia of Snow, Ice and Glaciers*. Encyclopedia of Earth Sciences Series. Dordrecht: Springer Netherlands, p. 180–182, 2011.

KOSAKA, Yu; XIE, Shang-Ping. Recent global-warming hiatus tied to equatorial Pacific surface cooling. **Nature**, v. 501, n. 7467, p. 403–407, 2013.

KRIEGLER, F. J.; MALILA, W. A.; NALEPKA, R. F.; *et al.* **Preprocessing Transformations and Their Effects on Multispectral Recognition**. [s.l.: s.n.], 1969. Disponível em: <<https://ui.adsabs.harvard.edu/abs/1969rse..conf...97K>>. Acesso em: 8 jan. 2024.

KUHN, M. The Response of the Equilibrium Line Altitude to Climate Fluctuations: Theory and Observations. *In*: OERLEMANS, J. (eds) **Glacier Fluctuations and Climatic Change. Glaciology and Quaternary Geology**. Vol 6. Springer, Dordrecht. 1989.

LEIVA, J. C.; CABRERA, G. A.; LENZANO, L. E. 20 years of mass balances on the Piloto glacier, Las Cuevas River basin, Mendoza, Argentina. **Global and Planetary Change**, Mass Balance of Andean Glaciers. v. 59, n. 1, p. 10–16, 2007.

LEJEUNE, Y. *et al.* A physically based model of the year-round surface energy and mass balance of debris-covered glaciers. **Journal of Glaciology**, v. 59, n. 214, p. 327–344, 2013.

LI, X.; WANG, N.; WU, Y. Automated Glacier Snow Line Altitude Calculation Method Using Landsat Series Images in the Google Earth Engine Platform. **Remote Sensing**, v. 14, n. 10, p. 2377, 2022.

LIANG, J. *et al.* Modeling urban growth sustainability in the cloud by augmenting Google Earth Engine (GEE). **Computers, Environment and Urban Systems**, v. 84, p. 101542, 1 nov. 2020.

LLACTAYO, Valeria; VALDIVIA, Jairo; YARLEQUE, Christian; *et al.* **Rethinking Water Sustainability: Precipitation Changes in the Peruvian Andes in the Face of Climate Change**. [s.l.]: In Review, 2023.

LÓPEZ-MORENO, J. I. *et al.* Recent glacier retreat and climate trends in Cordillera Huaytapallana, Peru. **Global and Planetary Change**, v. 112, p. 1–11, 2014.

LYNCH, B. D. Vulnerabilities, competition and rights in a context of climate change toward equitable water governance in Peru's Rio Santa Valley. **Global Environmental Change**, Adding Insult to Injury: Climate Change, Social Stratification, and the Inequities of Intervention. v. 22, n. 2, p. 364–373, 2012.

MACKINTOSH, A. N.; ANDERSON, B. M.; PIERREHUMBERT, R. T. Reconstructing Climate from Glaciers, **Annual Review of Earth and Planetary Sciences**, v. 45, n. 1, p. 649–680. 2017.

MAGALHÃES, N. DE *et al.* Amazonian Biomass Burning Enhances Tropical Andean Glaciers Melting. **Scientific Reports**, v. 9, n. 1, p. 16914, 2019.

MANTUA, Nathan J.; HARE, Steven R.; ZHANG, Yuan; *et al.* A Pacific Interdecadal Climate Oscillation with Impacts on Salmon Production\*. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 78, n. 6, p. 1069–1080, 1997.

MANTUA, Nathan J.; HARE, Steven R. The Pacific Decadal Oscillation. **Journal of Oceanography**, v. 58, n. 1, p. 35–44, 2002.

MARK, B. G.; MCKENZIE, J. M.; GÓMEZ, J. Hydrochemical evaluation of changing glacier meltwater contribution to stream discharge: Callejon de Huaylas, Peru / Evaluation hydrochimique de la contribution évolutive de la fonte glaciaire à l'écoulement fluvial: Callejon de Huaylas, Pérou. **Hydrological Sciences Journal**, v. 50, n. 6, p. null-987, 2005.

MARK, B. G.; SELTZER, G. O. Evaluation of recent glacier recession in the Cordillera Blanca, Peru (AD 1962–1999): spatial distribution of mass loss and climatic forcing. **Quaternary Science Reviews**, v. 24, n. 20, p. 2265–2280, 2005.

MARK, B. G.; FÉRNANDEZ, A. The significance of mountain glaciers as sentinels of climate and environmental change. **Geography Compass**, vol. 11, 2017.

MAPBIOMAS. **Mapbiomas Peru | Proyecto**. Disponível em: <<https://peru.mapbiomas.org/project>>. Acesso em: 31 mar. 2023.

MARTINEZ, R. *et al.* Synthesis of the Climate of the Tropical Andes. *In*: HERZOG, A. *et al.* (eds.), **Climate Change and Biodiversity in the Tropical Andes**. Inter-American Institute of Global Change Research (IAI). 2011.

MASSON-DELMOTTE, V.; *et al.* **IPCC, 2021: Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change**. Cambridge, UK: Cambridge University Press, 2021. Disponível em: <<https://www.ipcc.ch/report/ar6/wg1/>>. Acesso em: 31 mar. 2023.

MAUSSION, F. *et al.* ENSO influence on surface energy and mass balance at Shallap Glacier, Cordillera Blanca, Peru. **The Cryosphere**, v. 9, n. 4, p. 1663–1683, 2015.

MEADE, R. H. *et al.* Storage and remobilization of suspended sediment in the lower Amazon River of Brazil. **Science (New York, N.Y.)**, v. 228, n. 4698, p. 488–490, 1985.

MEIER, M. F., Proposed Definitions for Glacier Mass Budget Terms, **Journal of Glaciology**, v. 4, n. 33, p. 252–263, 1962.

Meier, M. F. Post, A. S. 1962. Recent variations in mass net budgets of glaciers in western North America. Union Géodésique et Géophysique Internationale. **Association Internationale d'Hydrologie Scientifique. Commission des Neiges et Glaces**. Colloque d'Obergurgl, 10–9–18–9, p. 63–77. 1962.

MEIER, W. J.-H. *et al.* An Updated Multi-Temporal Glacier Inventory for the Patagonian Andes with Changes Between the Little Ice Age and 2016. **Frontiers in Earth Science**, v. 6, 2018.

MINDER, J. R.; ROE, G. H. Orographic Precipitation. *In*: SINGH, V. P.; SINGH, P.; HARITASHYA, U. K. (Eds.). **Encyclopedia of Snow, Ice and Glaciers**. Encyclopedia of Earth Sciences Series. Dordrecht: Springer Netherlands, p. 794–799, 2011.

MOTSCHMANN, A. *et al.* Losses and damages connected to glacier retreat in the Cordillera Blanca, Peru. **Climatic Change**, v. 162, pág 837-858, 2020.

NESJE, A. Glacier-front variations of outlet glaciers from Jostedalbreen and climate in the Jostedalbre region of western Norway in the period 1901-80. **Norsk Geografisk Tidsskrift - Norwegian Journal of Geography**, v. 43, n. 1, p. 3–17, 1989.

NEWMAN, Matthew; COMPO, Gilbert P.; ALEXANDER, Michael A. ENSO-Forced Variability of the Pacific Decadal Oscillation. **Journal of Climate**, v. 16, n. 23, p. 3853–3857, 2003.

NEWMAN, Matthew; ALEXANDER, Michael A.; AULT, Toby R.; *et al.* The Pacific Decadal Oscillation, Revisited. **Journal of Climate**, v. 29, n. 12, p. 4399–4427, 2016.

NICHOLSON, L.; BENN, D. I. Calculating ice melt beneath a debris layer using meteorological data. **Journal of Glaciology**, v. 52, n. 178, p. 463–470, 2006.

NICHOLSON, L.; BENN, D. I. Properties of natural supraglacial debris in relation to modelling sub-debris ice ablation. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 38, n. 5, p. 490–501, 2013.

NOAA. **Cold & Warm Episodes by Season**. 2022. Disponível em: <[https://origin.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis\\_monitoring/ensostuff/ONI\\_v5.php](https://origin.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ONI_v5.php)>. Acesso em: 21/10/2022.

ORBARD, R. W.; BAKER I.; LOMANOCO, R. W. Firn. In: SINGH, Vijay P.; SINGH, Pratap; HARITASHYA, Umesh K (Org.). **Encyclopedia of Snow, Ice and Glaciers**. Dordrecht: Springer, p. 290 - 293, 2011.

OERLEMANS, J.; GIESEN, R. H.; BROEKE, M. R. V. D. Retreating alpine glaciers: increased melt rates due to accumulation of dust (Vadret da Morteratsch, Switzerland). **Journal of Glaciology**, v. 55, n. 192, p. 729–736, 2009.

OLOFSSON, Pontus; FOODY, Giles M.; HEROLD, Martin; *et al.* Good practices for estimating area and assessing accuracy of land change. **Remote Sensing of Environment**, v. 148, p. 42–57, 2014.

OTSU, N. A Threshold Selection Method from Gray-Level Histograms. **IEEE Transactions on Systems, Man, and Cybernetics**, v. 9, n. 1, p. 62–66, 1979.

PAEK, Houk; YU, Jin-Yi; QIAN, Chengcheng. Why were the 2015/2016 and 1997/1998 extreme El Niños different? **Geophysical Research Letters**, v. 44, n. 4, p. 1848–1856, 2017.

PALAZZI, E. *et al.* Elevation-dependent warming in global climate model simulations at high spatial resolution. **Climate Dynamics**, v. 52, n. 5, p. 2685–2702, 2019.

PATERSON, W. S. B., **Physics of Glaciers**. 2nd ed. Butterworth-Heinemann. 1981.

PAUL, F.; HUGGEL, C.; KÄÄB, A. Combining satellite multispectral image data and a digital elevation model for mapping debris-covered glaciers. **Remote Sensing of Environment**, v. 89, n. 4, p. 510–518, 2004.

PAUL, F.; BARRAND, N. E.; BAUMANN, S.; *et al.* On the accuracy of glacier outlines derived from remote-sensing data. **Annals of Glaciology**, v. 54, n. 63, p. 171–182, 2013.

PELTO, M. Utility of late summer transient snowline migration rate on Taku Glacier, Alaska. **The Cryosphere**, v. 5, n. 4, p. 1127–1133, 2011.

PEPIN, N. C.; SEIDEL, D. J. A global comparison of surface and free-air temperatures at high elevations. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 110, n. D3, 2005.

PEPIN, N. *et al.* Elevation-dependent warming in mountain regions of the world. **Nature Climate Change**, v. 5, n. 5, p. 424–430, 2015.

PÉREZ-CUTILLAS, P. *et al.* What is going on within google earth engine? A systematic review and meta-analysis. **Remote Sensing Applications: Society and Environment**, v. 29, p. 100907, 2023.

PETSCH, Carina; ROBAINA, Luís Eduardo de Souza; TRENTIN, Romario; *et al.* O USO DE MÉTODOS DE MAPEAMENTO AUTOMÁTICO DE RELEVO PARA ANÁLISE DE FORMAS GLACIAIS. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 21, n. 2, 2020.

PIVOTO, A. S. *et al.* Serviços ecossistêmicos culturais em áreas protegidas: uma revisão da literatura. **Cultur: revista de cultura e turismo**, v. 16, n. 01, p. 01–31, 2022.

POTTER, E. *et al.* Multi-decadal past and future temperature and precipitation trends in the Peruvian Andes. p. EGU21-8669, 2021.

POTTER, Emily R.; FYFFE, Catriona L.; ORR, Andrew; *et al.* A future of extreme precipitation and droughts in the Peruvian Andes. **npj Climate and Atmospheric Science**, v. 6, n. 1, p. 1–9, 2023.

POORTINGA, Ate; TENNESON, Karis; SHAPIRO, Aurélie; *et al.* Mapping Plantations in Myanmar by Fusing Landsat-8, Sentinel-2 and Sentinel-1 Data along with Systematic Error Quantification. **Remote Sensing**, v. 11, n. 7, p. 831, 2019.

PRIEUR, C. *et al.* Machine Learning Approaches to Automatically Detect Glacier Snow Lines on Multi-Spectral Satellite Images. **Remote Sensing**, v. 14, n. 16, p. 3868, 2022.

RABATEL, A.; DEDIEU, J.-P.; VINCENT, C. Using remote-sensing data to determine equilibrium-line altitude and mass-balance time series: validation on three French glaciers, 1994–2002. **Journal of Glaciology**, v. 51, n. 175, p. 539–546, 2005.

RABATEL, A. *et al.* Can the snowline be used as an indicator of the equilibrium line and mass balance for glaciers in the outer tropics? **Journal of Glaciology**, v. 58, n. 212, p. 1027–1036, 2012.

RABATEL, A. *et al.* Current state of glaciers in the tropical Andes: a multi-century perspective on glacier evolution and climate change. **The Cryosphere**, v. 7, n. 1, p. 81–102, 2013.

RACOVITEANU, A. E. *et al.* Decadal changes in glacier parameters in the Cordillera Blanca, Peru, derived from remote sensing. **Journal of Glaciology**, v. 54, n. 186, p. 499–510, 2008.

RACOVITEANU, Adina E.; RITTGER, Karl; ARMSTRONG, Richard. An Automated Approach for Estimating Snowline Altitudes in the Karakoram and Eastern Himalaya From Remote Sensing. **Frontiers in Earth Science**, v. 7, 2019.

RANGWALA, I. *et al.* Using a global climate model to evaluate the influences of water vapor, snow cover and atmospheric aerosol on warming in the Tibetan Plateau during the twenty-first century. **Climate Dynamics**, v. 34, n. 6, p. 859–872, 2010.

RASTNER, P. *et al.* On the Automated Mapping of Snow Cover on Glaciers and Calculation of Snow Line Altitudes from Multi-Temporal Landsat Data. **Remote Sensing**, v. 11, n. 12, p. 1410, 2019.

RAU, F. *et al.* Illustrated GLIMS Glacier Classification Manual Glacier Classification Guidance for the GLIMS Glacier Inventory, **Institute For Physical Geography Freiburg**, 2005.

REES, W. G. **Remote Sensing of snow and ice**. Taylor & Francis Group, 324 pg., 2006.

REID, T. D.; BROCK, B. W. An energy-balance model for debris-covered glaciers including heat conduction through the debris layer. **Journal of Glaciology**, v. 56, n. 199, p. 903–916, 2010.

REIS, R. S. DOS *et al.* Relationships between Andean Glacier Ice-Core Dust Records and Amazon Basin Riverine Sediments. **The Cryosphere Discussions**, p. 1–15, 2021.

REKOWSKY, I. C.; BREMER, U. F.; VEETIL, B. K. Variações de área das geleiras da Colômbia e da Venezuela entre 1985 e 2015, com dados de Sensoriamento Remoto. **Geociências** (São Paulo), v. 37, n. 3, p. 569–581, 2019

RIBEIRO, Rafael da Rocha. Determinação das variações das geleiras da Cordilheira Tres Cruces (Bolívia) entre 1975-2004 pela análise de imagens digitais e dados cartográficos. Dissertação de Mestrado (Orientador: Dr. Jefferson Cardia Simões). Universidade Federal do Rio Grande do Sul. 2007.

RIBEIRO, R. DA R. *et al.* Mudanças investigadas nas massas de gelo dos andes tropicais. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos (rbrh)**, Vol. 15, n. 3, 2010.

RIBEIRO, R. DA R. *et al.* 46 years of environmental records from the Nevado Illimani glacier group, Bolivia, using digital photogrammetry. **Annals of Glaciology**, v. 54, n. 63, p. 272–278, 2013.

RIBEIRO, Rafael da Rocha; SIMÕES, Jefferson Cardia; RAMIREZ, Edson; *et al.* The Amazon Glaciers. *In: **Glacier Evolution in a Changing World***. [s.l.]: IntechOpen, 2017.

RIVERA, A. *et al.* Glacier shrinkage and negative mass balance in the Chilean Lake District (40°S) / Rétrécissement glaciaire et bilan massique négatif dans la Région des Lacs du Chili (40°S). **Hydrological Sciences Journal**, v. 50, n. 6, p., 2005.

- ROBBINS, Edmund; HLAING, Thu Thu; WEBB, Jonathan; *et al.* Supervised Methods for Modeling Spatiotemporal Glacier Variations by Quantification of the Area and Terminus of Mountain Glaciers Using Remote Sensing. **Algorithms**, v. 16, n. 10, p. 486, 2023.
- RODBELL, D. T. Subdivision of Late Pleistocene Moraines in the Cordillera Blanca, Peru, Based on Rock-Weathering Features, Soils, and Radiocarbon Dates. **Quaternary Research**, v. 39, n. 2, p. 133–143, 1993.
- ROE, G.; BAKER, M.; HERLA, F. Centennial glacier retreat as categorical evidence of regional climate change. **Nature Geoscience**, 10, 95–99. 2017.
- ROSS, J. L. S. *et al.* Macroformas do Relevo da América do Sul. **Revista do Departamento de Geografia**, v. 38, p. 58–69, 2019.
- ROTT, H. The analysis of backscattering properties from SAR data of mountain regions. **IEEE Journal of Oceanic Engineering**, v. 9, n. 5, p. 347–355, 1984.
- RUIZ PEREIRA, S. F.; VEETIL, B. K. Glacier decline in the Central Andes (33°S): Context and magnitude from satellite and historical data. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 94, p. 102249, 2019.
- SANABRIA, J.; BOURREL, L.; DEWITTE, B.; *et al.* Rainfall along the coast of Peru during strong El Niño events. **International Journal of Climatology**, v. 38, n. 4, p. 1737–1747, 2018.
- SCHAUWECKER, S. *et al.* Climate trends and glacier retreat in the Cordillera Blanca, Peru, revisited. **Global and Planetary Change**, v. 119, p. 85–97, 2014.
- SCHAUWECKER, S *et al.* The freezing level in the tropical Andes, Peru: An indicator for present and future glacier extents. **JGR Atmospheres**, vol. 122, 2017.
- SCHERRER, Simon C. Temperature monitoring in mountain regions using reanalyses: lessons from the Alps. **Environmental Research Letters**, v. 15, n. 4, p. 044005, 2020.
- SCHIRPKE, U. *et al.* Cultural ecosystem services in mountain regions: Conceptualizing conflicts among users and limitations of use. **Ecosystem Services**, v. 46, p. 101210, 2020.
- SCHOOLMEESTER *et al.* The Andean glacier and water atlas: the impact of glacier retreat on water resources. **UNESCO**. 80 pg., 2018
- SEEHAUS, T. *et al.* Changes of the tropical glaciers throughout Peru between 2000 and 2016 – mass balance and area fluctuations. **The Cryosphere**, v. 13, n. 10, p. 2537–2556, 2019.
- SENAMHI. **El fenómeno El Niño en el Perú**. 2014. Disponível em: <[https://www.minam.gob.pe/wp-content/uploads/2014/07/Dossier-El-Ni%C3%B1o-Final\\_web.pdf](https://www.minam.gob.pe/wp-content/uploads/2014/07/Dossier-El-Ni%C3%B1o-Final_web.pdf)>. Acesso em: 21/10/2022.

SHIMABUKURO, Y.E.; SMITH, J.A. The least-squares mixing models to generate fraction images derived from remote sensing multispectral data. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, v. 29, n. 1, p. 16–20, 1991.

SHRESTHA, A. B. Climate change and glaciers. *In*: SINGH, Vijay P.; SINGH, Pratap; HARITASHYA, Umesh K (Org.). **Encyclopedia of Snow, Ice and Glaciers**. Dordrecht: Springer, p. 145 - 152. 2011.

SIDHU, N.; PEBESMA, E.; CÂMARA, G. Using Google Earth Engine to detect land cover change: Singapore as a use case. **European Journal of Remote Sensing**, v. 51, n. 1, p. 486–500, 2018.

SILVERIO, W. Atlas del Parque Nacional Huascarán – Cordillera Blanca – Perú. Silverio, W. (Ed.), Lima, 72 p. 2003.

SILVERIO, W.; JAQUET, J.-M. Glacial cover mapping (1987–1996) of the Cordillera Blanca (Peru) using satellite imagery. **Remote Sensing of Environment**, v. 95, n. 3, p. 342–350, 2005.

SILVERIO, W.; JAQUET, J.-M. Evaluating glacier fluctuations in Cordillera Blanca (Peru) by remote sensing between 1987 & 2016 in the context of ENSO. **Archives des Sciences**, v. 69, p. 145–161, 2017.

SIMÕES, J. C. Glossário da língua portuguesa da neve, do gelo e termos correlatos. **Pesquisa Antártica Brasileira**, v. 4, p. 119 - 154. 2004.

SOENEN, S.A.; PEDDLE, D.R.; COBURN, C.A. SCS+C: a modified Sun-canopy-sensor topographic correction in forested terrain. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, v. 43, n. 9, p. 2148–2159, 2005.

SOUZA, Carlos M.; Z. SHIMBO, Julia; ROSA, Marcos R.; *et al.* Reconstructing Three Decades of Land Use and Land Cover Changes in Brazilian Biomes with Landsat Archive and Earth Engine. **Remote Sensing**, v. 12, n. 17, p. 2735, 2020.

TASSI, Andrea; GIGANTE, Daniela; MODICA, Giuseppe; *et al.* Pixel- vs. Object-Based Landsat 8 Data Classification in Google Earth Engine Using Random Forest: The Case Study of Maiella National Park. **Remote Sensing**, v. 13, n. 12, p. 2299, 2021.

TENERELLI, P.; DEMŠAR, U.; LUQUE, S. Crowdsourcing indicators for cultural ecosystem services: A geographically weighted approach for mountain landscapes. **Ecological Indicators**, v. 64, p. 237–248, 2016.

THOMPSON, L. G. *et al.* Late Glacial Stage and Holocene Tropical Ice Core Records from Huascarán, Peru. **Science**, v. 269, n. 5220, p. 46–50, 1995.

TIMMERMANN, A. *et al.* Increased El Niño frequency in a climate model forced by future greenhouse warming. **Nature**, v. 398, n. 6729, p. 694–697, 1999.

TURPO CAYO, E. Y. *et al.* Mapping Three Decades of Changes in the Tropical Andean Glaciers Using Landsat Data Processed in the Earth Engine. **Remote Sensing**, v. 14, n. 9, p. 1974, 2022.

ULLAH, W. *et al.* Comparing Multiple Precipitation Products against In-situ observations over Different Climate Regions of Pakistan. **Remote Sensing**, volume (11), 2019.

USGS. **Landsat Collection 2 Surface Reflectance**. U.S. Geological Survey, 2020. Disponível em: <<https://www.usgs.gov/centers/eros/science/usgs-eros-archive-landsat-archives-landsat-4-5-tm-collection-2-level-2-science>>. Acesso em: 29 mar. 2023

VALDERRAMA MURILLO, P. A. *et al.* Peligros geológicos por procesos glaciales, Cordillera Blanca- Río Santa - [Boletín C 63]. **Instituto Geológico, Minero y Metalúrgico - INGEMMET**, 2016.

VÁZQUEZ-JIMÉNEZ, René; ROMERO-CALCERRADA, Raúl; RAMOS-BERNAL, Rocío N.; *et al.* Topographic Correction to Landsat Imagery through Slope Classification by Applying the SCS + C Method in Mountainous Forest Areas. **ISPRS International Journal of Geo-Information**, v. 6, n. 9, p. 287, 2017.

VEETTIL, Bijeesh Kozhikkodan; LEANDRO BAYER MAIER, Éder; BREMER, Ulisses Franz; *et al.* Combined influence of PDO and ENSO on northern Andean glaciers: a case study on the Cotopaxi ice-covered volcano, Ecuador. **Climate Dynamics**, v. 43, n. 12, p. 3439–3448, 2014.

VEETTIL, B. K. Glacier mapping in the Cordillera Blanca, Peru, tropical Andes, using Sentinel-2 and Landsat data. **Singapore Journal of Tropical Geography**, v. 39, n. 3, p. 351–363, 2018.

VIZY, Edward K.; COOK, Kerry H. Relationship between Amazon and high Andes rainfall. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 112, n. D7, 2007.

VUILLE, Mathias; BRADLEY, Raymond S. Mean annual temperature trends and their vertical structure in the tropical Andes. **Geophysical Research Letters**, v. 27, n. 23, p. 3885–3888, 2000.

VUILLE, M. *et al.* 20th Century Climate Change in the Tropical Andes: Observations and Model Results. Em: DIAZ, H. F. (Ed.). **Climate Variability and Change in High Elevation Regions: Past, Present & Future**. Advances in Global Change Research. Dordrecht: Springer Netherlands, p. 75–99, 2003.

VUILLE, M. *et al.* Climate change and tropical Andean glaciers: Past, present and future. **Earth-Science Reviews**, v. 89, n. 3, p. 79–96, 2008.

VUILLE, M.; KASER, G.; JUEN, I. Glacier mass balance variability in the Cordillera Blanca, Peru and its relationship with climate and the large-scale circulation. **Global and Planetary Change**, v. 62, n. 1, p. 14–28, 2008.

VUILLE, M. Climate Variability and High Altitude Temperature and Precipitation. *In*: SINGH, V. P.; SINGH, P.; HARITASHYA, U. K. (Eds.). **Encyclopedia of Snow, Ice and Glaciers**. Encyclopedia of Earth Sciences Series. Dordrecht: Springer Netherlands, p. 153–156, 2011.

VUILLE, M. *et al.* Rapid decline of snow and ice in the tropical Andes – Impacts, uncertainties and challenges ahead. **Earth-Science Reviews**, v. 176, p. 195–213, 2018.

WAGNON, P. *et al.* Anomalous heat and mass budget of Glaciar Zongo, Bolivia, during the 1997/98 El Niño year. **Journal of Glaciology**, v. 47, n. 156, p. 21–28, 2001.

WANG, Shanshan; HUANG, Jianping; HE, Yongli; *et al.* Combined effects of the Pacific Decadal Oscillation and El Niño-Southern Oscillation on Global Land Dry–Wet Changes. **Scientific Reports**, v. 4, n. 1, p. 6651, 2014.

WARREN, Stephen G. Snow spikes (penitentes) in the dry Andes, but not on Europa: a defense of Lliboutry’s classic paper. **Annals of Glaciology**, v. 63, n. 87–89, p. 62–66, 2022.

WINKLER, M. *et al.* Measured and modelled sublimation on the tropical Glaciar Artesonraju, Perú. **The Cryosphere**, v. 3, n. 1, p. 21–30, 2009.

WISE, J.; NOBLE, D. Geomorphic evolution of the Cordillera Blanca, Northern Peru. **Boletín de la Sociedad Geológica del Perú**, v. 96, p. 65–85, 2003.

WORLD GLACIER MONITORING SERVICE (WGMS). **About wgms**. Disponível em: <[https://wgms.ch/about\\_wgms/](https://wgms.ch/about_wgms/)>. Acesso em: 29 mar. 2023.

WORLD GLACIER MONITORING SERVICE (WGMS). **Global glacier state**. Disponível em: <<https://wgms.ch/global-glacier-state/>>. Acesso em: 29 mar. 2023.

XIE, F. *et al.* Upward Expansion of Supra-Glacial Debris Cover in the Hunza Valley, Karakoram, During 1990 ~ 2019. **Frontiers in Earth Science**, v. 8, 2020.

XIE, X. *et al.* The role of background SST changes in the ENSO-driven rainfall variability revealed from the atmospheric model experiments in CMIP5/6. **Atmospheric Research**, v. 261, p. 105732, 2021.

XIONG, Sitian; BALTEZAR, Priscilla; CROWLEY, Morgan A.; *et al.* Probabilistic Tracking of Annual Cropland Changes over Large, Complex Agricultural Landscapes Using Google Earth Engine. **Remote Sensing**, v. 14, n. 19, p. 4896, 2022.

YAN, Y. Y. Intertropical Convergence Zone (ITCZ). Em: OLIVER, J. E. (Ed.). **Encyclopedia of World Climatology**. Encyclopedia of Earth Sciences Series. Dordrecht: Springer Netherlands, p. 429–432, 2005.

YARLEQUE, C. *et al.* Projections of the future disappearance of the Quelccaya Ice Cap in the Central Andes. **Scientific Reports**, v. 8, n. 1, p. 15564, 2018.

ZENG, Q.; CAO, M.; FENG, X.; *et al.* A study of spectral reflection characteristics for snow, ice and water in the north of China. **Hydrological Applications of Remote Sensing and Remote Data Transmission**, v. 145, 1984.

ZENG, L. *et al.* Evaluating the effects of topographical factors on the precipitation simulated by kilometer-scale versus quarter-degree dynamical downscaling models in

eastern China. **Atmospheric and Oceanic Science Letters**, v. 16, n. 2, p. 100287, 2023.

ZHU, Z.; WOODCOCK, C. E. Object-based cloud and cloud shadow detection in Landsat imagery. **Remote Sensing of Environment**, v. 118, p. 83–94, 2012.

ZHU, Z.; WANG, S.; WOODCOCK, C. E. Improvement and expansion of the Fmask algorithm: cloud, cloud shadow, and snow detection for Landsats 4–7, 8, and Sentinel 2 images. **Remote Sensing of Environment**, v. 159, p. 269–277, 2015.

## ANEXO I

O script no GEE foi gerado conjuntamente com o prof. Dr. Fernando Hillebrand. Os dados para verificação e obtenção da área de cobertura de neve podem ser acessados através do presente link: <https://code.earthengine.google.com/95a65bfcdf2f28bcffdeba04c38e9c5>

Para a sua utilização se recomenda atenção ao tamanho das geleiras de análise, bem como para uma maior aproximação dos valores da ALE e do AAR a inserção de mais datas anuais.

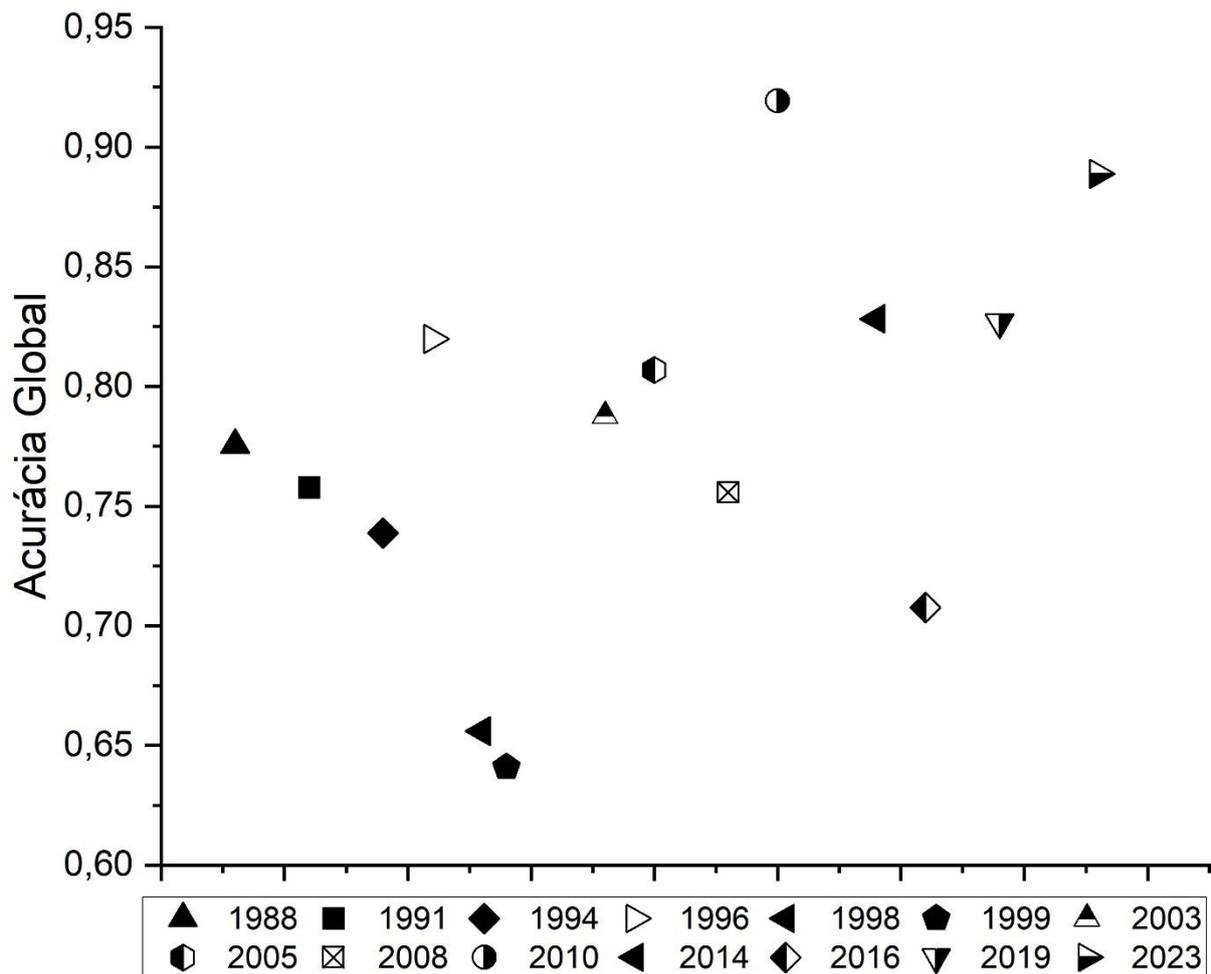
As adaptações que devem ser feitas no script para a obtenção para diferentes áreas é a alteração do “*geometry*”, datas de análise de acordo a estação de maior elevação da ALN (“*.filterDate*” e “*.filter(ee.Filter.calendarRange)*”), a cobertura de nuvens que a área pode ter (“*.CLOUD\_COVER*”), bem como a quantidade de dias sem precipitação anterior na filtragem meteorológica (*// CHIRPS filter (precipitation accumulate)*). Os valores para a filtragem de declividade de acordo com as necessidades da área podem ser reatribuídos (*// Remap slope values*).

Para a extração anual o ano deve ser selecionado na variável correspondente a etapa: “*// Specify the index of the image to be selected (starting from zero)*”. Em relação a filtragem o raio Kernell pode ser modificado na área do *focal mode*.

O valor para a Altitude da Linha de Neve transitória pode passar por uma primeira etapa de extração através do vetor “*Accumulationline*”. Para extração do setor de ablação se necessita de mais pesquisa já que este setor não foi o objetivo desta dissertação, e melhoras na performance para remoção de ruídos em setor a montante.

## ANEXO II

Neste item estão dispostas as matrizes de confusão para os anos de validação. Para cada matriz se utilizou a melhor imagem entre julho e agosto referente ao ano para validação – com exceção do ano de 1998, a qual necessitou de quatro cenas com duas em junho devido as condições meteorológicas. Os anos utilizados podem ser observados no gráfico a seguir:



Acurácia para o ano de 2023					
	Outros	Área de Acumulação	Total	Acurácia do Usuário	Área das classes (m <sup>2</sup> )
Outros	41	4	45	0.91111	219.190.590
Área de Acumulação	7	47	54	0.87037	266.124.909
Total	48	51	99		48.531.549.817
Acurácia do Produtor	0.8527	0.92241		0.88877	

Acurácia para o ano de 2019					
	Outros	Área de Acumulação	Total	Acurácia do Usuário	Área das classes (m <sup>2</sup> )
Outros	28	16	44	0.63636	217.648.417
Área de Acumulação	1	54	55	0.98182	267.667.081
Total	29	70	99		48.531.549.817
Acurácia do Produtor	0.96606	0.76855		0.82689	

Acurácia para o ano de 2016					
	Outros	Área de Acumulação	Total	Acurácia do Usuário	Área das classes (m <sup>2</sup> )
Outros	31	25	56	0.55357	273.877.986
Área de Acumulação	4	39	43	0.90698	211.437.513
Total	35	64	99		48.531.549.817
Acurácia do Produtor	0.88517	0.61066		0.70754	

Acurácia para o ano de 2014					
	Outros	Área de Acumulação	Total	Acurácia do Usuário	Área das classes (m <sup>2</sup> )
Outros	25	13	38	0.65789	186.409.768
Área de Acumulação	4	57	61	0.93443	298.905.730
Total	29	70	99		48.531.549.817
Acurácia do Produtor	0.8622	0.81412		0.82821	

Acurácia para o ano de 2010					
	Outros	Área de Acumulação	Total	Acurácia do Usuário	Área das classes (m <sup>2</sup> )
Outros	42	8	50	0.84	244.430.304
Área de Acumulação	0	49	49	1.0	240.885.194
Total	42	57	99		48.531.549.817
Acurácia do Produtor	1.0	0.86032		0.91942	

Acurácia para o ano de 2008					
	Outros	Área de Acumulação	Total	Acurácia do Usuário	Área das classes (m <sup>2</sup> )
Outros	18	19	37	0.48649	183.487.095
Área de Acumulação	5	57	62	0.91935	301.828.403
Total	23	76	99		48.531.549.817
Acurácia do Produtor	0.78574	0.74651		0.7557	

Acurácia para o ano de 2005					
	Outros	Área de Acumulação	Total	Acurácia do Usuário	Área das classes (m <sup>2</sup> )
Outros	25	16	41	0.60976	202.587.760
Área de Acumulação	3	55	58	0.94828	282.727.739
Total	28	71	99		48.531.549.817
Acurácia do Produtor	0.89415	0.77227		0.80697	

Acurácia para o ano de 2003					
	Outros	Área de Acumulação	Total	Acurácia do Usuário	Área das classes (m <sup>2</sup> )
Outros	17	21	38	0.44737	18.536.249
Área de Acumulação	0	61	61	1.0	297.311.463
Total	17	82	99		48.531.549.817
Acurácia do Produtor	1.0	0.74375		0.78777	

Acurácia para o ano de 1999					
	Outros	Área de Acumulação	Total	Acurácia do Usuário	Área das classes (m <sup>2</sup> )
Outros	13	28	41	0.31707	198.268.419
Área de Acumulação	8	52	60	0.86667	284.405.536
Total	21	80	101		48.531.549.817
Acurácia do Produtor	0.62375	0.64544		0.64091	

Acurácia para o ano de 1998					
	Outros	Área de Acumulação	Total	Acurácia do Usuário	Área das classes (m <sup>2</sup> )
Outros	43	34	77	0.55844	376.080.822
Área de Acumulação	0	22	22	1.0	106.593.133
Total	43	56	99		48.531.549.817
Acurácia do Produtor	1.0	0.39095		0.65595	

Acurácia para o ano de 1996					
	Outros	Área de Acumulação	Total	Acurácia do Usuário	Área das classes (m <sup>2</sup> )
Outros	26	17	43	0.60465	207.488.222
Área de Acumulação	1	55	56	0.98214	275.185.734
Total	27	72	99		48.531.549.817
Acurácia do Produtor	0.96231	0.76716		0.81987	

Acurácia para o ano de 1994					
	Outros	Área de Acumulação	Total	Acurácia do Usuário	Área das classes (m <sup>2</sup> )
Outros	18	26	44	0.40909	213.351.531
Área de Acumulação	0	55	55	1.0	269.322.424
Total	18	81	99		48.531.549.817
Acurácia do Produtor	1.0	0.68115		0.73881	

Acurácia para o ano de 1991					
	Outros	Área de Acumulação	Total	Acurácia do Usuário	Área das classes (m <sup>2</sup> )
Outros	30	22	52	0.57692	253.396.821
Área de Acumulação	2	45	47	0.95745	229.277.134
Total	32	67	99		48.531.549.817
Acurácia do Produtor	0.93744	0.67188		0.75768	

Acurácia para o ano de 1988					
	Outros	Área de Acumulação	Total	Acurácia do Usuário	Área das classes (m <sup>2</sup> )
Outros	21	21	42	0.5	207.123.561
Área de Acumulação	1	56	57	0.98246	275.550.394
Total	22	77	99		48.267.395.512
Acurácia do Produtor	0.9554	0.7233		0.77543	