

MEDIÇÃO IN-SITU DAS PARTÍCULAS ABSORVENTES DE LUZ (PALs) NA NEVE DA GELEIRA HUAYTAPALLANA NOS ANDES CENTRAIS DO PERU E IMPLICAÇÕES PARA A ESTIMATIVA DO ALBEDO E DO FORÇAMENTO RADIATIVO

Christian Torres¹

Luis Suarez²

Éder Maier³

RESUMO

A área das geleiras da Cordilheira Huaytapallana na região central do Peru diminuiu em 56% em 27 anos. Neste estudo, apresenta-se as primeiras medições das partículas absorventes de luz (PALs), com ênfase no carbono negro efetivo (CNe) na superfície da neve (0-2 cm de profundidade) na geleira Huaytapallana, entre novembro de 2015 até outubro de 2016. O volume do CNe foi determinado pela técnica termo-óptica de aquecimento por absorção de luz (LAHM, sigla em inglês). Adicionalmente, foi usado o modelo de transferência radiativa de Neve, Gelo e Aerossol (SNICAR, sigla em inglês) para determinar o efeito do CNe na diminuição do albedo da geleira. A média do CNe na camada superficial foi $31,1 \pm 22,2$ ppb e estima-se que houve uma redução entre 0,6% até 5% do albedo e a média do forçamento radiativo (FR) do CNe é de $11,8 \pm 7,8$ W m⁻², sendo que durante as estações de inverno e primavera há um aumento de 157% e 134%, respectivamente. Por final, o impacto do CNe é um fator importante no recuo da geleira Huaytapallana, e conseqüentemente ele deve ser integrar os modelos hidrológicos de previsão de descarga de água da geleira.

Palavras-Chaves: Carbono Negro Efetivo, Neve, Forçamento Radiativo.

MEDICIÓN DE LAS PARTÍCULAS ABSORBENTES DE LUZ EN LA NIEVE DEL GLACIAR HUAYTAPALLANA EN LOS ANDES CENTRALES DE PERÚ Y SU EFECTO SOBRE EL ALBEDO Y EL FORZAMIENTO RADIATIVO

RESUMEN

El área de los glaciares de la Cordillera Huaytapallana en la región central del Perú disminuyó en 56% en 27 años. En este estudio, se presenta las primeras mediciones de las partículas absorventes de luz (PALs), en términos de carbono negro efectivo (CNe) en la superficie de la nieve (0-2 cm de

¹ Mestrando do Programa de Pós-Graduação em Geografia, Instituto de Ciências Humanas e da Informação, Universidade Federal do Rio Grande (FURG-ICHI). FURG-ICHI Av. Itália km 8 Campus Carreiro Rio Grande-RS 96203-900; christian1994@furg.br

² Agregado de Investigación, Observatorio de Huancayo, Instituto Geofísico del Perú; lsuarez@igp.gob.pe

³ Doutor em Geografia. Professor no Instituto de Ciências Humanas e da Informação, Universidade Federal do Rio Grande; edermaier@gmail.com

profundidad) en el glaciar Huaytapallana, entre noviembre de 2015 hasta octubre de 2016. Adicionalmente, fue usado el modelo de transferencia radiativa de Nieve, Hielo y Aerosol (SNICAR, sigla en inglés) para determinar el efecto del CNe en la disminución del albedo del glaciar. La media del CNe en la capa superficial fue $31,1 \pm 22,2$ ppb y se estimó que hubo una reducción entre 0,6% hasta 5% del albedo y la media del forzamiento radiativo (FR) del CNe es de $11,8 \pm 7,8$ W m⁻², siendo que durante las estaciones de invierno y primavera hay un aumento de 157% y 134%, respectivamente. Por último, el impacto del CNe es un factor importante en el retroceso del glaciar Huaytapallana, y consecuentemente debe ser integrar los modelos hidrológicos de previsión de descarga de agua del glaciar.

Palabras-Claves: Carbono Negro Efectivo; Nieve; Forzamiento Radiativo.

1. INTRODUÇÃO

Os Poluentes Climáticos de Vida Curta (PCVC) atraíram a atenção da comunidade científica devido a sua importância no sistema climático da Terra, visto que estes poluentes tem um tempo de residência relativamente curto na atmosfera, por tanto representam um componente importante para mitigar o aquecimento global. Os principais PCVC são partículas de carbono negro (CN), ozônio troposférico (O₃) e metano (CH₄) (KRECL *et al.*, 2016). O CN é um tipo distinto de material carbonáceo, que se gera na combustão incompleta da queimada de biomassa e os combustíveis fossilizados (NIU *et al.*, 2017).

O CN afeta o clima de dois jeitos, primeiro, por estar suspenso na atmosfera produz um forçamento radiativo (FR) positivo devido absorção da luz solar. Bond *et al.* (2013) avaliaram o FR do CN na atmosfera, estimado um valor de 0,71 W m⁻² com um nível de confiabilidade de 10%. Segundo, quando se deposita sobre a neve e gelo, reduz seu albedo provocando maior retenção de energia e por tanto maior fusão. Painter *et al.* (2013) informaram que as geleiras dos Alpes deveriam seguir crescendo até o ano 1910 de acordo com os registros de temperatura e precipitação, mas estas começaram a retroceder rapidamente no ano 1850 devido a deposição do CN na neve, isso pode ter sido o motivo do acelerado recuo da geleira. Outra evidencia do aumento do

FR entre os anos 1850 e 1990 é o aumento da massa do CN na camada dos testemunhos de gelo.

Os estudos de Flanner *et al.* (2007); Ming *et al.* (2013); Yang *et al.* (2015); e Niu *et al.* (2017) avaliaram o FR do CN nas geleiras do Planalto Tibetano, encontrando valores entre 76-146 W m⁻². No estudo de Sterle *et al.* (2013) avaliaram o FR do CN na América do Norte, onde encontraram valores entre 20-40 W m⁻². O estudo de Yasunari *et al.* (2010) avaliou a partir de experimentos numéricos simples que as reduções do albedo entre 2-2,5% nas geleiras do Himalaia resultaria em um aumento do escoamento entre 70-204 mm. No estudo de Dumont *et al.* (2014) estimaram que uma diminuição no albedo da neve de 1% em Groenlândia resultaria em uma perda de massa superficial de 27 Gt ano⁻¹.

Estes resultados indicam que o escurecimento da neve é um componente importante, sendo que o impacto da deposição do CN na neve e no gelo não deve ser ignorado nas previsões futuras de disponibilidade da água.

A Cordilheira dos Andes se estende pela parte ocidental de América do Sul, abrangendo 99% das geleiras tropicais de todo mundo, os quais o 71% ficam no Peru (CHEVALLIER *et al.*, 2011; MOLINA *et al.*, 2015). Os principais rios nesta região se formam nas cumeadas das bacias hidrográficas, onde situam-se as geleiras nos Andes, como resultado da precipitação e ablação (BARNETT, ADAM e LETTENMAIER, 2005).

As geleiras são uma importante fonte de água no período seco, porque ela é utilizada para a irrigação da agricultura tradicional nas montanhas e na agricultura moderna e intensiva nas terras baixas (MARK e SELTZER, 2005; BURY *et al.*, 2011), e como parte da produção de energia em hidroelétricas (VERGARA *et al.*, 2007; CHEVALLIER *et al.*, 2011).

A ablação das geleiras localizadas na Cordilheira Huaytapallana abastece as sub-bacias dos rios Shullcas e Achamayo que são parte do vale

do Mantaro. Esta região tem um papel importante na economia nacional. A produção agrícola no vale proporciona alimentos significativos para o mercado interno de Lima (SILVA, TAKAHASHI e CHÁVEZ, 2008). Além, contribui com o abastecimento da água para o consumo humano das cidades de Concepción e Huancayo onde se concentra a maior parte da população urbana (~470 000 habitantes).

A água da bacia do rio Mantaro é uma importante fonte de geração de energia em hidroelétrica, a qual abastece ~35% da capacidade nacional (SILVA, TAKAHASHI e CHÁVEZ, 2008). Segundo o estudo de López-Moreno *et al.* (2014), nesta região a temperatura máxima aumentou significativamente com uma taxa de aquecimento de $0,22 \text{ } ^\circ\text{C década}^{-1}$, como consequência a área das geleiras recuou em 50% entre os anos 1984 e 2011.

Porém é necessário avaliar outros fatores que poderiam acelerar o recuo destas geleiras, devido a impossibilidade de explicar o abrupto recuo só atribuindo ao efeito da temperatura e da precipitação. Portanto, neste estudo se caracteriza a variação temporal das partículas absorventes de luz (PALs) depositados na neve e se estima o efeito sobre o albedo e o FR, como consequência do escurecimento da neve na geleira Huaytapallana.

2. MATERIAIS E MÉTODOS

2.1. Descrição do local

O local do estudo é a geleira Huaytapallana localizada na Cordilheira Huaytapallana o qual se encontra nos Andes Centrais do Peru (lat. $-11,95^\circ$ a $-11,83^\circ$; lon. $-75,01^\circ$ a $-74,99^\circ$). Para o este se localiza a região Amazônia de Brasil e Peru, e a sudeste Bolívia (Figura 1a). Essas regiões são afetadas por altos números de queimadas de vegetação aberta. As emissões dessas regiões se transportam aos Andes (ANDREAE *et al.*, 2012; BOURGEOIS, EKMAN e KREJCI, 2015; MOYA ÁLVAREZ, ARREDONDO e YULI POSADAS, 2017).

A ablação das geleiras da Cordilheira Huaytapallana contribui com o escoamento dos rios Shullcas e Achamayo. As cidades de Concepción e Huancayo usam esta água para consumo humano, criação de gado, agricultura e atividades econômicas (Figura 1b). A água não aproveitada desemboca no rio Mataro, que forma parte da bacia da Amazonas.

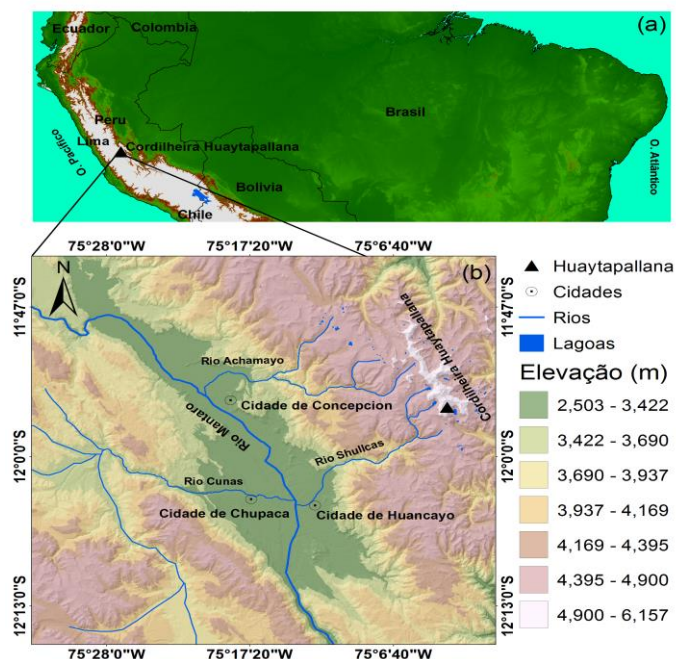


Figura 1. Localização da Cordilheira Huaytapallana (a) escala regional e (b) escala local.

A Cordilheira Huaytapallana abrange 105 geleiras que se estendem desde 4.900 até 5.527 m a.n.m. com uma área de 26,4 km² (ANA, 2014). As geleiras são do tipo circo e muitas são geleiras suspensas. Esta região tem numerosos lagos, muitos dos quais se formaram nas últimas décadas devido ao rápido recuo das geleiras (LÓPEZ-MORENO *et al.*, 2014).

3. Coleta dos dados

3.1. Radiação solar de onda curta

Os dados da radiação de onda curta é produto do CERES SYN1deg do “*Clouds and the Earth's Radiant Energy System do National Aeronautics and Space Administration*” (CERES-NASA, sigla em inglês) dos Estados Unidos (EE.UU.) que contém dados da radiação solar da superfície da Terra.

Os dados são obtidos por análises das propriedades óticas das nuvens e os aerossóis, principalmente do “*Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer*” (MODIS, sigla em inglês) a bordo dos satélites TERRA e AQUA. Para os aerossóis, além dos dados do MODIS complementam as series as assimilações provenientes de modelo “*Model Atmospheric Transport and Chemical*” (MATCH, sigla em inglês) para melhorar a resolução temporal. Todos estes dados são do modelo de transferência radiativa Langley Fu-Liou para gerar fluxos de radiação solar de onda longa (LW, sigla em inglês) e curta (SW, sigla em inglês) para condições de céu limpo (sem nuvens) e todas as condições de céu (com nuvens e aerossóis).

Os dados gerados pelo modelo se comparam com observações em terra e se disponibilizam na plataforma de CERES no seguinte enlace <https://ceres-tool.larc.nasa.gov/ord-tool/jsp/SYN1degSelection.jsp>, com resolução espacial de 1° e temporal média de 3 horas, diária ou mensais.

O satélite TERRA tem uma órbita quase polar sincronizada com o sol, mas com um tempo de passagem em latitudes equatoriais de aproximadamente 10:30h (TL) e 22:30h TL. O satélite AQUA também tem uma órbita sincronizada como o sol, mas passa no equador às 13:30 TL e às 02:30 TL.

O conjunto de dados CERE utilizado neste estudo inclui a radiação solar de SW (0,3 a 5 μm de faixa espectral) para todas as condições de céu desde novembro de 2015 até outubro de 2016, com resolução temporal média de 3 horas (1:30, 4:30, 7:30, 10:30, 13:30, 16:30, 19:30, 22:30 UTC) e a localização do pixel latitude -11,5° y longitude -75,5°.

3.2. Dados de CNe e propriedades físicas da neve

Para determinação da massa das PALs depositadas na neve da geleira Huaytapallana se realizou expedições de campo à geleira desde novembro de 2015 até outubro de 2016 (uma vez por mês). Foi coletado amostras de neve

em sacos ziplock de 2 ou 3 pontos de amostragem, obtendo 1 kg de neve aproximadamente da camada superficial (0-2 cm de profundidade).

Os pontos de amostragem são os mais altos possíveis e longes das superfícies sem gelo para evitar a poeira. Isso dependeu da acessibilidade aos pontos de amostragem. No acampamento, as amostras de neve eram derretidas e colocadas nos sacos dos ziplock em água morna (em torno 30 °C). Uma vez derretida, a água de neve foi extraída em seringas de 60 ml e bombeada através do filtro de fibra de quartzo como uma porosidade de 0,7 µm e um diâmetro de 25 mm do tipo "Pallflex Tissuquartz". Um total de 600 ml de água por amostra foi filtrado.

Os filtros foram enviados para o "National Center Atmospheric Research" onde foram analisados com um novo Método termo/óptico de Aquecimento por Absorção de Luz (LAHM, sigla em inglês), a premissa deste método é discutida em Schmitt *et al.* (2015). O método LAHM inclui também o impacto da poeira na absorção da radiação solar. Por tanto, neste estudo se usa o termo de carbono negro efetivo (CNe) para reportar os valores das PALs.

Paralelamente à amostragem de neve, também foram feitas medidas de densidade da neve (ρ_{neve}). Para isso, se utilizou uma técnica tradicional que consiste em introduzir um tubo de aço inoxidável (diâmetro = 60 cm e altura = 11 cm) na camada de neve para cada ponto de amostragem, depois a massa foi pesada com uma balança mecânica de suspensão. Para o raio efetivo do grão da neve (R_{neve}), se considerou um valor de 250 µm para todos os casos de modelagem, que é o considerado para neve recente de grão fino (MING *et al.*, 2013).

3.3. Descrição do modelo SNICAR

Para estimar o impacto da deposição do CNe no albedo da neve se usou o modelo de transferência radiativa de Neve, Gelo e Aerossol (SNICAR, siglas em inglês) de Flanner *et al.* (2007). O modelo SNICAR usa a teoria de

Wiscombe *et al.* (1980) e a aproximação de duas correntes proposta por Toon *et al.* (1989) para resolver a equação geral de transferência radiativa.

Os parâmetros de entrada para o modelo SNICAR são diretamente observáveis como: a radiação solar (direto ou difusa), o ângulo zenital solar (SZA, sigla em inglês) em caso que o tipo da radiação solar seja direto, (ρ_{neve}), (R_{neve}), a profundidade da camada de neve, o albedo da superfície subjacente e as impurezas presentes na neve (CN, poeira e cinza vulcânica). Na continuação, são descritos estes parâmetros.

3.4. Parâmetros de entrada ao modelo SNICAR

Tipo da radiação solar

Este parâmetro determina o tipo da radiação solar que incide sobre a superfície da geleira, direta ou difusa. Os fatores mais importantes que determinam este parâmetro são os aerossóis e as nuvens. Neste estudo se realizou uma análise das propriedades óticas da nuvem em um raio de 10 km, tomando como ponto centro o local de amostragem (lat. -11,94°; lon. -75,03°).

Para isso, se utilizou o produto MOD06 L2 do sensor MODIS a bordo do satélite TERRA para às 10:30 TL para os dias de amostragem. Foram pegos os parâmetros óticos das nuvens como: a fase e a espessura ótica. A fase da nuvem determina o tipo da partícula que define a nuvem, o seja, se é líquida ou gelo. Com a espessura ótica da nuvem (COT, sigla em inglês) se calcula a transmitancia total (T_{total}) da nuvem (equação 1) proposta por Platnick e Oreopoulos, (2008).

$$T_{total} = \frac{2}{(2 + (1 - g) \times COT)}$$

(1)

Em que, g é o parâmetro de assimetria das partículas da nuvem ($g = 0,85$ para nuvens de água líquida e $g = 0,76$ para nuvens de gelo). (T_{total})

considera as componentes de transmitância da nuvem, tanto direta (T_{direta}) como difusa (T_{difusa}). Para separar estes componentes se aplicam as equações 2 e 3 (PLATNICK e OREOPOULOS, comunicação pessoal).

$$T_{directa} = e^{\left(\frac{-COT}{\mu_0}\right)} \quad (2)$$

$$T_{difusa} = T_{total} - T_{directa} \quad (3)$$

Em que, μ_0 é SZA. A classificação do tipo da radiação solar para modelagem neste estudo se determinou baseado nas seguintes condições: se $T_{direta} > T_{difusa}$ se considerou que a radiação entrante foi direta ou se $T_{direta} < T_{difusa}$ foi difusa. Neste caso tanto T_{direta} como T_{difusa} foram média para o raio de 10 km.

4. O SZA

Este parâmetro determina a posição do sol sobre a vertical. Os principais fatores que influem em sua variação são o tempo e a localização geográfica (latitude, longitude e altitude). O SZA define a intensidade da radiação solar em cada área, sendo inversamente proporcional. Neste estudo se usou o algoritmo de posição solar de Reda e Andreas (2004). Este algoritmo considera todos os parâmetros astronômicos para seu cálculo. Se utilizou este algoritmo devido ao menor erro de cálculo dos ângulos zênite e azimute do sol, o erro é de $\pm 0,0003^\circ$ para períodos entre os anos 2000 e 6000.

Calculamos o SZA para todos os dias de amostragem a um minuto de resolução temporal para a seguinte localização geográfica: latitude $-11,95^\circ$, longitude $-75,03^\circ$ e altitude: 5100 m a.n.m. que corresponde ao local de amostragem de neve.

4.1. Estimação do FR

Para estimar o FR como consequência da deposição do CNe se usou o modelo SNICAR (WISCOMBE *et al.*, 1980; TOON *et al.*, 1989; FLANNER *et al.*,

2007) para avaliar o albedo da neve em condições de neve limpa e com impurezas (CNe). Ao integrar a diferença do albedo da neve limpa e com impurezas, com a radiância espectral, se obtém o FR (Equação 4) (PAINTER, BRYANT e SKILES, 2012; STERLE *et al.*, 2013; KASPARI *et al.*, 2014; YANG *et al.*, 2015; NIU *et al.*, 2017).

$$FR = \sum_{0.305 \mu m}^{4.995 \mu m} E \downarrow (\lambda, \theta) \times (\alpha_{lim.}(R_{nieve}, \lambda) - \alpha_{imp.(CNe)}(R_{nieve}, \lambda)) \times \Delta \lambda$$

(4)

Em que, $E \downarrow$ é a radiância espectral entrante proporcionado por CERES, para este estudo se utilizou os valores das 11:30 TL, $\alpha_{lim.}$ é o albedo limpo e $\alpha_{imp.(CNe)}$ é o albedo com impurezas, em este caso só para CNe, ambos proporcionados pelo modelo SNICAR. O modelo SNICAR se configurou da seguinte maneira: método de aproximação de duas teorias, de Hemispheric Mean porque as aproximações Delta-Eddington e Quadrature podem proporcionar albedo negativo no IR próximo em condições de luz difusa (TOON *et al.*, 1989), neste estudo 7 expedições de campo foram determinadas como condições difusa; o albedo da superfície subjacente foi 0,53 considerado para uma superfície de gelo (Armstrong and Brun, 2008); o número de camadas foram 4 (0, 2, 10, 20, 30 cm) na primeira camada se considerou a massa média de CNe. Na tabela 1 se observa alguns dos parâmetros de entrada ao modelo SNICAR.

Tabela 1. Alguns parâmetros de entrada ao modelo SNICAR e a massa do CNe.

Data	Tipo da radiação	SZA (°)	ρ_{nieve} (kg m ⁻³)	R_{nieve} (μm)	CNe (ppb)
2015-11-22	Difusa	9.1	329	250	25.3
2015-12-20	Direta	13.2	337	250	10.0
2016-01-17	Difusa	13.0	358	250	10.8
2016-02-21	Direta	10.8	353	250	3.9
2016-03-20	Difusa	15.3	353	250	43.2
2016-04-17	Difusa	23.9	334	250	8.7

2016-05-22	Difusa	33.1	324	250	29.0
2016-06-29	Direta	36.1	316	250	20.9
2016-07-17	Direta	34.1	319	250	83.9
2016-08-21	Difusa	25.1	317	250	46.8
2016-09-25	Difusa	11.9	320	250	51.5
2016-10-23	Direta	3.5	324	250	38.4

5. RESULTADOS E DISCUSSÕES

5.1. Variação da radiação entrante de onda curta

A variação da radiação solar de SW é representada na Figura 2, com média de $215 \pm 11 \text{ W m}^{-2}$, este valor é maior do que o reportado por Suarez *et al.* (2015) para uma geleira localizada na Cordilheira Quisoquipina (lat. $-13,80^\circ$; lon. $-70,74^\circ$; ele. 5180 m a.n.m.) como uma média anual de $187 \pm 6 \text{ W m}^{-2}$. Provavelmente isso se deve à presença do fenômeno El Niño durante o ano 2016, que provoca a diminuição da nebulosidade e as chuvas na região central e sul dos Andes.

O valor máximo mensal foi registrado em janeiro (235 W m^{-2}), enquanto o mês com menor valor foi fevereiro (202 W m^{-2}), isto ocorre porque fevereiro é o mês com maior umidade e precipitação, portanto o mês com maior cobertura de nuvens, o que atenuou a radiação solar.

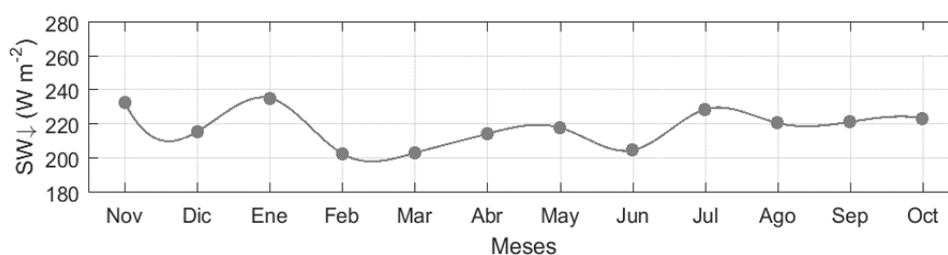


Figura 2. Variação temporal da radiação de onda curta na geleira Huaytapallana para o período novembro de 2015 até outubro de 2016.

5.2. Descrição dos parâmetros de entrada ao modelo SNICAR para a geleira Huaytapallana

Tipos da radiação solar

Foi registrado 7 ocorrências da radiação solar difusa e 5 ocorrências do tipo direta. Geralmente as condições difusas ocorrem no verão austral (dezembro – fevereiro) e outono austral (março-maio), devido a sua localização, nos Andes Centrais e sul de Peru, em uma região tropical bastante úmida com 60% até 71% da umidade relativa (VEETTIL *et al.*, 2017).

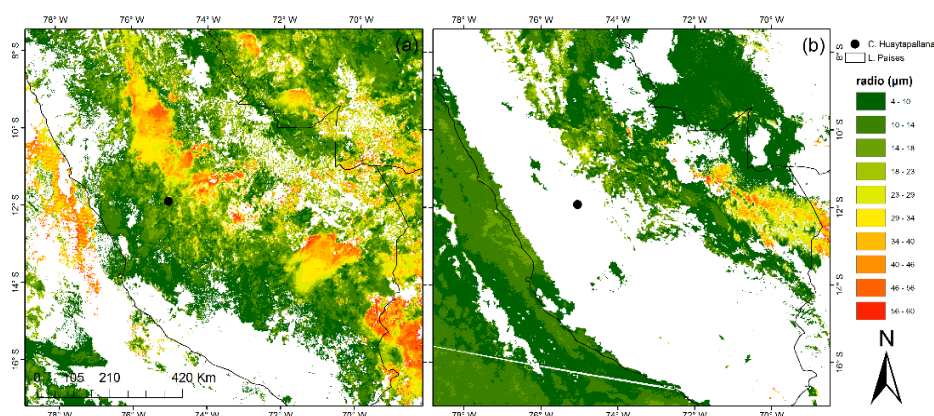


Figura 3. Cobertura de nuvens em termos de seu raio efetivo (a) para 17 de janeiro e (b) para 29 de junho, ponto preto indica a localização da Cordilheira Huaytapallana.

A maior concentração da precipitação acontece no verão e outono, mas também em alguns casos acontece precipitação durante o inverno (junho – julho) e a primavera (setembro – novembro). Na Figura 3 é apresentada a nebulosidade em termos de raio efetivo da nuvem para a região central e sul do Peru, onde observa-se no dia 17 de janeiro de 2016 uma área maior dos Andes e a Amazônia Peruana contendo nuvens (Figura 3a), enquanto que no 29 de junho de 2016 a maior parte dos Andes encontra-se sem nuvens (Figura 3b).

Variação do SZA

Na figura 4a se representa a variação horária do SZA para 4 dias de expedição em diferentes estações sazonais. Observa-se que os valores começam a decrescer conforme transcorrem as horas ao longo do dia até aos valores mais baixos que ocorrem entre às 11:45 até 12:15 TL, passando este horário começam novamente a aumentar. Para o dia 17 de janeiro o valor mais

baixo foi $8,81^\circ$ às 12:11 TL, para o 17 de abril o valor mais baixo foi $22,73^\circ$ às 12:00 TL, para o 17 de julho o valor mais baixo foi $32,96^\circ$ às 12:07 TL e para o 23 de outubro o valor mais baixo foi $0,23^\circ$ às 11:45 TL.

Na Figura 4b se representa a variação do SZA para os dias de expedição de campo tendo como referência o valor das 11:30 TL. Observa-se que a variação para 11:30 TL tem um comportamento bimodal, com o primeiro pico em 20 de dezembro e o segundo em 29 de junho. As estações com os valores mais altos de radiação solar são a primavera e o verão, coincidindo com os menores valores de SZA, enquanto que as estações com menor registro são outono e inverno, período onde o SZA é maior.

Porém, nas estações de primavera, verão e outono a maior parte dos dias o céu encontra-se com nuvens em sua totalidade, isto faz que a energia seja atenuada na atmosfera, mas em dias com o céu parcialmente nublado existe a possibilidade que a nuvem contribua com um efeito positivo de energia conhecido como dispersão multiplex.

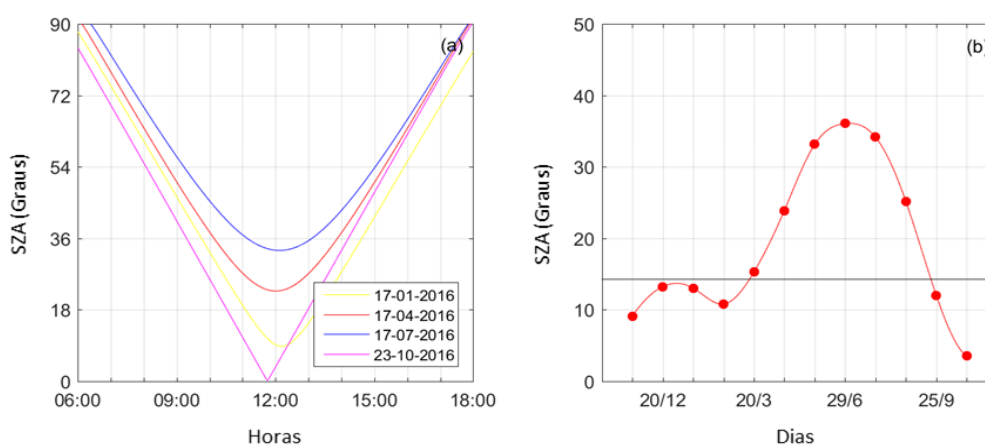


Figura 4. Variação temporal de SZA (a) horário e (b) para às 11:30 TL dos dias de expedição de campo para a geleira Huaytapallana para o período novembro de 2015 até outubro de 2016.

Variação da densidade da neve

Na figura 5 se representa a variação temporal da densidade da camada da neve na geleira Huaytapallana para os dias de expedição. O valor médio foi $332 \pm 15 \text{ Kg m}^{-3}$. Se observa que a densidade oscilou entre $316\text{-}358 \text{ Kg m}^{-3}$. O

CaderNAU- Cadernos do Núcleo de Análises Urbanas, v. 10, n. 1, 2018, p. 29-51.
E-ISSN 2525-7994, ISSN 1982-264

maior valor foi registrado o 17 de janeiro de 2016 e o menor valor o 21 de junho de 2016.

Durante os meses mais frios são registrados os valores mais baixos e nos meses mais quentes os valores mais altos da densidade da neve. Valores similares foram reportados em outros estudos de geleiras no mundo (WINTHER *et al.*, 1998; WARREN *et al.*, 1999). Sobota (2011) reportou que a densidade da neve nas geleiras de Svalbard (lat. -10° até -35° ; lon. 76° até 81°) oscila entre $346-378 \text{ kg m}^{-3}$.

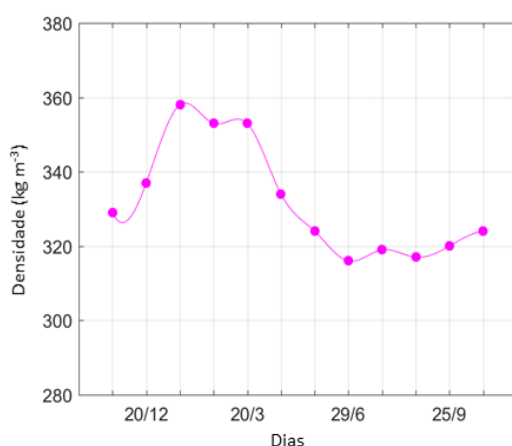


Figura 5. Variação temporal da densidade da camada de neve na geleira Huaytapallana para os dias de expedição de campo para o período novembro de 2015 até outubro 2016.

Variação do CNe

Na figura 6 é mostrado a variação temporal da massa do CNe na camada superficial da neve, entre 0 e 2 cm de profundidade. A média do CNe para todo o período de estudo foi $31,1 \pm 22,2$ ppb, os valores oscilaram entre 4-84 que são similares ao reportado em outros estudos realizados como na Cordilheira Blanca (SCHMITT *et al.*, 2015); no Monte Nyainqentanglha (MING *et al.*, 2013); e na América do Norte central (DOHERTY *et al.*, 2014), com intervalos entre 8-80 ppb; 4-70 ppb, e 5-70 ppb, respectivamente.

Porém, estes valores são menores aos reportados nas geleiras localizadas a norte da China (WANG, DOHERTY e HUANG, 2013), com valores entre 117-1120 ppb. Ressalta-se que em 20 de março de 2016 a

massa do CNe aumentou em 13 vezes em relação ao mês anterior e em 5 vezes o próximo mês. Ao realizar o teste estatístico não paramétrico de Wilcoxon encontra-se diferenças significativas na massa do CNe para o período úmido (setembro – maio) e seco (junho – agosto) com um p-valor de 2.16×10^{-4} .

A massa do CNe aumentou ao longo de tempo, desde maio até outubro de 2016, incluindo a estação seca (junho – agosto). Este aumento provavelmente foi influenciado pelos incêndios de vegetação aberta que acontecem na América do Sul como reporta Vasconcelos *et al.* (2013).

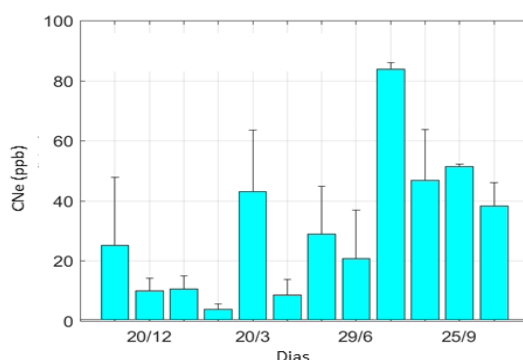


Figura 6. Variação temporal da massa do CNe na neve do glaciador Huaytapallana, as barras apresentam a média e as barras de erro, o desvio padrão para o período novembro de 2015 até outubro de 2016.

Tabela 2. Saídas do modelo SNICAR, redução do albedo da neve e o FR.

Data	SW rad entrante (W m ²)	Albedo sem CNe (%)	Albedo com CNe (%)	Redução do albedo (%)	FR (W m2)
2015-11-22	502.6	84.9	83.4	1.9	8.1
2015-12-20	634.4	74.7	73.7	1.4	6.5
2016-01-17	362.4	84.9	84.1	1.1	3.3
2016-02-21	719.3	74.7	74.2	0.7	3.7
2016-03-20	454.1	84.9	82.7	2.7	10.5
2016-04-17	561.6	84.9	84.2	0.9	4.3
2016-05-22	573.8	84.9	83.2	2.1	10.2

2016-06-29	819.7	75.9	74.5	2.0	12.5
2016-07-17	797.7	75.8	72.0	5.0	30.5
2016-08-21	531.5	84.9	82.6	2.9	12.9
2016-09-25	664.2	84.9	82.4	3.0	17.1
2016-10-23	865.8	74.5	71.9	3.5	22.5

Efeito no albedo e o FR

Na figura 7a é representado a redução do albedo da superfície da geleira Huaytapallana como consequência da deposição do CNe na neve, ela oscilou entre 0,6-5,0%. Valores similares foram reportados em outros estudos (YASUNARI *et al.*, 2010), onde informaram que o limite de redução possível no albedo, devido a deposição do CN na neve das geleiras do Himalaia, se encontra entre 4-5%.

Outros estudos reportam que o albedo da neve do Himalaia diminui entre 2-6% (JACOBI *et al.*, 2015). No estudo de Flanner *et al.* (2007) reportam que um aumento de 500 ppb do CN na neve faz o albedo se reduzir em 10%. Por outra parte, Dumont *et al.* (2014) reportam que o albedo da neve na Groenlândia se reduziu em 13% como consequência da deposição do CN.

No presente estudo os valores mais altos de redução do albedo acontecem durante o período seco (junho – agosto). Na tabela 2 mostra-se os resultados do modelo que evidencia que a deposição das PALs reduz o albedo da superfície e como consequência mais energia fica retida, favorecendo o recuo acelerado das geleiras.

Neste estudo se demonstrou que o FR instantâneo, como consequência da deposição do CNe na neve da geleira Huaytapallana (Figura 7b), contribuiu na média, para todo o período de estudos, $11,8 \pm 7.8 \text{ W m}^{-2}$, que é o dobro do reportado por (MING *et al.*, 2013) com um FR do CN média de 6 W m^{-2} (aproximadamente 5% do forçamento total) nas geleiras da Ásia alta.

Os valores de FR oscilaram entre $3-30 \text{ W m}^{-2}$. O estudo de Flanner *et al.* (2007), estimaram que o FR devido à presença do CN sobre algumas geleiras do Planalto Tibetano, excedem os 20 W m^{-2} . Sterle *et al.* (2013) reportaram que

a deposição do CN na neve gera um FR que oscila entre 20-40 W m⁻² durante abril e maio em Serra Nevada. No Planalto Tibetano a deposição do CN contribui com o FR entre 1-141 W m⁻² (ZHANG *et al.*, 2017), mas estes valores são menores dos reportados por Niu *et al.* (2017), reportaram valores de FR entre 76-147 W m⁻² para a mesma região.

Ao analisar os valores do FR por estações sazonal, observa-se um aumento de 157% durante o inverno (junho – julho) e 134% para a primavera (setembro – novembro), no entanto estes valores se reduzem para o verão (dezembro – fevereiro) em 62% e para outono (março – maio) em 29%, em relação à média geral.

Finalmente, fazendo um teste estatístico de Spearman com um nível de significância 5% se observa uma forte correlação positiva entre o CNe e o FR ($FR = 0.31 \times CNe + 1.98$, $R^2 = 0.87$, $p - \text{valor} = 4.43 \times 10^{-4}$). Portanto, o impacto da deposição do CNe no recuo da geleira Huaytapallana é um fator importante e deve ser considerado nos modelos hidrológicos de previsão futura de disponibilidade de água.

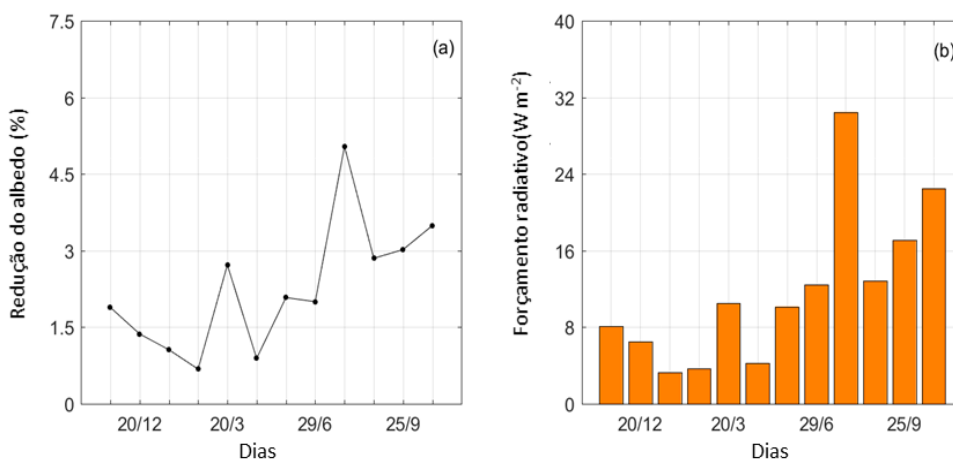


Figura 7. Redução do albedo da superfície (a) e do FR (b) pela deposição do CNe na neve da geleira Huaytapallana para o período novembro de 2015 até outubro de 2016.

6. CONCLUSÕES

Neste estudo se apresentam as primeiras medições de campo da deposição do CNe na neve da geleira Huaytapallana. A massa média do CNe na camada superficial foi $31,1 \pm 22,2$ ppb. A massa do CNe mostra uma forte variação temporal com valores que oscilam entre 4-84 ppb, com aumento durante o inverno e a primavera.

A redução do albedo da superfície da geleira, induzido pela presença do CNe, oscilou entre 0,6-5%. E foi estimado que o FR do CNe na neve da geleira Huaytapallana foi $11,8 \pm 7,8$ W m⁻², mas ao analisar por estações sazonal este valor aumenta significativamente para inverno em 157% e primavera em 134%, em relação à média.

Finalmente, se observou que existe uma correlação positiva forte entre o CNe e o FR ($R^2 = 0.87$), o que sugere que a presença do CNe na geleira Huaytapallana é um fator importante nos processos de ablação e deve ser considerado nos modelos hidrológicos de previsão futura de disponibilidade de água.

AGRADECIMENTOS

Se agradece a Dr. Mark Flanner por proporcionar o código fonte do modelo SNICAR e por sua orientação em seu uso. A Dr. Steven Platnick por sua orientação com a metodologia para determinar o tipo de radiação solar incidente. Assim mesmo à “*United States Agency for International Development*” (USAID) pelo financiamento desta pesquisa através do Projeto PEER-Aerosoles “*Impact of transboundary biomass burning pollution transport over the Central Andes of Peru*” do “*Partnerships for Enhanced Engagement in Research*” (PEER) do programa de ciências da “*National Academy of Sciences*” (NAS). Também a CAPES pela bolsa concedida ao primeiro autor.

7. BIBLIOGRAFIA

ANA. **Inventario de Glaciares y Lagunas**. 2014 Available at:

CaderNAU- Cadernos do Núcleo de Análises Urbanas, v. 10, n. 1, 2018, p. 29-51.
E-ISSN 2525-7994, ISSN 1982-264

<http://www.ana.gob.pe/media/981508/glaciares.pdf>.

ANDREAE, M. O. *et al.* (2012) 'Carbon monoxide and related trace gases and aerosols over the Amazon Basin during the wet and dry seasons'. **Atmospheric Chemistry and Physics**, 12(13), 2012, p. 6041–6065.

ARMSTRONG, R. L. e BRUN, E. *Snow and Climate: Physical Processes, Surface Energy Exchange and Modeling*. Cambridge University Press, 2008.

BARNETT, T. P., ADAM, J. C. e LETTENMAIER, D. P. (2005) 'Potential impacts of a warming climate on water availability in snow-dominated regions', **Nature**. 438(7066), 2005, p. 303–309.

BOND, T. C. *et al.* 'Bounding the role of black carbon in the climate system: A scientific assessment', **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**. Wiley-Blackwell, 118(11), 2013, p. 5380–5552.

BOURGEOIS, Q., EKMAN, A. M. L. e KREJCI, R. (2015). Aerosol transport over the Andes from the Amazon Basin to the remote Pacific Ocean: A multiyear CALIOP assessment'. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**. Wiley-Blackwell, 120(16), 2015, p. 8411–8425.

BURY, J. T. *et al.* 'Glacier recession and human vulnerability in the Yanamarey watershed of the Cordillera Blanca, Peru', **Climatic Change**. 105(1–2), 2011, p. 179–206

CHEVALLIER, P. *et al.* 'Climate change threats to environment in the tropical Andes: glaciers and water resources. **Regional Environmental Change**. 11(S1), 2011, p. 179–187.

DOHERTY, S. J. *et al.* 'Black carbon and other light-absorbing particles in snow of central North America', **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**. 119(22), 2014, p. 12.

DUMONT, M. *et al.* 'Contribution of light-absorbing impurities in snow to Greenland's darkening since 2009. **Nature Geoscience**, 7(7), 2014, p. 509–512.

FLANNER, M. G. *et al.* (2007). Present-day climate forcing and response from black carbon in snow. **Journal of Geophysical Research**. 112(D11), 2007, p. D11202..

JACOBI, H.-W. *et al.* 'Black carbon in snow in the upper Himalayan Khumbu Valley, Nepal: observations and modeling of the impact on snow albedo, melting, and radiative forcing. **The Cryosphere**, 9(4), 2015, p. 1685–1699

KASPARI, S. *et al.* 'Seasonal and elevational variations of black carbon and dust in snow and ice in the Solu-Khumbu, Nepal and estimated radiative forcings. **Atmospheric Chemistry and Physics**, 14(15), 2014, p. 8089–8103.

KRECL, P. *et al.* Screening of short-lived climate pollutants in a street canyon in a mid-sized city in Brazil. **Atmospheric Pollution Research**. 7(6), 2016, p. 1022–1036.

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

MARK, B. G. e 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**. 24(20–21), 2005, p. 2265–2280.

MING, J. *et al.* An overview of black carbon deposition in High Asia glaciers and its impacts on radiation balance. **Advances in Water Resources**. 55, 2013, p. 80–87.

MOLINA, L. T. *et al.* Pollution and its Impacts on the South American Cryosphere, **Earth's Future**. 3(12), 2015, p. 345–369.

MOYA ÁLVAREZ, A. S., ARREDONDO, R. E. e YULI POSADAS, R. Á. (2017) DETERMINACIÓN DE LA PRESENCIA DE PARTÍCULAS (PM10) EN PERÚ PRODUCIDAS POR QUEMA DE BIOMASA CON AYUDA DE MODELOS NUMÉRICOS. **Revista Internacional de Contaminación Ambiental**, 33(1),

2017, p. 99–108.

NIU, H. *et al.* In-situ measurements of light-absorbing impurities in snow of glacier on Mt. Yulong and implications for radiative forcing estimates. **Science of The Total Environment**, 581–582, 2017, p. 848–856.

PAINTER, T. H. *et al.* End of the Little Ice Age in the Alps forced by industrial black carbon.. **Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America**. National Academy of Sciences, 110(38), 2013, p. 15216–21.

PAINTER, T. H., BRYANT, A. C. e SKILES, S. M. Radiative forcing by light absorbing impurities in snow from MODIS surface reflectance data. **Geophysical Research Letters**, 39(17), 2012, p. n/a-n/a.

PLATNICK, S. e OREOPOULOS, L. Radiative susceptibility of cloudy atmospheres to droplet number perturbations: 1. Theoretical analysis and examples from MODIS. **Journal of Geophysical Research**. 113(D14), 2008, p. D14S20.

REDA, I. e ANDREAS, A. Solar position algorithm for solar radiation applications. **Solar Energy**. 76(5), 2004, p. 577–589.

SCHMITT, C. G. *et al.* . Measurements of light-absorbing particles on the glaciers in the Cordillera Blanca, Peru. **The Cryosphere**, 9(1), 2015, p. 331–340.

SILVA, Y., TAKAHASHI, K. e CHÁVEZ, R. Dry and wet rainy seasons in the Mantaro river basin (Central Peruvian Andes). **Advances in Geosciences**, 14 2008, p. 261–264.

SOBOTA, I. Snow accumulation, melt, mass loss, and the near-surface ice temperature structure of Irenebreen, Svalbard', **Polar Science**. 5(3), 2011, p. 327–336.

STERLE, K. M. *et al.* Retention and radiative forcing of black carbon in eastern Sierra Nevada snow. **The Cryosphere**, 7(1), 2013, p. 365–374.

SUAREZ, W. *et al.* Balance energético neto (2012-2014) y evolución temporal del nevado Quisoquipina en la región de Cusco (1990-2010). **REVISTA PERUANA GEO-ATMOSFÉRICA**, 4, 2015, p. 85–92.

TOON, O. B. *et al.* Rapid calculation of radiative heating rates and photodissociation rates in inhomogeneous multiple scattering atmospheres. **Journal of Geophysical Research**. 94(D13), 1989, p. 16287.

VASCONCELOS, S. S. de *et al.*. Variability of vegetation fires with rain and deforestation in Brazil's state of Amazonas. **Remote Sensing of Environment.**, 136, 2013, p. 199–209.

VEETTIL, B. K. *et al.* Glacier monitoring and glacier-climate interactions in the tropical Andes: A review. **Journal of South American Earth Sciences**. 77, 2017, p. 218–246.

VERGARA, W. *et al.* Economic impacts of rapid glacier retreat in the Andes. **Eos, Transactions American Geophysical Union**, 88(25), 2007, p. 261–264.

WANG, X., DOHERTY, S. J. e HUANG, J. Black carbon and other light-absorbing impurities in snow across Northern China. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, 118(3), 2012, p. 1471–1492.

WARREN, S. G. *et al.* Snow Depth on Arctic Sea Ice. **JOURNAL OF CLIMATE**, 12, 1999, p. 1814–1829.

WINTHER, J.-G. *et al.* . Snow accumulation distribution on Spitsbergen, Svalbard, in 1997. **Polar Research**, 17(2), 1998, p. 155–164.

WISCOMBE, W. J. *et al.* A Model for the Spectral Albedo of Snow. I: Pure Snow', **Journal of the Atmospheric Sciences**, 37(12), 1980, p. 2712–2733.

YANG, S. *et al.* Climate effect of black carbon aerosol in a Tibetan Plateau glacier. **Atmospheric Environment**, 111, 2015, p. 71–78.

YASUNARI, T. J. *et al.* 'Estimated impact of black carbon deposition during pre-monsoon season from Nepal Climate Observatory – Pyramid data and snow

albedo changes over Himalayan glaciers. **Atmospheric Chemistry and Physics**, 10(14), 2010, p. 6603–6615.

ZHANG, Y. *et al.* 'Light-absorbing impurities enhance glacier albedo reduction in the southeastern Tibetan plateau. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**. 122(13), 2017, p. 6915–6933.

Recebido em 20 de outubro de 2018. Aceito em 08 de dezembro de 2018.