



ISSN:1984-2295

Revista Brasileira de Geografia Física

Homepage: www.ufpe.br/rbgfe



Análise dos Registros Históricos e Paleoclimáticos da Variabilidade da Precipitação na Região Tropical da América Do Sul

Tainã Costa Peres¹, Éder Leandro Bayer Maier²

¹ Mestranda em Geografia - Universidade Federal do Rio Grande (FURG), Campus Carreiros. Endereço: Av. Itália km 8 Bairro Carreiros, CEP: 96.203-900, Rio Grande (RS), Brasil, e-mail: tainacperes@gmail.com (autor correspondente).

² Doutor em Geografia, professor da Universidade Federal do Rio Grande (FURG), Campus Carreiros. Endereço: Av. Itália km 8 Bairro Carreiros, CEP: 96.203-900, Rio Grande (RS), Brasil, e-mail: edermaier@gmail.com.

Artigo recebido em 21/07/2017 e aceite em 02/04/2018

RESUMO

Mudanças climáticas e ambientais do ciclo hidrológico da América do Sul são amplamente investigadas, mas ainda existem indagações devido à complexidade do ciclo. Para identificar padrões espaço-temporais dessas mudanças analisou-se a variabilidade climática da precipitação, em 32 estações meteorológicas, e da razão isotópica do oxigênio dezoito ($\delta^{18}\text{O}$) do testemunho de gelo do Nevado Illimani-Bolívia, entre 1929-1998. Calcularam-se as anomalias da precipitação, que são obtidas pela subtração da média mensal das amostras. As séries foram divididas em dois períodos, antes e depois de 1970, pois é nessa década que o clima global apresenta uma ruptura no balanço térmico. Para as análises utilizou-se estatística descritiva e inferencial. As médias mensais da precipitação tropical podem variar entre ~50 mm e ~450 mm, mas as anomalias podem atingir 100% dessas magnitudes. O desvio padrão evidencia um aumento do mesmo após 1970 (em 84% das estações), existindo uma menor certeza de ocorrência do padrão sazonal das chuvas. Já os dados paleoclimáticos evidenciam maior amplitude de variação do $\delta^{18}\text{O}$ após 1970, sendo relacionado às maiores variações do processo de evaporação e precipitação da água sobre o continente. As linhas de tendência evidenciaram um aumento das chuvas entre 1929-1998 em 81% das estações, principalmente as que se localizam sobre as zonas de convergência tropical. Já nas bordas dessas zonas observam-se tendências negativas da precipitação. A variabilidade climática na região tropical do continente pode estar associada a fatores remotos e locais como, o aumento da temperatura global e a mudança no uso do solo (savanização da Amazônia).

Palavras-chave: clima; água; testemunho de gelo.

Historical and Paleoclimatic Register Analysis of Precipitation Variability in the South American Region

ABSTRACT

Climate changes and hydrological cycle variability of South America have been widely researched, but there are still affairs owing the complexity of the cycle and relationship between biosphere, lithosphere and atmosphere. Wherefore, the climatic variability of precipitation (1929-1998) observed in 32 meteorological stations and the ratio of stable isotopes oxygen-18 ($\delta^{18}\text{O}$) of the Nevado Illimani-Bolivia, are analyzed to identification spatial-temporal patterns of climate change. The precipitation anomalies were calculated, with subtraction of the monthly mean of samples. The time series analysis was divided in two periods, before and after 1970's, because this decade exhibit global thermal balance rupture and used descriptive statistics (mean and standard deviation) and inferential statistics (linear regression) to quantify the precipitations variability. The tropical precipitation monthly varies between ~ 50 mm and ~ 450 mm, and the anomalies can attain 100% of these magnitudes, but after 1970's increase uncertainty of rainfall seasonal pattern occurrence (in 84% of the meteorological stations). The paleoclimatic data evidenced lager variations evaporation-precipitation process on America South Continent because the more amplitude of $\delta^{18}\text{O}$ variation after 1970. The trend line analysis show an increase in rainfall on convergence tropical zones between 1929 and 1998 (81% of the meteorological stations) and decrease in precipitations on zones convergence periphery. The tropical precipitations

variability on South America can be associated the remote and local factors, for example, global warming and land use change (Amazonian savannization process).

Keyword: climate; water, ice core.

Introdução

No sistema ambiental do planeta Terra a água é considerada um agente controlador da vida, sendo encontrada em todos os compartimentos terrestres (litosfera, biosfera, hidrosfera, atmosfera e criosfera). Nesse contexto, a distribuição espacial e temporal das chuvas são os principais mecanismos controladores da abundância de água nos sistemas ambientais do planeta, de maneira que, a sua variabilidade determina diferentes volumes mensais e sazonais. Evidentemente, a biosfera, bem como o ser humano, tem sua dinâmica condicionada pelo ciclo da água (Conti e Furlan, 1992).

O clima da Terra é dinâmico e sofre alterações devido às oscilações naturais do sistema. Além disso, é possível que o somatório dos impactos ambientais negativos, de origem antrópica, altere o balanço térmico e hídrico em uma escala planetária. Segundo Marengo (2006), o clima regional e global pode mudar com o desmatamento, queima de combustíveis fósseis e outras atividades associadas ao uso da terra, como agricultura, e construção de grandes cidades.

Por exemplo, a queima de combustíveis fósseis, eleva a concentração de gás carbônico e, assim, eleva a temperatura do planeta, causando um grande impacto no sistema ambiental. Nesse cenário, as atividades humanas vêm afetando os ecossistemas naturais rapidamente, mas estes não têm capacidade de adaptação em curta escala temporal (décadas), eles se equilibram às mudanças no clima natural que ocorrem em grande escala temporal (séculos e milênios) (Salazar, 2010).

Sabe-se que os avanços tecnológicos e científicos ampliaram o conhecimento sobre a variabilidade climática natural e antropogênica do planeta. Concomitantemente, as interpretações de registros glaciológicos (testemunhos de gelo) contribuíram para compreensão do clima, visto que conservam informações pretéritas sobre o balanço térmico e hídrico do planeta com alta resolução temporal (Thompson, 1993).

Nesse contexto, o presente trabalho tem como objetivo investigar a variabilidade climática da região tropical da América do Sul (AS), usando registros históricos da precipitação do último século e a série temporal do $\delta^{18}\text{O}$ (razão isotópica

do oxigênio dezoito) do Nevado Illimani (Bolívia), no período entre 1929-1998 para identificar padrões espaço-temporais de mudanças climáticas no ciclo hídrico da América do Sul.

Destaca-se que a América do Sul é um vasto continente, e em virtude disso, possui distintos regimes climáticos. Sua disposição bi-hemisférica e sua configuração orográfica (Cordilheira dos Andes) formam a grande diversidade climática desse continente (Reboita et al., 2010). Além disso, situa-se a norte-noroeste da AS densa Floresta Tropical Amazônica, a qual é rica em biodiversidade, possui abundância de recursos hídricos e tem papel fundamental no ciclo hidrológico desse continente (Marengo, 2006). Todas essas características, somadas a circulação atmosférica, caracterizam distintos regimes pluviométricos ao longo do continente.

Mudanças climáticas

O clima do planeta Terra possui ciclos naturais de resfriamento e aquecimento, que são influenciados tanto por forçantes externas, como por forçantes internas (Marengo, 2006). Essas características, somada aos movimentos da Terra, definem a quantidade de radiação solar que cada região do globo está exposta, determinando diretamente as regiões com excesso e déficit de energia. Portanto, variações associadas a essas forçantes podem causar naturalmente, ou não, mudanças climáticas no planeta (Marengo, 2006).

As forçantes externas estão associadas aos movimentos orbitais do planeta, tais como a precessão dos equinócios, a obliquidade da Terra e as variações na excentricidade da órbita terrestre ao redor do Sol. Ressalta-se que esses movimentos são cíclicos e influenciam diretamente no clima planetário. O movimento de precessão dos equinócios, a obliquidade da Terra, somados a as variações na excentricidade da órbita terrestre ao redor do Sol compõem o Ciclo de Milankoitch.

A precessão dos equinócios é relacionada à orientação da inclinação do eixo de rotação, sendo que a Terra realiza um deslocamento circular em torno de sua própria elipse (como um peão) em um ciclo temporal de aproximadamente 25.800 anos. Esse movimento tem como principal consequência a alteração

das datas de ocorrência dos solstícios e equinócios (Silva, 2006).

O eixo de inclinação ou obliquidade da Terra possui uma variação gradual entre 21,5° e 24,5° que influencia na distribuição de energia no globo em um ciclo de 41 mil anos. Um ângulo de inclinação menor expõe uma menor área aos raios solares a 90° de incidência, conseqüentemente, a região tropical é menor, enquanto que um ângulo de inclinação maior expande a região tropical (Bigg, 2003).

Atualmente, o eixo de inclinação da Terra é de 23,5°, e há um progressivo aumento do ângulo da obliquidade da Terra, ampliando a transformação da energia solar em calor, caracterizando um período interglacial. Adicionalmente, as estações sazonais são mais intensas como, por exemplo, os invernos são mais frios e os verões mais quentes (Bigg, 2003).

A órbita da Terra possui uma variação cíclica na sua excentricidade em um período de 100 mil anos, quando sua órbita pode ser mais elíptica (alta excentricidade) ou mais circular (baixa excentricidade) alterando a quantidade e de energia interceptada pela Terra. Em síntese, os Ciclos de Milankovitch, determinam as variações na quantidade de energia solar que chegam à Terra e sua transformação em calor, conseqüentemente, também influenciam no clima terrestre, definindo as eras Glaciais e Interglaciais (Bigg, 2003).

Dos três movimentos descritos acima, as mudanças no eixo de inclinação da Terra é que mais afeta o balanço de energia planetário. Outra forma natural e externa que afeta o clima e a distribuição de energia no globo são as atividades relacionadas ao Sol. Ele possui períodos de maior ou menor atividade em um ciclo de aproximadamente 11 anos (Cecatto, 2003).

Além das forçantes externas, o clima terrestre sofre influências internas. As componentes - litosfera, biosfera, hidrosfera, criosfera e atmosfera - que compõem o planeta Terra e formam o sistema ambiental são dinâmicas e possuem fluxos de massa e energia que interagem entre si e causam alterações climáticas em escala planetária.

Nesse contexto, destaca-se o efeito estufa, que se formou em períodos de atividade geológica intensa que lançaram grandes volumes de gases estufas na atmosfera. Com o aumento da

concentração dos gases, o ar sofre um aquecimento na baixa atmosfera, aumentando o efeito estufa e podendo refletir em mudanças no clima terrestre (Marengo, 2006).

Além das fontes naturais dos gases do efeito estufa, atualmente as atividades desenvolvidas pelo homem, como as industriais, a queima de combustíveis fósseis e etc. disponibilizam gases para a atmosfera, tornando-se um fator expressivo no contexto das mudanças climáticas. Desde 1750 (Revolução Industrial) se tem registrado aumentos elevados na concentração dos gases estufa, principalmente do dióxido de carbono (CO₂) (Marengo, 2006).

Segundo Marengo (2006), de 1760 a 1960 os níveis de concentração desse gás aumentaram 40 partes por milhão (ppm) – de 277ppm para 317ppm, e de 1960 a 2001 o aumento foi de 54ppm – de 317ppm para 371ppm. Logo, com o aumento dos gases estufas o calor passou a ficar retido, aumentando a temperatura do planeta.

O Painel Intergovernamental de Mudanças Climáticas (IPCC) afirmou, em seu terceiro relatório de avaliação, que a temperatura média da atmosfera aumentou 0,6°C durante o século XX (IPCC, 2001). Segundo o IPCC (2013), os aumentos das concentrações atmosféricas de CO₂ ocorreram devido às emissões da queima dos combustíveis fósseis e às emissões líquidas pela modificação de uso da terra.

No período entre 1750 e 2011, o IPCC afirma que foram emitidos pelas atividades humanas cerca de 555 GtC (1 Gigatonelada de carbono = 1 GtC = 1,015 gramas de carbono). Sendo que a maioria foi emitida por combustíveis fósseis, produção de cimento e pelas mudanças no uso da terra (IPCC, 2013).

Segundo Marengo (2006), observam-se algumas conseqüências das mudanças climáticas nos glaciais tropicais da AS. Esses glaciais estão perdendo massa, principalmente pelo aumento do derretimento e/ou pela diminuição da precipitação de neve nas áreas de altas altitudes. Já os ecossistemas terrestres estão adaptando-se ou colapsando frente a tais mudanças, visto que as geleiras são fontes de água líquida nas cumeadas do relevo e o aumento das temperaturas favorece a colonização da flora e fauna em altitudes mais elevadas.

Mudanças do uso da terra

As mudanças de uso da terra na AS desde o final do século XX, e especificamente em algumas regiões do Brasil, acarretam em efeitos e

impactos no balanço energético e hídrico do continente. Segundo Buenafuente (2010), as mudanças oriundas de atividades humanas na ocupação e no uso da terra ocasionaram em modificações no equilíbrio dinâmico natural dos ecossistemas.

Nas áreas de fronteiras agrícolas, como na região Centro-Oeste (cerrados) e na Amazônia brasileira (floresta tropical), há acentuada degradação ambiental e, por consequência, vários problemas ambientais. Até a década de 70 tais regiões eram pouco afetadas pelas atividades antrópicas, após esse período, em função de incentivos fiscais, elas foram fortemente atingidas pela exploração humana, principalmente para atividades agrícolas. Os ecossistemas naturais, como a floresta e o cerrado, deram lugares a culturas de grãos com ciclo curto ou ao pastoreio. Essas mudanças de uso da terra impactam não só os solos e os cursos dos rios (Ross, 1998), mas também o ciclo hidrológico local, regional e até da América do Sul em função das conexões atmosféricas.

A Floresta Amazônica e o Cerrado são biomas muito diversificados, tanto em clima (possuem sazonalidades específicas) como em ecossistema, e por isso exercem um importante papel na conjuntura das mudanças climáticas (Buenafuente, 2010). Além disso, esses biomas também são afetados pelos eventos extremos, assim como pelas próprias mudanças no clima (Salazar, 2010).

De acordo com Salazar (2010), existe uma relação bidirecional entre vegetação e clima, em várias escalas temporais e espaciais. A distribuição da vegetação é determinada, em princípio, pelas condições climáticas. No entanto, alterar a distribuição e a estrutura da vegetação pode influenciar no clima, pois tais alterações modificam os fatores biofísicos, como o albedo superficial e a rugosidade da superfície, por exemplo. Esses fatores afetam a disponibilidade de água no clima local. Um exemplo dessa interação pode ser observado em algumas localidades da Floresta Amazônica, principalmente, no Sul e no Leste, que estão vulneráveis ao processo de savanização, isto é, modificação da floresta tropical por uma vegetação de menor porte, com capacidade de adaptação a climas mais quentes e secos.

No contexto da importância da Floresta Amazônica ressalta-se, além da biodiversidade, o papel da mesma na precipitação tanto local (processo de reciclagem da água), como para o continente sul-americano. Metade da chuva da

Amazônia é atribuída a evapotranspiração das árvores. No entanto, transformar área de floresta tropical em pastagens pode afetar significativamente esse processo de reciclagem, visto que a evapotranspiração é proporcional à área foliar. Com essa modificação os índices de chuvas seriam reduzidos também nas regiões Centro-Oeste, Centro-Sul e Sul do Brasil (Fearnside, 2003).

Em suma, todas essas mudanças envolvem: 1) perda da capacidade produtiva dos ecossistemas da Amazônia e do Cerrado; 2) redução da ciclagem da água pela Floresta Amazônica (em virtude da perda de evapotranspiração); e 3) contribuição ao efeito estufa. Tais ações implicam em consequências a nível local, regional e até mesmo global (Fearnside, 2003). Adicionalmente, a Amazônia é vulnerável aos efeitos das mudanças climáticas, principalmente na conservação de sua biodiversidade e manutenção dos 20% da água doce do planeta, pois sua escassez pode provocar problemas de várias magnitudes, de alcance local e global (Gomes, 2010).

As chuvas são consideradas uma variável climática fundamental para o equilíbrio do sistema ambiental, visto que a água é um regulador térmico e controlador da biodiversidade nos ecossistemas (Peres e Maier, 2016). Qualquer alteração no sistema climático causa sinais e impactos nos ciclos de precipitação. Nesse sentido, a proposta concentra esforços na interpretação dos registros pluviométricos de 4 regiões do continente sul-americano: 1) Amazônia; 2) Nordeste do Brasil e Minas Gerais e 3) Região Centro-oeste do Brasil; e 4) Bolívia. Para mais informações sobre as características climáticas destas regiões consulte Peres e Maier (2016).

Testemunho de Gelo do Nevado Illimani

Os testemunhos de gelo são adquiridos através das perfurações verticais em geleiras e mantos de gelo. As análises físicas e químicas do testemunho e da água como, por exemplo, a análise da composição isotópica do oxigênio dezoito, podem fornecer informações históricas do sistema ambiental planetário ou regional. No entanto, eles são considerados os melhores registros da variação climática, pois preservam informações sobre o balanço térmico-hídrico com alta resolução temporal (Thompson, 1993).

Nessa conjuntura, o estudo concentra-se na interpretação da série temporal da razão

isotópica do oxigênio dezoito ($\delta^{18}\text{O}$), a qual foi obtida a partir da extração e análise do testemunho de gelo do Nevado Illimani, localizado na Bolívia (BO). Esse testemunho preserva informações das condições ambientais da região tropical da AS até o Último Máximo Glacial (cerca de 18 mil anos antes do presente), de maneira que, os primeiros 50 m foram formados por precipitações ocorridas no último século (XX) (Ramirez et al., 2003).

Segundo Vimeus et al. (2005), a série temporal do $\delta^{18}\text{O}$ do Nevado Illimani guarda informações pretéritas do ciclo hidrológico, porque a neve que precipita nessa geleira é evaporada no Oceano Atlântico e recicla-se sobre a América do Sul.

A água é composta por hidrogênio e oxigênio, os quais possuem diferentes massas atômicas. A massa atômica do oxigênio pode conter 16 ou 18 daltons. Em ambientes de baixa e média latitude a razão entre o número de moléculas de O^{16} e O^{18} está relacionada ao ciclo hidrológico, sendo que as massas de água que evaporam dos oceanos possuem uma razão isotópica maior do que as que reciclam sobre os continentes (Dansgaard, 1954). Adicionalmente, a reciclagem da água pode compor 50% da

precipitação no interior do continente sul-americano (Nóbrega et al., 2005). Cada processo de evaporação e precipitação da água sobre o continente diminui a razão isotópica do oxigênio em cerca de 3 por mil (‰) (Dansgaard, 1964).

Para mais informações sobre o processo de reciclagem da água sobre o continente sul-americano e a variabilidade do $\delta^{18}\text{O}$ consulte Peres e Maier (2016).

Material e métodos

Para caracterizar a variabilidade climática da região tropical da América do Sul, bem como, para explorar evidências das mudanças climáticas, especialmente às originadas pelas alterações ambientais do último século, utilizaram-se séries temporais da precipitação e da razão isotópica do oxigênio dezoito. Foram selecionadas 32 séries de precipitação de estações meteorológicas distribuídas na região tropical da América do Sul, e a série temporal do $\delta^{18}\text{O}$ do Nevado Illimani (6350 m, 16°37'S, 67°46'W) que se situa próximo a capital da Bolívia (La Paz) e do Lago Titica (Figura 1).

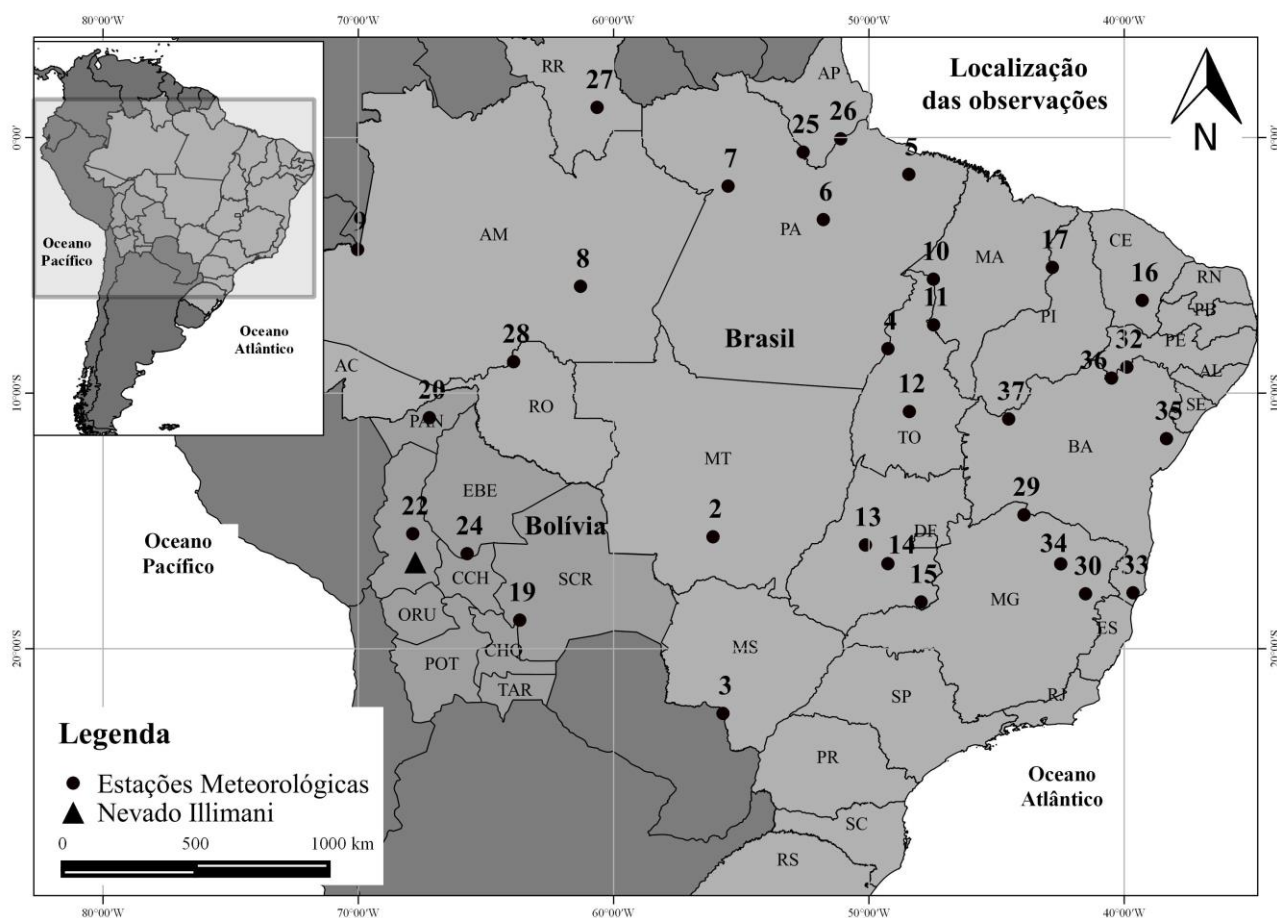


Figura 1. Mapa de localização da área de estudo.

Aquisição de tratamento dos dados

Informações detalhadas sobre as etapas de aquisição e tratamento de dados podem ser encontrados em Peres e Maier (2016). De forma sucinta, descreve-se o tratamento dos dados utilizados nesse estudo.

Os totais mensais da precipitação foram coletados em 32 estações meteorológicas distribuídas ao longo da região tropical do continente sul-americano (Figura 1). Os dados foram disponibilizados gratuitamente pela Agência Nacional de Águas – ANA (Brasil) e pelo Serviço Nacional de Meteorologia e Hidrologia (Bolívia). Utilizou-se, nas análises, anomalias da precipitação, as quais são obtidas pela subtração da média mensal das amostras. Essa subtração retira o ciclo sazonal e maximiza os efeitos das perturbações do ciclo da precipitação.

Séries históricas de precipitação podem conter falhas, isto é, dados faltantes. Com intuito de completar tais séries, integraram-se bases de dados modelados disponibilizados gratuitamente pela Universidade de *Delaware*. Essa base compila observações da rede global de climatologia histórica e interpola esses dados em uma grade de 0,5° de latitude e longitude (Matsuura e Willmott, 2009). Essa normal climatológica é usada quando não há dados observados em uma série temporal. Já a carência de dados observados em grandes áreas é suprida pela interpolação (Willmott et al., 1985). Essa metodologia, utilizada pela Universidade de *Delaware*, gera uma das melhores estimativas da precipitação sobre a América do Sul, sendo aceito uma confiabilidade de 95%, quando comparado com as observações.

O testemunho de gelo do Nevado Illimani foi extraído em junho de 1999 por uma equipe franco-suíça, a qual acondicionou e transportou as amostras até o *Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement* (LSCE) na França. Esse testemunho possui 136,7 m de comprimento. Nesse estudo foram usados dados dos primeiros 50 m do testemunho de gelo, os quais são oriundos do acúmulo de neve precipitada entre o período 1929–1998.

Para mensurar o $\delta^{18}\text{O}$, esse testemunho foi fragmentado em seções de 7 cm e derretido. Essa água foi analisada em um espectrômetro de massa de razões isotópicas. A fragmentação originou, em média, uma amostra para 1,1 mês, ou seja, a

resolução temporal do mesmo é considerada mensal (Ramirez et al., 2003).

A mensuração dessa variável ($\delta^{18}\text{O}$) é representada em partes per mil (‰), visto que a variação das razões entre oxigênio 16 e 18 é pequena, conforme a seguinte equação:

$$\delta^{18}\text{O} = \left[\frac{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{amostra}}}{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{padrão}}} - 1 \right] * 1000 \quad (\text{Eq. 1})$$

onde padrão é uma amostra arbitrária que contém porcentagem de isótopos estáveis semelhantes a composição média do oceano (Craig, 1961b). Essa razão resulta em valores negativos, porque as amostras empobrecidas de O^{18} são relativizadas com uma amostra de referência (Eq. 1).

Técnicas Estatísticas

As análises estatísticas dividiram-se em duas fases: 1º) caracterização das séries temporais utilizando estatística descritiva; e 2º) análise da linha de tendência. Todos os procedimentos estatísticos foram realizados no programa MatLab.

Caracterização das séries temporais utilizando estatística descritiva

As análises empregando estatística descritiva foram realizadas nas anomalias das séries históricas de precipitação e na da série do $\delta^{18}\text{O}$. Tais análises compreenderam a mensuração da média (μ), para descrever de forma resumida os dados analisados, e do desvio padrão (S), o qual indica a variação das anomalias da precipitação (Toledo e Ovalle, 1992). Esse procedimento fragmentou cada série em duas partes, sendo uma referente ao período entre 1929 a 1970 e outra entre 1970 a 1998, visto que em uma análise visual prévia das variáveis estudadas, identificaram-se diferentes ciclos e amplitudes de variação, bem como Tavares (2007) mostra um aumento do aquecimento nos dois hemisférios após a década de 70.

Linha de tendência

A linha de tendência por regressão linear (Eq. 2) foi utilizada para mensurar a distribuição temporal da precipitação no período entre 1929 e 1998. Mostrando o comportamento de acréscimo ou decréscimo da precipitação, fazendo uma generalização do comportamento dos ciclos temporais que influenciam nos máximos e

mínimos do conjunto de dados observado. Essa linha contém uma equação de 1º grau, onde o fator de multiplicação é positivo ou negativo, indicando aumento ou diminuição da precipitação (Eq. 2), respectivamente. O fator de multiplicação (p1) indica se a linha possui uma tendência positiva ou negativa, enquanto que o fator de adição (p2) se refere a quantos mm diminuíram ou aumentaram no ciclo de precipitação.

$$y = p1 * X + p2 \quad (\text{Eq. 2})$$

onde p1 é o fator de multiplicação e p2 o fator de adição.

Resultados e discussão

Análise e caracterização das séries temporais de precipitação

Os resultados das análises e a caracterização das séries de precipitação e do $\delta^{18}\text{O}$ evidenciaram que as médias mensais da precipitação tropical podem variar, em toda região de estudo, entre ~50 mm e ~450 mm, sendo que as anomalias podem atingir 100% dessas magnitudes. As médias mensais da precipitação ao longo dos 70 anos estudados podem ser observadas na Figura 2.

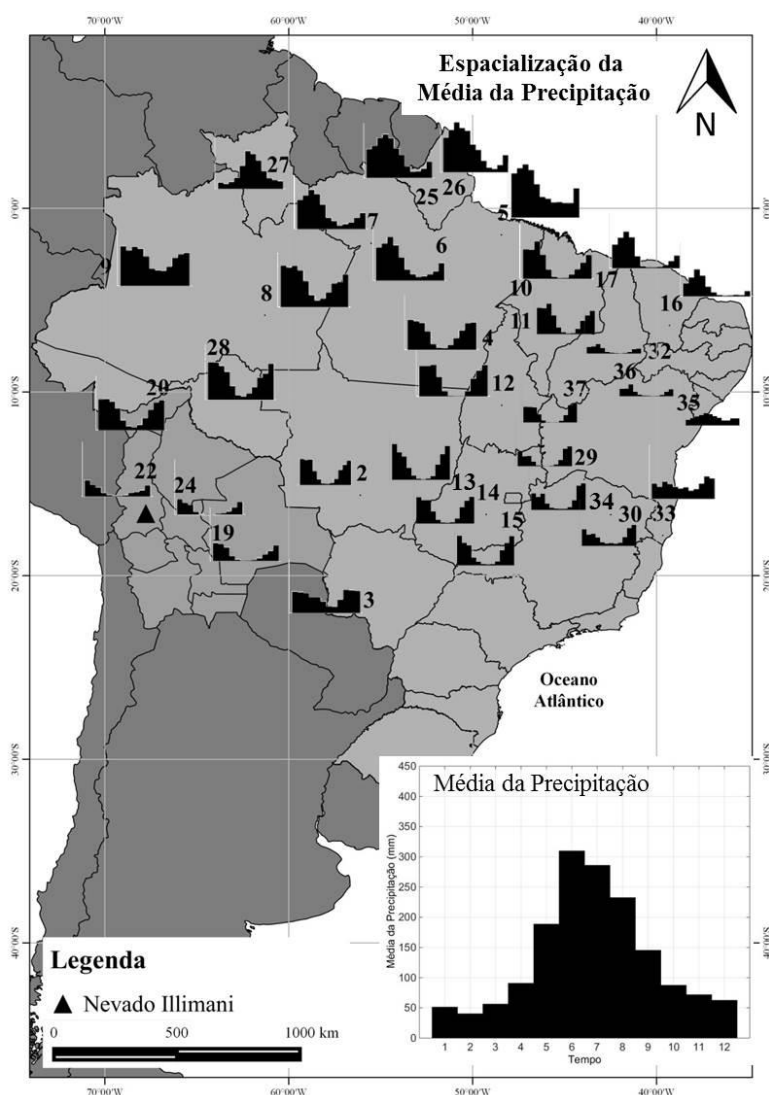


Figura 2. Espacialização das médias de precipitação.

Na Figura 2 torna-se possível observar que existem diferentes regiões de precipitação ao longo da região tropical da AS. Nota-se que o ciclo de precipitação, na região Amazônica do

Brasil, é marcado por verões (austral) chuvosos e invernos (austral) secos (Figura 2), sendo que a menor média mensal atinge cerca de 50 mm, e a maior média atinge cerca de 450 mm. Nessa

região há uma estação localizada no hemisfério Norte, portanto, a mesma apresenta os maiores valores médios nos meses do inverno austral, enquanto que os menos índices concentram-se no verão austral.

A média mensal da precipitação no Nordeste brasileiro ao longo dos 70 anos estudados tem a máxima no mês de março (verão austral) com aproximados 250 mm/ano. No entanto, algumas estações, dessa região, chegam a atingir totais mensais de pluviosidade próximos a 300 mm, bem como inferiores a 50 mm (Figura 2). Nota-se que o ciclo de precipitação, é marcado por 6 meses de chuvas concentradas e outros 6 meses com déficit de umidade, com estação seca natural nos meses de julho a dezembro (Figura 2).

No Centro-Oeste do Brasil torna-se possível visualizar que o ciclo sazonal da precipitação possui dois períodos, sendo um ciclo chuvoso (com nove meses) e um ciclo seco (com 3 meses). Portanto, o ciclo de precipitação está relacionado ao início das chuvas na primavera, com verões chuvosos e o final do ciclo no outono. A média mensal máxima de chuvas totaliza em torno de 350 mm. No entanto, a média mínima concentra-se em torno de valores inferiores a 100 mm. Ao comparar a variabilidade da precipitação no Centro-Oeste brasileiro com a Amazônia e o Nordeste, é o Centro-Oeste que apresenta a melhor distribuição temporal das chuvas. Mesmo com influências remotas na precipitação as chuvas monçônicas do verão austral mantém o abastecimento hídrico dos sistemas ambientais.

Na Bolívia existe uma variação espacial da precipitação associada ao relevo, onde nas áreas mais baixas, que correspondem as porções amazônicas, observa-se os maiores volumes médios mensais da precipitação, que podem atingir valores próximos a ~250 mm (Figura 2). Já nas áreas mais altas, que correspondem ao Altiplano da Cordilheira central do Andes, são registradas médias mensais inferiores a 150 mm, sendo que o ciclo sazonal é marcado por um período chuvoso e outro seco, no qual a precipitação mensal é muito próxima de zero (Figura 2).

A ocorrência de anomalias negativas e positivas, associada a sazonalidade das precipitações pode agravar os impactos ambientais causados pela ocorrência de secas ou chuvas acima da média, visto que uma seca no período chuvosos pode gerar até 18 meses com chuvas escassas, pois são contabilizados os meses da estação seca anteriores a ocorrência da seca anômala e os meses da estação seca posteriores a

seca anômala. De forma inversa pode ocorrer com as chuvas acima da média, pois se ela ocorre no final da estação chuvosa ou na estação seca, as precipitações anômalas podem ultrapassar a resiliência ambiental, visto que o ecossistema já está saturado de água pela estação chuvosa, assim o sistema terá baixa capacidade de absorver as anomalias positivas da precipitação.

As anomalias no ciclo das chuvas ou no volume podem ser oriundas de forçantes remotas, como o fenômeno El Niño Oscilação-Sul (ENOS), o qual altera a evaporação e transporte da umidade na região tropical da AS. Ou ainda por fatores locais como, o processo de evaporação-precipitação da água continental. Nesse contexto, a variação do $\delta^{18}\text{O}$ pode evidenciar se os fatores locais que controlam o processo de evaporação-precipitação também estão sendo alterados ao longo do tempo e contribuindo para as variações das precipitações.

A magnitude do $\delta^{18}\text{O}$ indica o número de processos de evaporação e precipitação da água entre o Oceano Atlântico e o Nevado Illimini, sendo que as maiores razões ($\delta^{18}\text{O} = \sim -12$) estão relacionados a períodos de intensificação do transporte da umidade para o interior de continente e as menores razões ($\delta^{18}\text{O} = \sim -22$) indicam que a água evaporada no oceano passou por vários ciclos de reciclagem (aproximadamente 7 ciclos).

Os resultados referentes ao desvio padrão dos dados observados evidenciam a variabilidade da precipitação ao longo dos 70 anos estudados (Tabela 1). As mudanças climáticas e ambientais no último século causam sinais de alterações nos registros da temperatura e precipitações (Tavares, 2007). Nesse contexto, as análises das séries de precipitação e do $\delta^{18}\text{O}$ são apresentadas de forma fracionada (em duas partes), sendo elas de 1929-1970 e de 1970-1998.

Após a década de 70 acontece a intensificação das mudanças de uso do solo, principalmente nas regiões da Amazônia e Centro-Oeste do Brasil (Ross, 1998), bem como, intensificam-se as mudanças climáticas globais, elevando os níveis de temperatura e alterando os regimes climáticos da precipitação na região tropical da AS. As análises apresentadas anteriormente evidenciam tais alterações, as quais se encontram descritas nos principais livros textos citados.

Ao analisar as diferenças do desvio padrão dos períodos anterior e posterior a 1970 (Tabela 1) – de modo geral, observa-se que no primeiro período existia um menor desvio padrão,

o que indica uma maior certeza de ocorrência do volume mensal. Já após 1970, constata-se um desvio padrão maior (em 84% das estações), evidenciando uma maior variação das taxas anômalas da precipitação. Consequentemente, ocorreu uma diminuição da certeza da ocorrência do padrão sazonal das chuvas.

Um índice de desvio padrão maior (Tabela 1) está relacionado ou a chuvas acima da média (ou secas) intensas ou ainda que essas anomalias podem se prolongar por várias estações

sazonais (eventos extremos). Além disso, Marengo (2006) também afirma que existe uma maior ocorrência de eventos extremos. Essas perturbações geram estresse hídrico e podem desequilibrar a vida dos ecossistemas.

A variação do desvio padrão do $\delta^{18}\text{O}$ (Tabela 1), evidencia maior variabilidade do fracionamento isotópico no período após 1970, corroborando com os resultados obtidos a partir das análises das séries da precipitação.

Tabela 1. Valores de desvio padrão encontrados e a diferença entres os períodos estudados.

Desvio Padrão					
Regiões	Nº Estação	1929-1998	1929-1970	1970-1998	Diferença
Região Amazônica	4	83,5	75,3	92,2	16,9
	5	75,9	70,8	81,2	10,3
	6	78,8	69,6	85,3	15,6
	7	75,0	73,1	77,3	4,2
	8	78,1	74,1	82,6	8,5
	9	82,7	78,9	86,7	7,8
	12	74,2	74,0	74,6	0,7
	25	65,8	59,9	72,0	12,1
	26	79,5	65,0	93,3	28,3
	27	80,1	64,4	94,6	30,3
	28	75,4	67,5	83,7	16,1
Nordeste e Minas Gerais	10	74,0	70,7	77,7	7,0
	11	69,7	65,6	73,4	7,8
	16	65,1	61,5	67,9	6,4
	17	75,0	73,5	76,9	3,4
	29	66,9	58,7	75,2	16,5
	30	68,4	72,3	62,0	-10,3
	32	45,3	44,6	46,2	1,6
	33	75,1	68,9	81,9	13,0
	34	73,3	77,0	69,0	-8,0
	35	57,8	53,1	62,9	9,8
	36	46,5	45,3	47,6	2,3
	37	71,6	68,2	75,3	7,1
Centro-Oeste	2	59,9	57,1	62,9	5,8
	3	66,9	63,6	70,6	7,0
	13	83,3	79,6	87,4	7,9
	14	65,3	66,4	63,5	-3,0
	15	73,7	73,7	73,3	-0,3
Bolívia	19	40,2	40,7	40,0	-0,7
	20	66,0	61,8	69,0	7,1
	22	27,7	25,8	29,8	4,0
	24	35,6	28,8	39,6	10,8
$\delta^{18}\text{O}^*$	-	2,72	2,36	3,09	0,7

*Os valores de desvio padrão do $\delta^{18}\text{O}$ são dados em per mil (‰).

Linha de Tendência por Regressão Linear

A linha de tendência, da regressão linear, indica o acréscimo ou decréscimo da precipitação no período entre 1929-1998. Os valores positivos

ou negativos (em mm) do acréscimo e decréscimo estimados pela linha de tendência encontram-se na Tabela 2.

Tabela 2. Equações de regressão linear e valores da variação da precipitação (em mm) do período 1929-1998.

Tendência			
Regiões	Nº Estação	Equação	Amplitude de variação
Região Amazônica	4	$y=0.078*x-1.5e+02$	5,382
	5	$y=0.3*x-6e+02$	20,7
	6	$y=0.62*x-1.2e+03$	42,78
	7	$y=0.048*x-94$	3,31
	8	$y=-0.24*x+4.7e+02$	-16,56
	9	$y=-0.18*x+3.6e+02$	-12,42
	12	$y=-0.051*x+96$	-3,519
	25	$y=0.042*x-81$	2,90
	26	$y=0.18*x-3.5e+02$	12,42
	27	$y=-0.31*x+6e+02$	-21,39
	28	$y=-0.0054*x+14$	-0,373
Nordeste	10	$y=0.0470*x+92$	3,24
	11	$y=0.25*x-4.9e+02$	17,25
	16	$y=0.47*x-9.3e+02$	32,43
	17	$y=0.043*x+84$	2,97
	35	$y=0.096*x-1.9e+02$	6,62
	36	$y=0.17*x-3.3e+02$	11,73
	37	$y=0.077*x-1.5e+02$	5,31
	32	$y=0.013*x-28$	0,90
	33	$y=0.067*x-1.3e+02$	4,62
	29	$y=0.067*x-1.3e+02$	4,62
	30	$y=0.69*x+1.3e+03$	47,61
	34	$y=0.025*x-51$	1,73
Centro-Oeste	2	$y=0.052*x-1e+02$	3,588
	3	$y=0.098*x-2e+02$	6,76
	13	$y=0.27*x-5.2e+02$	18,63
	14	$y=0.22*x-4.4e+02$	15,18
	15	$y=-0.21*x+4.2e+02$	-14,49
Bolívia	19	$y=0.15*x+2.9e+0.2$	10,35
	20	$y=0.41*x-8.1e+02$	28,29
	22	$y=0.022*x-43$	1,52
	24	$y=0.24*x-4.6e+02$	16,56
δ¹⁸O	-	$y=0.017*x-50$	-1.17*

*Os valores de desvio padrão do δ¹⁸O são dados em per mil (‰).

Das estações observadas, 81% apresentaram uma linha de tendência positiva, o que evidencia um aumento das chuvas ao longo dos 70 anos (1929-1998). A estação Altamira - PA (lat: -3.21, lon: -51.79) (número 6 – nas Tabelas 1 e 2) localizada na região amazônica e a

estação de número 30 (Teófilo – lat: -17.85, lon: -41.52), localizada em Minas Gerais, mostram um aumento significativo na pluviosidade, isso evidencia uma a intensificação da ZCIT e da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), respectivamente.

As estações que apresentam linha de tendência negativa apontam para uma redução da precipitação (Tabela 2). Tais resultados estão de acordo com Tavares (2007) que afirma um aumento da precipitação nas áreas de atuação das zonas de convergência tropical (ZCIT e ZCAS) e uma diminuição nas bordas dessas zonas. Como exemplo torna-se possível citar o processo de savanização das bordas sul e norte da Amazônia (Salazar, 2010).

Os maiores índices de variação da precipitação estão espacializados e quantificados na Figura 3, sendo possível observar que as distribuições das estações, que apresentam acréscimo da precipitação, se situam na área leste de atuação da ZCIT e na porção norte da área de atuação da ZCAS. Segundo Tavares (2007) temperaturas mais elevadas no planeta aumentam a intensidade das células de circulação global. Conseqüentemente, os fenômenos de convergência tropical intensificam o transporte e a convergência da umidade para o interior continental. Adicionalmente, tais alterações confinam a umidade na porção leste da Cordilheira dos Andes aumentando a taxa de precipitação na borda sudoeste da bacia amazônica.

Nas demais áreas, que se situam na periferia das zonas de convergências tropicais, observam-se tendências negativas da precipitação (Figura 3). Segundo Marengo (2006) é possível que o processo de desmatamento da Floresta

Amazônica e a conseqüente diminuição do processo de transferência de umidade do solo para atmosfera (evapotranspiração) pode causar o ressecamento do ecossistema, evidenciado pela diminuição das precipitações nas áreas mais dependentes do processo de reciclagem da umidade que são a borda oeste e sul da Amazônia. Já na região sul da zona de atuação da ZCAS, representada pela estação Catalão (GO – lat: -18.17, lon: -47.96, número 15 das Tabelas 1 e 2) constata-se uma tendência negativa da precipitação pela maior atuação da ZCAS mais ao norte. Tais resultados estão de acordo com os modelos espaciais de simulação dos cenários climáticos do futuro para a AS (Marengo, 2006).

A tendência negativa da reta de regressão do $\delta^{18}\text{O}$ indica intensificação do empobrecimento isotópico da água, isso pode estar associado a intensificação dos ciclos naturais de reciclagem da água, principalmente no inverno dos respectivos hemisférios, porque é no período de seca que a água continental é a principal gênese das precipitações ou pode estar associado as mudanças no usos de solo, visto que o processo de savanização altera os processos da biosfera no fluxo da água entre a litosfera e a atmosfera, assim acelerando a perda da água contida no solo. No entanto, são necessários mais estudos e coleta de dados para compreender a influência das mudanças ambientais e climáticas no processo de fracionamento isotópico na planície amazônica.

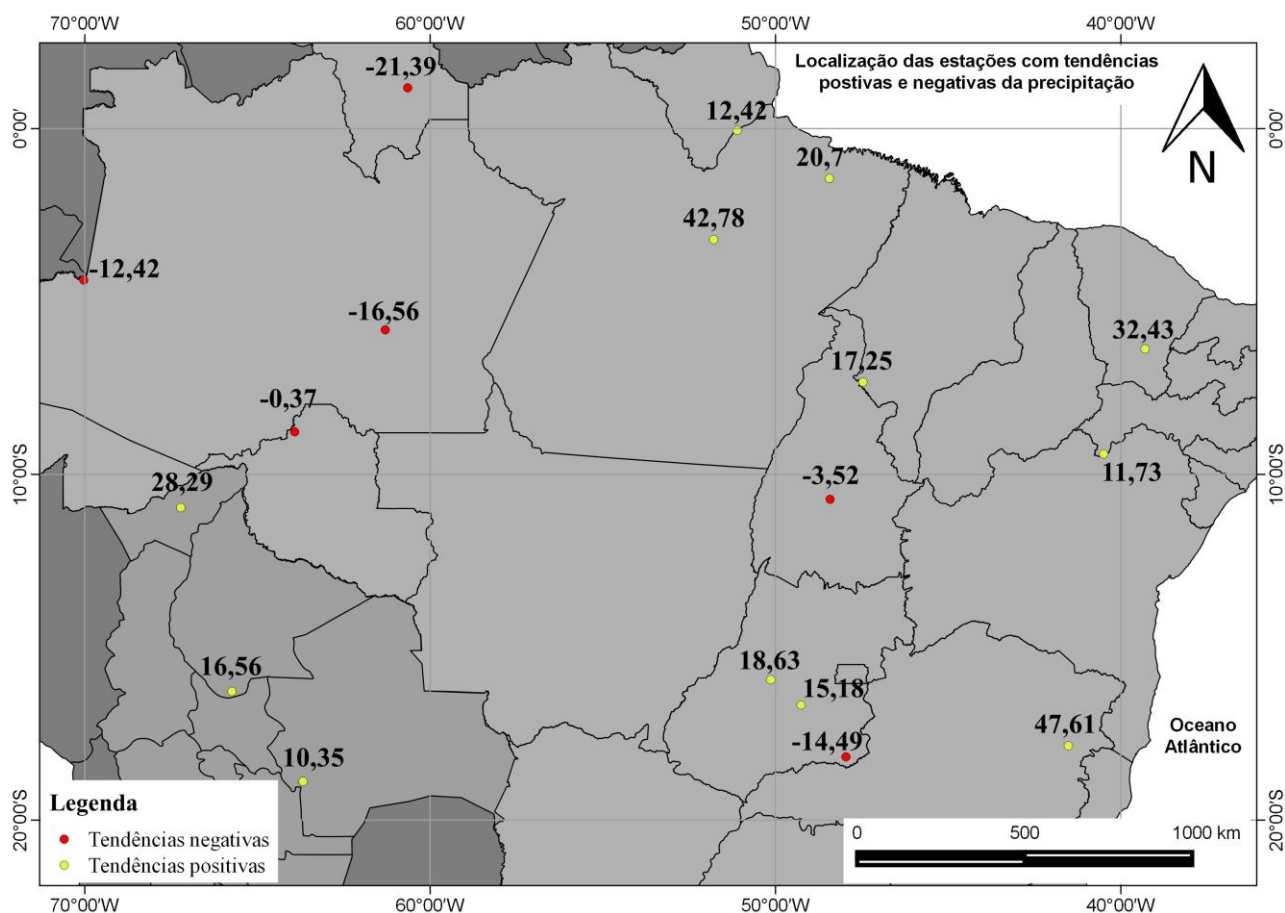


Figura 3. Espacialização das estações com tendências positivas e negativas da precipitação.

Conclusões

Os registros históricos da precipitação e paleoclimáticos são ótimas fontes de informações climáticas, que podem revelar a distribuição espacial e temporal da água da chuva. Tais registros possibilitam assim uma melhor compreensão dos ciclos que impactam o ecossistema, consequentemente, influenciando nos recursos naturais que os seres humanos são dependentes para alimentação, hidratação, higiene e produção de energia.

Tratando-se da análise estatísticas das séries temporais destaca-se que a estatística (descritiva e inferencial) é uma ferramenta simples e útil para agrupar e representar de forma organizada e sistemática a diversidade dos registros das estações meteorológicas, e que os resultados das análises estatísticas evidenciaram comportamentos temporais das séries coerentes com as principais bibliografias do assunto.

Além disso, os resultados da estatística descritiva e inferencial demonstraram que a variação temporal da precipitação na região tropical da AS possui a seguinte distribuição

espacial: nas áreas de atuação das zonas de convergência tropical e na porção leste da Cordilheira dos Andes existem tendências positivas da precipitação no período 1929-1998, e nas áreas periféricas dessas zonas de convergência existem tendências negativas da precipitação para o mesmo período. Adicionalmente, 81% das estações meteorológicas apresentaram desvio padrão maiores quando se compara o período após 1970 com o período anterior, evidenciando uma maior variação dos registros mensais e uma maior incerteza de ocorrência da média mensal.

As mudanças nos padrões de precipitação na região tropical da AS influenciam no ciclo hidrológico desse continente. Além disso, as maiores incertezas sobre como se comportam os parâmetros do tempo e do clima acarretam em dificuldades de gestão e planejamento para sociedade.

Nesse contexto, também se ressalta as mudanças ambientais associados às mudanças climáticas, visto que os ecossistemas contidos na área de estudo sofreram grandes transformações ao longo do último século. Integrado a mudança climática, ocorreram grandes mudanças no uso e

cobertura da terra, principalmente, na Floresta Amazônica e no Cerrado brasileiros, onde os ecossistemas foram transformados para o cultivo de espécies agrícolas ou para o pastoreio de bovinos.

Agradecimentos

Agradecemos a concessão da bolsa de iniciação científica do Programa Institucional de Desenvolvimento do Estudante da FURG, sob edital EPEC Nº 01/2016.

Bibliografia

- Alves, L. M. 2009. Clima da Região Centro-Oeste do Brasil. In: Cavalcanti, I, F, A. Ferreira, N, J. Silva, M, G, A, J. DIAS, M, A, F, S (Org.). Tempo e Clima no Brasil. Oficina de Textos, São Paulo, pp. 236 – 241.
- Bigg, G. 2003. The Oceans and Climate. 2 ed. Cambridge University Press, New York.
- Buenafuente, S. M. F. Introdução. 2010. In: Buenafuente, S, M, F (Org.). Amazônia: Dinâmica do Carbono e Impactos Socioeconômicos e Ambientais. Universidade Federal De Roraima, Boa Vista, pp. 13 – 16.
- Cecatto, J. R. 2003. O Sol. In: Milone, A. C. et al (Org.). Introdução à Astronomia e Astrofísica. Versão Digital. Instituto Nacional de Pesquisas espaciais, São José dos Campos, pp 128-159.
- Conti, J. B., Furlan, S. A. 1998. Geologia: O Clima, os Solos e a Biota. In: Ross, J. L. S (Org.). Geografia do Brasil. Editora da Universidade de São Paulo, São Paulo, pp. 67-198.
- Craig, H. 1961b. Standard for reporting concentrations of deuterium and oxygen-18 in natural Waters. Science 133, 1833-1834.
- Dansgaard, W. 1954. The O18 abundance in fresh water. Geochimica et Cosmochimica Acta 6, 241-260.
- Dansgaard, W. 1964. Stable isotopes in precipitation. Tellus 16, 436-468.
- Eltahir, E.A.B., Bras, R.L. 1994. Precipitation recycling in the Amazon basin. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society 120, 861-880.
- Fearnside, P, M. 2003. A Floresta Amazônica nas Mudanças Globais. 1 ed. Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia, Manaus.
- Garreaud, R.D., Wallace, J.M. 1997. The diurnal of convective cloudiness over the Americas. Monthly Weather Review 125, 3157-3171.
- Gomes, N, A. 2010. Mudanças Climáticas: Impactos Ambientais nos Recursos Hídricos da Amazônia, decorrentes de seus usos múltiplos. In: Buenafuente, S, M, F (Org.). Amazônia: Dinâmica do Carbono e Impactos Socioeconômicos e Ambientais. Universidade Federal De Roraima, Boa Vista, pp. 105 – 125.
- IPCC. Intergovernmental Panel On Climate Change. Climate Change, 2001: The Scientific Basis-Contribution of Working Group 1 to the IPCC Third Assessment Report. Cambridge Univ. Press.
- IPCC. Intergovernmental Panel On Climate Change, 2013. Summary for Policymakers. In: Climate Change: The Physical Science Basis. Cambridge, United Kingdom and New York.
- Kayano, M, T., Andreoli, V, R, 2009. Clima da Região Nordeste do Brasil. In: Cavalcanti, I, F, A. Ferreira, N, J. Silva, M, G, A, J. Dias, M, A, F, S (Org.). Tempo e Clima no Brasil. 1 ed. Editora Oficina de Textos, São Paulo pp. 213 – 233.
- Marengo, J.A., Soares, W.R., Saulo, C., Nicolini, M. 2004. Climatology of the low-level jet east of the Andes as derived from the NCEP-NCAR reanalysis: Characteristics and temporal variability. Journal of Climate 17, 2261-2280.
- Marengo, J.A. 2006. Mudanças Climáticas Globais e seus Efeitos sobre a Biodiversidade: Caracterização do Clima Atual e Definições das Alterações Climáticas para o Território Brasileiro ao longo do Século XXI. Ministério do Meio Ambiente, Brasília.
- Marengo, J, A; Nobre, A, C, 2009. Clima da Região Amazônica. In: Cavalcanti, I, F, A. Ferreira, N, J. Silva, M, G, A, J. Dias, M, A, F, S (Org.). Tempo e Clima no Brasil. 1 ed. Editora Oficina de Textos, São Paulo, pp. 197 – 212.
- Matsuura, K. e Willmott, C.J. 2009. Terrestrial precipitation: 1900-2008 gridded monthly time series (versão 4.01). Newark – EUA: Center

- for Climatic Research, Department of Geography, University of Delaware [online]. Disponível em: <http://climate.geog.udel.edu/~climate/>. Acesso: 20 jan. 2016.
- Nóbrega, R.S., Cavalcanti, E.P. e Souza, E.P. 2005. Reciclagem de vapor d'água sobre a América do Sul utilizando reanálises do NCEP-NCAR. *Revista Brasileira de Meteorologia*, 20, 253-262.
- Peres, T, C. Maier, E, L, B. Análise das relações entre o $\delta^{18}O$ do testemunho de gelo do Nevado Illimani (Bolívia) com a precipitação da região tropical da América do Sul (1929-1998). *Revista Brasileira de Geografia Física* [online] 9 Disponível em: <<http://www.revista.ufpe.br/rbgfe/index.php/revista/article/view/1583/961>>. Acesso: 02 de setembro de 2017.
- Ramirez, E., Hoffmann, G., Taupin, J.D., Francou, B., Ribstein, P., Caillon, N., Ferron, F.A., Petit, J.R., Landais, A. e Simões, J.C. 2003. A new Andean deep ice core from Illimani (6350 m), Bolivia. *Earth and Planetary Science Letters* 212, 337–350.
- Reboita, M.S., Gan, M.A., Rocha, R.P. e Ambrizzi, T., 2010. Regimes de precipitação na América do Sul: Uma revisão bibliográfica. *Revista Brasileira de Meteorologia* [online] 25. Disponível em: <<http://www.scielo.br/pdf/rbmet/v25n2/a04v25n2.pdf>>. Acesso: 20 jun. 2016.
- Ross, J. L. S., 1998. A Sociedade Industrial e o Ambiente. In: ROSS, J, L, S (Org). *Geografia do Brasil*. Editora da Universidade de São Paulo, São Paulo, pp. 209-231.
- Tavares, A. C. 2007. Mudanças Climáticas. In: Vitte, A, C. Guerra, A, J (Org.). *Reflexões sobre a Geografia Física no Brasil*. Bertrand Brasil, Rio de Janeiro, pp. 49 – 88.
- Salazar, F, F. 2010. Desmatamento, Mudanças Climáticas e a Hipótese de “Savanização” da Amazônia. In: Buenafuente, S, M, F (Org.). *Amazônia: Dinâmica do Carbono e Impactos Socioeconômicos e Ambientais*. Universidade Federal De Roraima, Boa Vista, pp. 17 – 26.
- Silva, M. A. V., 2006. *Meteorologia e Climatologia, versão digital 2*. Instituto Nacional de Meteorologia, Pernambuco.
- Thompson, L.G. 1993. Reconstructing the paleo ENSO records from tropical and subtropical ice cores. *Bulletin de Institut Français d'Études Andines*. 22, 65-83.
- Toledo, G, L. Ovalle, I, I. 1992. *Estatística Básica*, 2 ed, Atlas, São Paulo.
- Vimeux, F., Gallaire, R., Bony, S., Hoffmann, G. e Chiang, J.C.H. 2005. What are the climate controls on δD in precipitation in the Zongo Valley (Bolivia)? Implications for the Illimani ice core interpretation. *Earth and Planetary Science Letters* 240, 205–220.
- Willmott, C. J., Rowe, C.M. e Philpot, W.D. 1985. Small-scale climate maps: a sensitivity analysis of some common assumptions associated with grid-point interpolation and contouring. *American Cartographer* 12, 5–16.