Análise da relação entre o δ¹⁸O do Nevado Illimani com a distribuição espacial da precipitação sobre a América do Sul

Éder Leandro Bayer MAIER¹, Sandra BARREIRA² & Jefferson Cardia SIMÕES¹

- 1 Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Av. Bento Gonçalves, 9.500, CEP 91.540-000, Agronomia, Porto Alegre, RS, Brasil. E-mail: edermaier@furg.br, jefferson.simoes@ufrgs.br.
- 2 Serviço Meteorológico da Armada Argentina. Av. Comodoro Py, 2055, Piso 15, CPA 1104, Cidade Autônoma de Buenos Aires, Argentina. E-mail: barreira.sandra@gmail.com.

Ressubmissão em 08/2015. Aceito para publicação em 01/2016. Versão online publicada em 23/02/2016 (www.pesquisasemgeociencias.ufrgs.br)

Resumo - Esse artigo analisa as relações entre a série temporal da razão isotópica do oxigênio dezoito (δ¹⁸O) mensurada no testemunho de gelo do Nevado Illimani (Bolívia; 16°37'S, 67°46'W) com a distribuição espacial da precipitação na América do Sul. Foram utilizados dados dos primeiros 50 m do testemunho de gelo e 360 campos espaciais da precipitação observada no continente entre 4°N e 40°S. Os campos de precipitação foram agrupados por meio da Análise das Componentes Principais no Modo-T e a ocorrência temporal de cada grupo (Padrão Espacial Anômalo - PEA) foi identificada quando o índice de correlação entre a componente principal e os campos observados é superior a |0,4|. Constatou-se que há 12 PEA da precipitação e que são originários, predominantemente, da variação na temperatura superficial dos oceanos Pacífico Equatorial e Atlântico Tropical Norte. A análise da ocorrência temporal desses PEA com a série temporal do δ^{18} O evidenciou que os registros de máximo (mínimo) fracionamento isotópico no verão, estão relacionados à seca (chuvas acima da média) na Amazônia ou no nordeste brasileiro. Já no inverno, os registros de máximo (mínimo) fracionamento isotópico estão relacionados à secas (chuvas acima da média no litoral) na região tropical e chuvas acima da média (secas) na região extratropical.

Palavras-chaves: glaciais tropicais, reconstrução paleoclimática, análise das componentes princi-

Abstract - Analysis of the relationships between the δ^{18} O from Nevado Illimani and spatial DISTRIBUTION OF PRECIPITATION OVER SOUTH AMERICA. This paper examines the relationship between an oxygen 18 isotopic ratio (δ^{18} O) time series measured in an ice core from Nevado Illimani (Bolivia, 16°37'S, 6°46'W) with the precipitation spatial distribution in South America. For this, we use paleoclimatic data of the upper 50 m of the ice core and 360 layers of instrumental precipitation data between 4°N and 40°S in South America. Precipitation data were grouped by Principal Component Analysis in T-mode and the temporal occurrence of each group (Anomalous Spatial Pattern - ASP) is found when the correlation index between the principal components and the observed precipitations is greater than [0.4]. There are twelve precipitation ASPs, which result mainly from the variability of the surface temperature on the Equatorial Pacific and Tropical North Atlantic oceans. These ASPs temporal occurrence analysis and δ^{18} O the time series variability indicate that the maximum (minimum) isotopic fractionation in summer is related to droughts (above mean precipitation) in the Amazon or Northeastern region of Brazil. In winter, the maximum (minimum) isotopic ratios are related to droughts (above mean precipitation in the coastal region) in the tropics and above mean precipitation (droughts) in the extratropical region.

Keywords: tropical glaciers, paleoclimatic reconstruction, principal component analysis.

1 Introdução

Dados paleoclimáticos recuperados pela extração dos testemunhos de gelo são importantes fontes de informações climáticas por possuir resolução temporal detalhada quando comparada a outras fontes. Adicionalmente, podem ser inferências de distintas variáveis atmosféricas, hidrológicas, oceanográficas, etc., como, por exemplo, a mensuração da razão isotópica do oxigênio dezoito (δD e δ^{18} 0) em geleiras polares é usada para inferir indiretamente à variabilidade temporal da temperatura atmosférica e a medição da acidez como indicador da concentração de contaminantes ou poluentes na atmosfera (Bales & Wolff, 1995).

No entanto, as altas temperaturas tropicais tornam a atmosfera mais reativa, visto que essa esfera apresenta maior dinamismo na interação com o ciclo hidrológico. Consequentemente, o fracionamento isotópico do O¹8 não depende da temperatura média, mas sim, dos processos de mudança do estado físico da água ao longo do percurso entre a evaporação no oceano e o local da amostragem (Thompson *et al.*, 1984). A continentalidade e a altitude são os principais fatores do empobrecimento isotópico das precipitações sobre os continentes (Dansgaard, 1964).

Os dados paleoclimáticos obtidos na América do Sul, especialmente sobre a Cordilheira do Andes, são representativos de dois regimes climáticos parcialmente isolados, um que atua sobre o Oceano Pacífico e outro sobre o planalto sul-americano (Thompson et al., 1998). Neste sentido, a extração do testemunho de gelo no Nevado Illimani, Bolívia visou obter informações pretéritas da dinâmica atmosférica atuante sobre o planalto. Esse glacial apresenta alta dinâmica dos processos de acumulação e ablação de neve e gelo, sendo que o gelo mais antigopreserva informações desde o Último Máximo Glacial, mas são as camadas de gelo superior que possuem melhor resolução temporal e confiabilidade. Os primeiros 50 m do testemunho de gelo são formados pela precipitação de neve durante o período 1929–1998 (Ramirez et al., 2003).

Este artigo analisa as relações entre a variabilidade temporal da δ^{18} O no testemunho de gelo do Nevado Illimani com a distribuição espacial da precipitação observada sobre a América do Sul para identificar os mecanismos atmosféricos e oceanográficos que controlam mutuamente as variáveis em questão. Para possibilitar a análise entre a série temporal de dados paleoclimáticos como os campos espaciais da precipitação foram identificados os principais padrões espaciais anômalos e as suas ocorrências temporais por meio da Análise das Componentes Principais no Modo T. Além disso, foram selecionados oito casos para distintos graus de fracionamento do 018 a fim de explorar detalhes sobre as relações entre as variáveis em análise.

1.1 Sobre o $\delta^{18}O$

O fracionamento isotópico do O¹⁸ em latitudes tropicais ocorre pelo processo de condensação da água na atmosfera; sendo assim, a repetição desse processo ao longo da reciclagem da água sobre o continente empobrece a porcentagem relativa de O¹⁸ em relação ao O¹⁶ com o aumento do efeito da

continentalidade (Dansgaard, 1964). A localização interiorana do Nevado Illimani (Fig. 1A) é o principal fator que condiciona a média da razão isotópica δ^{18} O entorno de 15 ‰ (Fig. 2), evidenciando que ocorrem em média cinco reciclagens d'água ao longo das trajetórias entre o Oceano Atlântico e a margem oeste da bacia hidrográfica amazônica (Eltahir & Bras, 1994), considerando que cada processo de condensação empobrece o δ^{18} O em torno de 3 ‰ (Fig. 1B) (Dansgaard, 1954, 1964; Craig, 1961)

A umidade precipitada sobre o Nevado Illimani origina-se exclusivamente da evaporação do Oceano Atlântico, sendo que o transporte pode ocorrer por três caminhos (Salati *et al.*, 1979; Vimeux *et al.*, 2005). O primeiro transfere a umidade evaporada no Atlântico Norte em direção ao nevado, o segundo atua em latitudes equatoriais e o terceiro transporta a água evaporada em latitudes médias em direção à geleira (Fig. 1C).

As trajetórias da umidade evaporada no Oceano Atlântico até os Andes Centrais são configuradas pela sazonalidade do gradiente de pressão atmosférica entre o oceano e o interior do continente. No verão austral, as altas temperaturas continentais favorecem a entrada de umidade pelo primeiro caminho, transportando a umidade sobre o Amapá, e as temperaturas amenas (incluindo a primavera e outono) restringem a entrada pelo segundo caminho, que atua na região da foz do Rio Amazonas. Já no inverno, as temperaturas mais baixas confinam a circulação atmosférica continental ao sul de 10°S, quando ocorre o transporte da umidade pelo terceiro caminho (Eltahir & Bras, 1994).

Se tratando da variabilidade interanual e interdecenal da δ^{18} O, o fenômeno El Niño – Oscilação Sul (ENOS) é um dos principais controladores da variabilidade temporal (Ramirez, 2003; Vuille *et al.*, 2003). Nos períodos de ocorrência do El Niño (La Niña) observa-se a diminuição (aumento) dos ventos alísios, o que reduz (aumenta) a entrada da água evaporada no Oceano Atlântico. Com isso ocorre a intensificação (redução) da reciclagem da água que se encontra sobre o continente sul-americano elevando (diminuindo) o fracionamento isotópico do O^{18} que compõe a água preservada na geleira (Vuille *et al.*, 2003).

1.2 Sobre a Precipitação

A América do Sul possui oito regimes sazonais da precipitação (Reboita *et al.*, 2010). Nas regiões equatorial e tropical são as zonas de convergências que originam os maiores volumes mensais da

precipitação, os quais podem ultrapassar 500 mm, porém, concentrados nos meses de verão do respectivo hemisfério. Por outro lado, sobre o sertão nordestino, altiplano andino e o interior continental durante o inverno austral se registra baixos volumes precipitados (Fig. 3).

Na região extratropical são observadas precipitações mensais em torno de 100 mm, não havendo interrupção das chuvas no inverno (Fig. 3). Essas precipitações estão associadas à passagem dos sistemas frontais, à atuação dos complexos convectivos de mesoescala e às instabilidades geradas pelos ciclones e anticiclones (Reboita *et al.*, 2010).

As principais alterações interanuais desses regimes sazonais da precipitação são decorrentes dos impactos do fenômeno ENOS, sendo que a ocorrência de eventos El Niño gera escassez de chuvas na região tropical e precipitações acima da média climática na região extratropical e a ocorrência da La Niña, vice versa (Grimm, 2003, 2004).

Outro fator que afeta a distribuição espaçotemporal da precipitação é a variabilidade da temperatura superficial do Atlântico Norte, sendo que o resfriamento (aquecimento) intensifica (enfraquece) os ventos alísios de nordeste, os quais são importantes sistemas atmosféricos de transporte da umidade precipitada no nordeste brasileiro e na Amazônia (Nobre & Shukla, 1996). Essas variações dos ventos são provocadas pelo aumento (diminuição) da pressão atmosférica sobre o Atlântico Norte por causa do resfriamento (aquecimento) (Enfield, 1996).

Cabe ressaltar que existe uma interdependência (correlação positiva) inter-hemisférica entre a temperatura superficial do Oceano Atlântico e do Pacífico, porém, o processo de aquecimento e de resfriamento do Atlântico é mais lento, apresentando uma defasagem de quatro ou cinco meses quando comparado ao Pacífico (Enfield & Mayer, 1997).

2 Área, materiais e métodos

2.1 Área

O Nevado Illimani (6350 m, 16°37′S, 67°46′W) situa-se na cordilheira Oriental dos Andes, na Bolívia, próximo da capital La Paz e do Lago Titica. A água que compõem o glacial é oriunda do Oceano Atlântico Equatorial e Tropical e durante o transporte ela compõem o processo de evaporação e precipitação sobre o continente sul-americano. Ao longo do ciclo hidrológico, cada processo de evaporação e precipitação, o δ^{18} O diminui 3 ‰, sendo que o registro do Nevado Illimani evidencia, em média, cinco processos de reciclagem da água (Ramirez *et al.*, 2003).

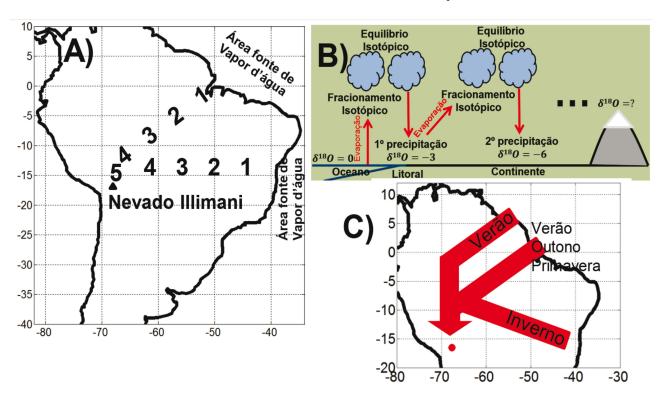


Figura 1. Processos de recarga e reciclagem da água na América do Sul. A) Localização do Nevado Illimani e identificação do número de processos de reciclagem da água (Eltahir & Bras, 1994); B) Representação esquemática do fracionamento isotópico do 0¹⁸ (Dansgaard, 1954, 1964; Craig, 1961); C) Identificação dos percursos da água precipitada no Nevado Illimani (Vimeux *et al.*, 2005).

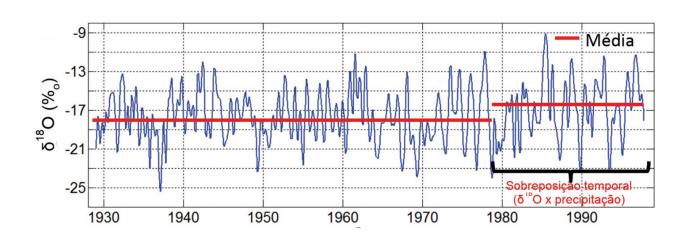


Figura 2. Razão isotópica do oxigênio dezoito mensurado nas amostras do testemunho de gelo recuperadas no Nevado Illimani.

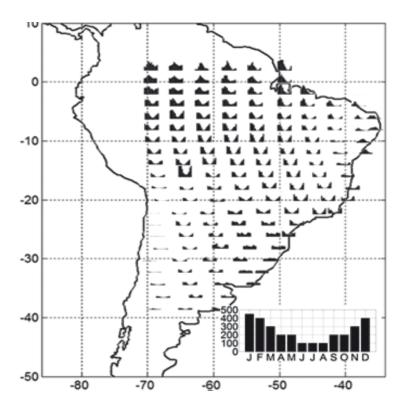


Figura 3. Médias mensais da precipitação expressas por gráficos de barra com limiar de 500 mm no eixo vertical.

A metodologia almeja integrar dois bancos de dados com distintas dimensões, a série temporal de δ^{18} O e os campos espaciais da precipitação. Para isso os campos foram agrupados por meio da Análise das Componentes Principais no Modo T, sendo identificada a ocorrência temporal de cada grupo (padrões espaciais anômalos).

2.2 Materiais e métodos

$2.2.1 \, \delta^{18}O$

Utilizou-se amostras dos primeiros 50 m do testemunho de gelo recuperado no Nevado Illimani (16°37'S, 67°46'W e 6350 m). Esse testemunho possui 136,7 m e foi composto por precipitações

posteriores ao Último Máximo Glacial, porém. As amostras dos primeiros 50 m (referentes a 1929–1998) são as que possuem informações mais confiáveis (Ramirez *et al.*, 2003).

A extração do testemunho de gelo foi realizada por uma equipe franco-suíço no ano de 1999, a qual também acondicionou e transportou as amostras até o *Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement* (LSCE) na França. Nesse laboratório, o testemunho foi fragmentado em porções de 7 cm e analisado em um espectrômetro de massa de razões isotópicas (Ramirez *et al.*, 2003).

As análises mensuram as porcentagens relativas do O¹⁸ contida na água precipitada e preservada na geleira, conforme equação 1:

$$\delta^{18}O = \frac{1000[(H_2O_{18/}H_2O_{16})] \text{ amostra}}{(H_2O_{18/}H_2O_{16}) \text{ SMOWV}} \qquad \text{Eq. (1)}$$

onde SMOW (*Standard Mean Ocean Water*) é uma amostra arbitrária que contém porcentagem de isótopos estáveis semelhante à composição média do oceano (Craig, 1961).

2.2.2 Precipitação

Utilizou-se dados mensais de 30 anos (1979–2008) da precipitação observada em 890 estações

meteorológicas (Fig. 4A) mantidas pelos Instituto Nacional de Meteorologia (Brasil), Agência Nacional das Águas (Brasil), Serviço Nacional de Meteorologia e Hidrografia (Bolívia), Serviço Nacional de Meteorologia (Argentina), Departamento de Serviços Meteorológicos (Paraguai) e Departamento Nacional de Meteorologia (Uruguai).

Nos casos em que não há observações, foram

Nos casos em que não há observações, foram utilizados dados estimados por modelagem numérica (Reanálise) ou por tratamento estatístico de imagens de satélites (Climate Prediction Center - Merged Analysis of Precipitation - CMAP) ou pela compilação e interpolação de dados observados (Universidade de Delaware), admitindo confiabilidade superior a 95%.

Segundo Compagnucci & Richman (2007), a heterogeneidade espacial das observações é uma limitação para a Análise das Componentes Principais. Por isso, as observações foram manipuladas para construir uma grade equiespaçada (Fig. 4B), onde cada ponto da grade está centrado em uma área de 12.321 Km², independente da latitude em que o ponto se encontra. A série temporal de cada ponto foi obtida pela média das observações realizadas dentro do espaço que o ponto representa.

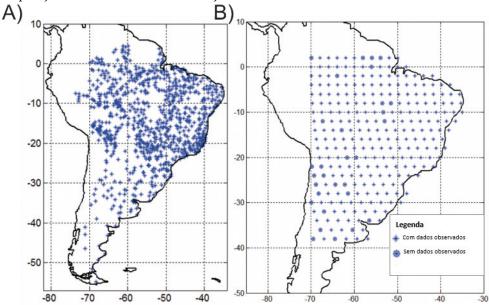


Figura 4. Localização da amostragem da precipitação. A) Distribuição espacial das estações meteorológicas brasileiras, bolivianas, argentinas, paraguaias, uruguaias e guianas; B) Grade equiespaçada usadas neste trabalho.

2.2.3 Índices climáticos

Utilizou-se dois índices, o Oceânico Niño (ION) e Atlântico Tropical Norte (ATN), sendo que o primeiro é composto pela média móvel de três meses das anomalias mensais da temperatura superficial do oceano Pacífico na região Niño 3.4

(5°N-5°S, 120°-170°O) e caracteriza a ocorrência do El Niño (La Niña) quando as anomalias são superiores a +0,5°C (-0,5°C) durante cinco meses consecutivos (Trenberth, 1997). O segundo índice (ATN) são as anomalias mensais da temperatura superficial do Oceano Atlântico Norte na região entre 5,5°-23,5°N e 15°-57,5°O e caracteriza a va-

riabilidade temporal do comportamento dipolar do oceano Atlântico Tropical (Enfield *et al.*, 1999).

2.2.4 Análise estatística

Para maximizar as variações na distribuição espaço-temporal da precipitação causadas por fenômenos que não são sazonais foram subtraídas as médias climáticas das amostras, o resultado da subtração são os campos anômalos.

A Análise das Componentes Principais no Modo T foi utilizada para identificar os principais padrões espaciais anômalos da precipitação sobre a América do Sul, bem como para identificar a ocorrência temporal de cada padrão. Essas tarefas foram operacionalizadas em três fases: 1) identificação da matriz de correlação, que contém o índice de correlação entre os campos espaciais anômalos; 2) estimativa das Componentes Principais (CP) por regressão linear para representar as distribuições espaciais da precipitação que causam as maiores porcentagens da variância; e 3) mensuração do Fator de Carga, que é o índice de correlação entre a Componente Principal e os campos espaciais da precipitação (Compagnucci & Richman, 2007).

Cada Componente Principal está associado a dois padrões espaciais anômalos porque os núcleos das anomalias representadas são bipolares, onde as fases negativas e positivas são identificadas pelo fator de carga. Quando a correlação entre a CP e as amostras é positiva, os núcleos com anomalias positivas e negativas estão dispostos com a mesma configuração espacial. Quando a correlação é negativa, há uma inversão da localização geográfica. O fator de carga, além de definir as fases de cada componente principal, também identifica a ocorrência temporal de cada padrão espacial anômalo, sendo que em ambas atribuições foi utilizado como limiar R=|0,4| (Compagnucci & Richman, 2007).

3 Resultados e discussões

Utilizando a Análise das Componentes Principais para investigar a distribuição espacial da precipitação sobre a América do Sul se identificou seis componentes principais que representam 12 padrões espaciais anômalos (Fig. 5), os quais explicam 35 % da variância dos dados.

Os padrões espaciais diferenciam-se pela configuração espacial dos núcleos anômalos da precipitação e pela ocorrência temporal de cada padrão (Tab. 1). Essas diferenciações ocorrem pela diversidade de fatores que controla a distribuição espacial da precipitação e pela sazonalidade dos

sistemas atmosféricos de cada regime climático. No entanto, o fenômeno ENOS e variabilidade da temperatura superficial do Oceano Atlântico Norte são os principais fatores que controlam a distribuição da precipitação na América do Sul.

Quando há ocorrência de um evento El Niño se observa a redução do transporte da umidade para a região tropical e a intensificação das convergências na região extratropical, gerando os padrões espaciais anômalos como, por exemplo, CP2+, CP3+ e CP4+. Já a ocorrência da La Niña intensifica os fluxos atmosféricos na região equatorial e inibe a passagem de sistemas frontais em latitudes médias, originando núcleos anômalos semelhantes aos padrões CP2- e CP3-.

O aquecimento (resfriamento) da temperatura superficial do Atlântico Norte no verão aumenta (diminui) o transporte e convergência da umidade sobre o oeste da Amazônia e diminui (aumenta) as precipitações sobre o nordeste brasileiro, conforme o padrão espacial anômalo da CP1+ (CP1). Quando o oceano aquece (esfria) no outono ou inverno, se observa seca (chuvas acima da média) no litoral nordestino, conforme o padrão espacial anômalo da CP5+ (CP5-).

Quando as temperaturas superficiais do Atlântico Norte e do Pacífico aumentam (diminuem) no verão ou outono, as convergências intertropicais estão deslocadas para norte (sul) gerando seca (chuva acima da média) na região equatorial, conforme o padrão espacial anômalo da CP3+ (CP3-).

Para possibilitar a comparação entre a série temporal com os campos espaciais foram identificadas as ocorrências temporais de cada padrão espacial anômalo (Fig. 6). Além disso, as informações de cada componente principal foram sintetizadas no quadro 1, onde é possível verificar a área afetada por anomalias positivas e negativas da precipitação e a intensidade da influência do ENSO e ATN.

Em uma análise genérica das relações entre a a δ^{18} O e os padrões espaciais anômalos da precipitação, constata-se que os registros de máximo fracionamento isotópico estão relacionados a secas na Amazônia e/ou no nordeste brasileiro (Fig. 6A). Já os registros de mínimo fracionamento isotópico, quando ocorrem no verão ou outono, são concomitantes à ocorrência de chuvas acima da média na Amazônia e/ou nordeste brasileiro, e quando os registros ocorrem no inverno ou na primavera, também se registram chuvas acima da média na porção subtropical (Fig. 6B).

Para explorar mais detalhes dessas relações foram selecionados oito casos de máximo e mínimo δ^{18} O, onde será discutida a distribuição espacial da precipitação e a influência da variação da

Quadro 1. Identificação da estação sazonal de ocorrência de cada padrão espacial anômalo, da área afetada pelas anomalias positivas e negativas da precipitação e magnitude da influência do fenômeno ENOS e da variabilidade do Atlântico Tropical Norte (ATN).

			Área afetada		Influência	
	Estação	Fase	Anomalia negativa	Anomalia positiva	ENSO	ATN
CP1	Verão	+		Nordeste Brasileiro	Fraca	Forte
		-	Nordeste brasileiro			
CP2	Inverno e primavera	+	Amazônia	Porção Subtropical	Moderada	Fraca
		-	Porção Subtropical	Amazônia		
СР3	Verão e outono	+	Amazônia	Porção Subtropical	Moderada/ Forte	Forte
		-	Porção Subtropical	Amazônia		
CP4	Verão e outono	+		Porção Subtropical	- Forte	Moderada
		-	Amazônia			
CP5	Outono e inverno	+	Nordeste brasileiro		Fraca	Forte
		-		Nordeste brasileiro		
CP6	Primavera e verão	+	Porção Subtropical	Amazônia	- Fraca	Fraca
		-	Amazônia	Porção Subtropical		

temperatura superficial do Oceano Pacífico e do Atlântico Norte. Os índices climáticos que representam a variabilidade temporal da temperatura superficial dos oceanos estão expressos na figura 6D.

O primeiro caso abrange os primeiros cinco anos da série, período em que a amplitude de variação da δ^{18} O é menor quando comparada ao restante da série temporal. Nesse período é observada a ocorrência prolongada de secas sobre a região amazônica e chuvas acima da média climática na região extratropical, sendo que as anomalias são oriundas do aquecimento do Atlântico Norte e do Pacífico.

A combinação do aquecimento do Atlântico Norte nos verões de 1979, 1980 e 1981 com o aquecimento do Pacífico entre 1982 e 1983 gerou, maximizou e prolongou as secas na Amazônia e o maior fracionamento isotópico do 0¹8 da água precipitada nos verões sobre a geleira. Além disso, compensou o aquecimento equatorial ocorre a intensificação dos ventos originados pelo anticiclone semifixo do Atlântico Sul e a passagem mais frequente dos sistemas frontais na região extratropical, ocasionando anomalias positivas na precipitação em latitudes médias (Grimm, 2003).

A diminuição do transporte da umidade evaporada no oceano Atlântico em direção ao continente e o consequente aumento da reciclagem da água sobre o continente tem origem no enfraquecimento dos ventos alísios e pelo deslocamento da porção descendente da célula de Walker para o interior da Amazônia (Fisch *et al.*, 1998).

Essas alterações na circulação atmosférica geram três padrões espacial anômalos da precipitação, por afetar distintos fenômenos de convergência ao longo de um ano hidrológico. No inverno e na primavera, ocorre naturalmente uma diminuição na precipitação nas porções leste e sul da Amazônia e uma elevação dos índices pluviométricos no hemisfério norte e na porção oeste da Amazônia, consequentemente, os impactos do aquecimento das águas oceânicas afetam a área onde as convergências estão atuando, originando o padrão CP2+. Porém no verão ou no outono, os impactos do aquecimento das águas oceânicas deslocam para norte a posição da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) originando anomalias negativas da precipitação em toda região equatorial do hemisfério sul, conforme se constata no padrão CP3+. Além disso, nos meses em que há grande aquecimento das águas oceânicas do Pacífico (El Niño forte), ou o aquecimento simultâneo do Pacífico e do Atlântico Norte, se observa secas em toda região tropical na estação chuvosa e o deslocamento do núcleo com anomalias positivas mais para o sul, situando-se sobre o extremo sul do Brasil e o Uruguai (padrão CP4-).

Na sequência temporal (segundo caso) é observada a ocorrência de uma La Niña, com duração entre dezembro de 1983 e 1985. Nesse período são observadas anomalias positivas na precipitação em latitudes tropicais (Amazônia e Nordeste brasileiro) e secas na região extratropical geradas por bloqueios atmosféricos em latitudes médias.

Porém os impactos da La Niña no ano de 1985

foram mais eficientes no controle da δ^{18} O porque no ano de 1984 o oceano Atlântico permanecia aquecido, o que minimizou os impactos da La Niña. Já no ano de 1985, a combinação do resfriamento do Pacífico e do Atlântico Norte durante o verão e o outono intensificou o rápido transporte da umidade evaporada no oceano Atlântico para o Nevado Illimani.

O resfriamento dos dois oceanos no outono de 1985 originou a distribuição da precipitação conforme o padrão da CP5-, o qual evidencia que houve uma intensificação dos ventos alísios no litoral nordestino e dos jatos de baixos níveis sobre o continente, desde a foz do Rio Amazonas até os Andes Centrais. Essa intensificação dos ventos alimentou as convergências ao longo de suas atuações e possibilitou o transporte de moléculas mais pesadas de oxigênio (O¹8) até o Nevado Illimani.

O terceiro caso abrange um período em que o El Niño prolongou-se por dois verões, sendo atípico porque geralmente esse evento começa na primavera e termina no outono (Trenberth, 1997). Por causa desse evento (El Niño) a razão δ^{18} O manteve-se mínima entre julho de 1986 e outubro de 1987, como consequência da diminuição da entrada de água no continente e a intensificação da reciclagem da umidade sobre o continente (Souza et al., 2000). Ao mesmo tempo, constatam-se secas no nordeste brasileiro e na floresta amazônica, sendo representados pelo padrão espacial anômalo CP1- e CP4-, respectivamente.

No verão de 1987, a combinação da diminuição do transporte de umidade para o interior do continente e o estacionamento dos sistemas frontais em latitudes extratropicais inibiu a formação da Zona de Convergência do Atlântico Sul, o que originou a grande escassez de chuvas sobre o nordeste (CP1-). Já no final de 1987, repetem-se os impactos de um El Niño forte, com anomalias negativas da precipitação sobre toda região tropical (CP4-) (Grimm, 2003).

Com a aproximação do início do ano de 1988, os impactos do El Niño reduzem a sua eficiência no controle da precipitação e na reciclagem da água por causa do resfriamento progressivo das águas equatoriais no Pacífico, as quais, na sequência temporal, caracterizam a formação de uma La Niña forte entre o inverno de 1988 e o de 1989 (Trenberth, 1997).

A ocorrência repentina da La Niña (quarto caso) afetou a precipitação e a reciclagem da água sobre o continente entre agosto e outubro de 1988, seguindo um padrão típico desse evento, com anomalias positivas da precipitação sobre a floresta amazônica no período inicial da estação chuvosa

(Grimm, 2004). Nesse período, a distribuição espacial da precipitação é representada pela CP2-. A entrada antecipada da água evaporada no oceano Atlântico, além de causar anomalias positivas na precipitação, também manteve a razão δ¹⁸O elevada.

No entanto, o controle do δ^{18} O pela variabilidade da temperatura superficial do Oceano Pacífico e do Atlântico não é absoluto, pois nem todos os casos de máximo e mínimo δ^{18} O são explicados pela ocorrência do El Niño ou La Niña. Por exemplo, o quinto caso, em que o δ^{18} O mínimo pode ser um registro da natural reciclagem da água na região sob domínio monçônico durante o inverno.

A interrupção do transporte de umidade para o interior continental no inverno austral gera uma diminuição natural das precipitações sobre o continente (Zhou & Lau, 1998). Consequentemente, a água que se encontra sobre o continente é reciclada pela evaporação provocada pelas altas temperaturas tropicais e assim, o fracionamento isotópico diminui o δ^{18} O da água preservada na geleira.

Outro caso peculiar (sexto) é o registro do δ^{18} O máximo no inverno como, por exemplo, aquele de 1992, pois naturalmente ocorre intensa reciclagem da umidade nesta estação. Supõe-se, nesse caso, que a água evaporou no oceano Atlântico Sul em latitudes médias e foi transportada rapidamente até o Nevado Illimani, sem passar por numerosos processos de destilação.

No inverno, o transporte de umidade para o interior do continente é efetuado predominantemente pelo Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul, que se situa em 30ºS e por jatos de baixos níveis, que estão atuando ao sul de 10ºS (Marengo et al., 2004). A intensificação desses mecanismos atmosféricos de transporte no ano de 1992 pelos impactos do evento El Niño (1991-1992) gerou simultaneamente chuvas acima da média climática na região extratropical e o transporte de moléculas mais pesadas (0¹8) até o Nevado Illimani.

O sétimo caso é semelhante ao quinto, período no qual a variação da δ^{18} O não está relacionada exclusivamente a variabilidade da temperatura superficial do Oceano Pacífico. Neste caso (inverno de 1993) são registrados δ^{18} O mínimo, secas no nordeste brasileiro e anomalias da temperatura superficial dos oceanos próximas de zero.

Supõe-se, neste último caso, que o pequeno aquecimento do Atlântico maximizou a seca natural no inverno austral sobre o interior continental e gerou secas anômalas no litoral nordestino, conforme o padrão espacial anômalo CP5+ (Enfield, 1996). Esse conjunto de fatores possibilitou a precipitação no Nevado Illimani de moléculas de água

que passaram por aproximadamente oito processos de evaporação-precipitação sobre o continente sul-americano.

O oitavo caso evidencia que pequenas alterações nas condições iniciais podem maximizar os efeitos sazonais da circulação atmosférica, por exemplo, no verão entre dezembro de 1996 e março de 1997, um pequeno resfriamento do Atlântico e do Pacífico favoreceu a intensificação da Zona

de Convergência do Atlântico Sul sobre o nordeste brasileiro e a porção norte da região sudeste, resultando em índices pluviométricos acima da média de acordo com o padrão espacial anômalo CP1+. Além disso, intensificou o transporte de umidade pelo confinamento dos jatos de baixos níveis ao norte e oeste da zona de convergência, possibilitando a precipitação de isótopos mais pesados (O¹8) no Nevado Illimani.

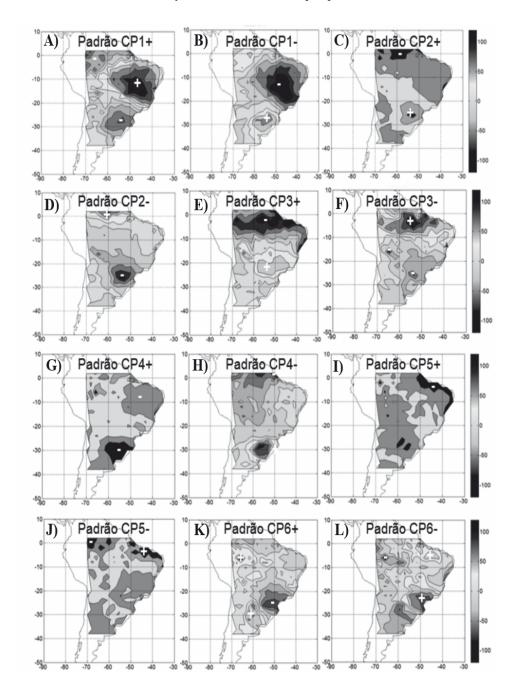


Figura 5. Padrões espaciais anômalos da precipitação (mm) sobre a América do Sul, identificados pela análise das componentes principais (Modo T), sendo que CP é Componente Principal, o número é a identificação da CP e o sinal (+,-) identifica a fase. A) Primeira componente principal, fase positiva; B) Primeira componente principal, fase negativa; C) Segunda componente principal, fase positiva; F) Terceira componente principal, fase negativa; G) Quarta componente principal, fase positiva; H) Quarta componente principal, fase negativa; I) Quinta componente principal, fase positiva; J) Quinta componente principal, fase negativa; L) Sexta componente principal, fase negativa; L) Sexta componente principal, fase negativa;

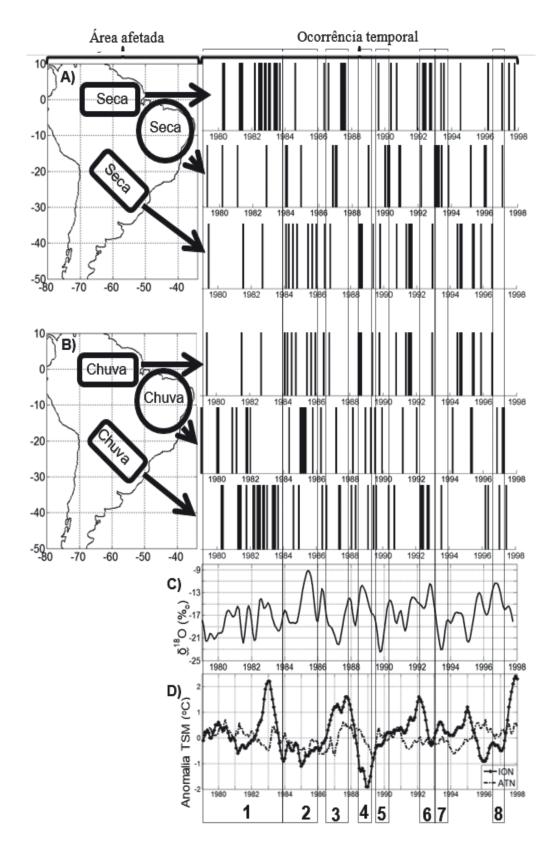


Figura 6. Relações entre a δ^{18} O e a precipitação na América do Sul. A) Ocorrência temporal dos padrões espaciais anômalos que representam às secas na Amazônia, no nordeste brasileiro e em áreas de latitudes médias; B) Ocorrência temporal dos padrões espaciais anômalos que representam chuvas acima da média climática na Amazônia, no nordeste brasileiro e em áreas de latitudes médias; C) Na parte inferior da figura estão expressos as δ^{18} O e D) Os índices Oceânicos Niño (ION) e do Atlântico Tropical Norte (ATN).

4 Conclusões

Constatou-se que a variação da temperatura superficial do Oceano Pacífico e do Atlântico Norte é o principal fator que controla a distribuição espacial da precipitação e a variabilidade temporal do δ^{18} O mensurado a partir do testemunho de gelo do Nevado Illimani. O aquecimento das águas superficiais do Pacífico e do Atlântico no verão enfraquece os ventos que transportam a umidade para o interior do continente; consequentemente, há uma diminuição das precipitações na região tropical e aumento da reciclagem da umidade que se situa sobre o continente.

Em contrapartida, o resfriamento das águas oceânicas do Pacífico e do Atlântico Norte no verão intensifica os ventos zonais na região equatorial, gerando assim, as anomalias positivas da precipitação em latitudes tropicais e o transporte da umidade evaporada no Oceano Atlântico em direção ao glacial sem passar por numerosos processos de evaporação-precipitação sobre a floresta amazônica.

No inverno, o aquecimento das águas oceânicas equatoriais desintensifica os mecanismos transportadores da umidade na região equatorial, gerando anomalias negativas na precipitação nessa região; porém, se esse aquecimento ocorre no início do inverno ou no outono, se observa secas em todo interior continental (CP5+). Quando no final do inverno ou na primavera, é constatado o estacionamento dos sistemas frontais na região extratropical, o que origina as anomalias positivas da precipitação em latitudes médias (CP2+). Neste cenário, o registro do máximo fracionamento isotópico do O¹8 pode ser relacionado a secas na região tropical e chuvas acima da média na região extratropical.

O resfriamento das águas superficiais do Pacífico no inverno intensifica os mecanismos de transportadores da umidade evaporada no oceano Atlântico em direção ao interior continental, isso gera anomalias positivas da precipitação no nordeste brasileiro e possibilita a precipitação de água que não passou por numerosos processos de reciclagem sobre o continente no Nevado Illimani. Em compensação ao resfriamento equatorial ocorre um bloqueio atmosférico na região extratropical, o que impede a passagem dos sistemas frontais e as consequentes precipitações nessa região. Assim, um registro de fracionamento isotópico mínimo do 018 está relacionado a chuvas acima da média climática no nordeste brasileiro e com as secas na região extratropical.

É importante notar, no entanto, que a va-

riação da temperatura superficial do Oceano Pacífico e do Atlântico Norte não realiza o controle absoluto da distribuição espacial da precipitação e da variabilidade temporal do δ^{18} O, pois podem ocorrer situações em que pequenas alterações nas condições iniciais dos fenômenos atmosféricos de transporte e convergência da umidade maximizam ou minimizam os efeitos sazonais da precipitação e da reciclagem da água sobre o continente sulamericano. Além disso, fatores locais podem alterar o ciclo hidrológico sobre o continente e causar alterações na série temporal do δ^{18} O que não são constatadas na nossa escala espacial de análise.

Agradecimentos - A Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pela concessão da bolsa DS e PDSE, ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pelo financiamento de parte da pesquisa (Processo 557053/2009-9 - PROSUL) e aos integrantes do Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement (França) que trabalharam na extração, preparação e análise do testemunho de gelo. Este artigo é uma contribuição do Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia da Criosfera.

Referências

Bales, R.C. & Wolff, E.W. 1995. Interpreting natural climate signals in ice cores. EOS, Transactions, *American Geophysical Union*, 76(47): 477-483.

Compagnucci, R.H. & Richman, M.B. 2007. Can principal component analysis provide atmospheric circulation or teleconnection patterns? *International Journal of Climatology*, 28(6): 703-726.

Craig, H. 1961. Isotopic Variations in Meteoric Waters. Science, New Series, 133(3465): 1702-1703.

Dansgaard, W. 1954. The O¹⁸ abundance in fresh water. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 6(5): 241-260.

Dansgaard, W. 1964. Stable isotopes in precipitation. *Tellus*, 16(4): 436-468.

Eltahir, E.A.B. & Bras, R.L. 1994. Precipitation recycling in the Amazon basin. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 120(4): 861-880.

Enfield, D.B. 1996. Relationships of inter-American rainfall to Atlantic and Pacific SST variability. *Geophysical Research Letters*, 23(23): 3305-3308.

Enfield, D.B. & Mayer, D.A. 1997. Tropical Atlantic SST variability and its relation to El Niño-South Oscillation. *Journal of Geophysical Research*, 102(C1): 929-945.

Enfield, D.B., Mestas, A.M., Mayer, D.A. & Cid-Serrano, L. 1999. How ubiquitous is the dipole relationship in tropical Atlantic sea surface temperatures? *Journal of Geophysical Research*, 104(1): 7841-7848.

Fisch, G., Marengo, J.A. & Nobre, C.A. 1998. Uma revisão geral sobre o clima da Amazônia. *Acta Amazônica*, 28(2): 101-126.

- Grimm, A.M. 2003. The El Niño Impact on the Summer Monsoon in Brazil: Regional Processes versus Remote Influences. *Journal of Climate*, 16(C4): 263-280.
- Grimm, A.M. 2004. How do La Niña events disturb the summer monsoon system in Brazil? Climate Dynamics, 22(2): 123-138.
- 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 Reanalyses: Characteristics and Temporal Variability. *Journal of Climate*, 17(12): 2261-2280.
- Ramirez, E., Hoffmann, G., Taupin, J.D., Francou, B., Ribstein, P., Caillon, N., Ferron, F.A., Petit, J.R., Landais, A. & Simões, J.C. 2003. A new Andean deep ice core from Illimani (6350 m), Bolivia. *Earth and Planetary Science Letters*, 212(3): 337-350.
- Reboita, M.S., Gan, M.A., Rocha, R.P. & Ambrizzi, T. 2010. Regimes de Precipitação na América do Sul: Uma Revisão Bibliográfica. *Revista Brasileira de Meteorologia*, 25(2): 185-204.
- Salati, E., Dall'olio, A., Matsui, E. & Gat, J.R. 1979. Recycling of water in the Amazon Basin: An isotopic study. *Water Resources*, 15(5): 1250-1257.
- Souza, E., Kayano, M., Tota, J., Pezzi, L., Fisch, G. & Nobre, C. 2000. On the influences of the el Niño, la Niña and Atlantic dipole pattern on the Amazonian rainfall

- during 1960-1998. *Acta Amazônica*, 30(2): 305-318.
- Thompson, L.G., Mosley-Thompson, E., Grootes, P.M., Pourchet, M. & Hastenrath, S. 1984. Tropical glaciers: potential for ice core paleoclimatic reconstructions. *Journal of Geophysical Research*, 89(D3): 4638-4646.
- Thompson, L.G., Davis, M.E., Mosley-Thompson, E., Sowers, T.A., Henderson, K.A., Zagorobnov, V.S., Lin, P.N., Mikhalenko, V.N., Campen, R.K., Bolzan, J.F., Coledai, J. & Francou, B. 1998. A 25,000-year tropical climate history from Bolivian Ice cores. *Science*, 282(5395): 1858-1864.
- Trenberth, K.E. 1997. The definition of El Niño. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 78(12): 2771-2777.
- Vimeux, F., Gallaire, R., Bony, S., Hoffmann, G. & 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(2): 205-220.
- Vuille, M., Bradley, R., Werner, M., Healy, R. & Keimig, F. 2003. Modelling δ^{18} O in precipitation over the tropical Americas: 1. Interannual variability and climatic controls. *Journal of Geophysical Research*, 108(D6): 1984-2012.
- Zhou, J. & Lau, K.M. 1998. Does a Monsoon Climate Exist over South America? *Journal of Climate*, 11(5): 1020-1040.

Man 527

Editores: Ulisses F. Bremer & Paulo A. Souza