Revista Brasileira de Geografia Física

Homepage: www.ufpe.br/rbgfe

Precipitação na América do Sul: médias climáticas e padrões da variabilidade no período entre 1979 e 2008

Éder Leandro Bayer Maier¹, Juliana Costi¹, Sandra Barreira² e Jefferson Cardia Simões¹

1 – Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Endereço: Av. Bento Gonçalves, 9.500, prédio 43136, salas 208, Bairro Agronomia, Porto Alegre – RS, Brasil, CEP: 91501-970, Telefone: (51) 3308 6341, autor correspondente e-mail: edermaier@furg.br, ju.costi@gmail.com, jefferson.simoes@ufrgs.br

2 – Serviço Meteorológico da Armada Argentina, Endereço: Av. Comodoro Py, 2055, Edifício Libertad, Piso 15, Cidade Autônoma de Buenos Aires, Argentina, Telefone: (54 -11) 4317 2000, ramal 3152, barreira.sandra@gmail.com

Artigo submetido em 05/02/2016 e aceite em 10/02/2016.

RESUMO

Este artigo discute os principais padrões médios e anômalos da precipitação sobre a América do Sul no período 1979–2008. Para isso foram manipulados dados mensais da precipitação observada em 890 estações meteorológicas localizadas na Argentina, Bolívia, Brasil, Paraguai e Uruguai ao longo desse período de trinta anos. As médias climáticas foram subtraídas das amostras, originando as anomalias, as quais foram agrupadas por meio da Análise das Componentes Principais em dois modos. No modo T se identificou 6 componentes principais, que explicam 35% da variância e representam 12 padrões espaciais anômalos originados, principalmente, pelo fenômeno El Niño–Oscilação Sul (ENOS) e pela variabilidade do Atlântico Norte. No modo S foram identificadas 8 zonas em que a variabilidade temporal das séries anômalas é semelhante, sendo que o ENOS prevalece no controle das anomalias nas zonas situadas na região equatorial e extratropical, além disso, a variabilidade do Atlântico Norte pode maximizar ou minimizar os impactos do ENOS. A frequência de recorrência desses estresses hídrico variam entre 20 e 60 meses.

Palavras chaves: Precipitação, América do Sul e ACP.

Precipitation in South America: climatic means and variability patterns from 1979 to 2008

ABSTRACT

This article discusses mean and anomalous rainfall patterns over South America in the period 1979–2008. For that we handled monthly precipitation data observed at 890 meteorological stations located in Argentina, Bolivia, Brazil, Paraguay and Uruguay over this thirty years period. Climatic means were subtracted from the data, resulting in anomalies that were grouped by Principal Component Analysis in two modes. We identified 6 main components in the T mode, which explain 35% of the variance and represent 12 anomalous spatial patterns originated mainly by El Niño–Southern Oscillation (ENSO) phenomenon and the North Atlantic variability. In mode S, we identified eight zones where the series temporal variability is also anomalous, and the ENOS prevails as the anomalies controller in the equatorial and extra tropical regions. Further, North Atlantic variability may maximize or minimize the ENSO impact. The frequency of these recurrent water stresses range from 20 to 60 months.

Keywords: Precipitation, South America, PCA

Introdução

Entre os principais ciclos do balanço térmico e hídrico de um regime climático, o ciclo hidrológico é um dos mais importantes para a produtividade dos ecossistemas pelo papel da água na manutenção da cadeia alimentar. Onde as precipitações são a maior porcentagem da recarga

de água de um ecossistema, tornando-as uma variável reguladora da produtividade primária e secundária. Frente à importância da água, a compreensão dos principais padrões da distribuição espacial e temporal da precipitação pode minimizar a vulnerabilidade humana por meio da gestão ambiental sustentável.

Este artigo investiga os padrões médios da precipitação na América do Sul e os principais padrões espaço-temporais das anomalias da precipitação. Esses padrões anômalos são investigados de dois modos, um analisa a distribuição espacial da precipitação e outro identifica as zonas em que a variação temporal das anomalias da precipitação é homogênea. Sendo que o trabalho é inovativo por analisar uma vasta área do continente sul-americano (~13.577.531 km²) usando a Análise das Componentes Principais no modo T e S.

Na América do Sul, os principais estresses hídricos ocorrem pela variabilidade interdecenal e interanual da precipitação originada pela ocorrência do fenômeno El Niño – Oscilação Sul (ENOS), o qual é caracterizado por alterações na interação oceano-atmosfera sobre o Oceano Pacífico Equatorial que causam mudanças no balanço térmico/hídrico em escala planetária com ocorrência entre 1,5 a 7 anos. Já os fatores locais são predominantes no controle da precipitação no verão porque a interação atmosfera–solo controla o balanço térmico–hídrico da dinâmica monçônica. Na primavera são os fatores remotos que controlam a distribuição espaço-temporal da precipitação porque o início das chuvas de monções é dependente ao balanço térmico da interação atmosfera–oceanos, principalmente sobre o Oceano Pacífico Equatorial. Porém, em nenhuma estação sazonal os fatores locais ou remotos são inibidos, ocorre apenas o predomínio de um ou de outro fator (Grimm, 2009).

O aquecimento anômalo das águas oceânicas do Pacífico (El Niño) desloca para o interior da Amazônia a parte descendente da célula de Walker, inibindo convergências nessa região e favorecendo o deslocamento da umidade para latitudes extratropicais. Já o resfriamento das águas equatoriais do Pacífico (La Niña) favorece o transporte e convergência de umidade em latitudes tropicais e estabilidade anômala em latitudes extratropicais (Kousky e Cavalcanti, 1984).

Por isso, na ocorrência do El Niño forma-se anormalmente uma célula divergente sobre a Amazônia e a migração da ZCIT para norte, o que diminui o transporte e a convergência de umidade na região equatorial (Grimm, 2003). Além disso, também se observa a intensificação dos jatos de baixos níveis que aumentam o transporte de umidade Amazônica em direção a região subtropical, onde registra-se anomalias positivas da precipitação (Silva et al., 2009).

Com a ocorrência da La Niña observa-se o aumento da convergência sobre o noroeste da bacia hidrográfica Amazônica, deslocamento da ZCIT

para sul e o encurtamento dos jatos de baixos níveis. Isso tudo, concentra as precipitações acima da média na região tropical, predominantemente na primavera (Grimm, 2004).

O deslocamento da célula de circulação meridional (célula de Hadley) também afeta a intensidade e frequência dos sistemas frontais e a ciclogênese na região subtropical (Grimm et al., 1998). Por exemplo, a ocorrência do El Niño aumenta a atuação dos sistemas frontais, aumenta a frequência dos ciclones no sul da Argentina e reduz nas demais áreas e a ocorrência da La Niña aumenta a atividade de ciclones no Atlântico Sul Subtropical (Pezza e Ambrizzi, 2003) e diminui a atuação dos sistemas frontais (Fedorova e Carvalho, 2000).

Os principais impactos do ENOS na precipitação com a ocorrência do El Niño (La Niña) no inverno, são chuvas abaixo (acima) da média climática na região equatorial. Na primavera, esses eventos causam anomalias positivas (negativas) da precipitação na região extratropical e anomalias negativas (positivas) na Amazônia e região centro-leste do Brasil. O controle do ENOS na precipitação do centro-leste diminui no verão e outono, porém permanecem no Sul onde causa chuvas acima (abaixo) da média climática e no Nordeste onde causa secas (anomalias positivas) com o El Niño (La Niña) (Grimm, 2003 e 2004).

Além do ENOS, alterações interanuais da temperatura superficial do Oceano Atlântico em latitudes tropicais podem perturbar a distribuição da precipitação no nordeste brasileiro e na Amazônia. Cabe ressaltar que a variabilidade do Oceano Atlântico possui correlação positiva com o Pacífico e as alterações da temperatura do Oceano Atlântico Norte influenciam na recarga hídrica pela intensificação ou desintensificação dos ventos alísios (Enfield, 1996).

O aquecimento anômalo diminui a pressão atmosférica nesta área e consequentemente minimiza o gradiente de pressão entre o oceano e o continente, tornando menos eficiente o transporte da umidade e vice-versa quando há um resfriamento (Nobre e Shukla, 1996).

A variabilidade temporal da temperatura superficial do Oceano Atlântico Tropical possui um modelo espacial bipolar entre os dois hemisférios, com dois ciclos, um com frequência de recorrência de 8 a 9 anos, que gera anomalias na temperatura superficial do oceano durante o inverno e primavera boreal, outro com maior frequência, entre 2 e 3 anos, que causa anomalias no verão boreal (Enfield et al., 1999).

A influência das anomalias do Atlântico Tropical na precipitação da América do Sul ocorre na escala interanual ou interdecenal (Hastenrath, 1984). A área mais afetada pela variabilidade do Atlântico Tropical é a margem leste da região equatorial, que abrange o nordeste brasileiro e a porção leste da Amazônia (Nobre e Shukla, 1996).

Os impactos na precipitação ocorrem por alterações na intensidade dos ventos alísios de nordeste e sudeste ou por modificações na posição da ZCIT. No primeiro caso, o aquecimento (resfriamento) do Atlântico Norte diminui (aumenta) a intensidade dos ventos alísios de nordeste e consequentemente, o transporte de umidade para o litoral diminui (aumenta) (Enfield, 1996). No segundo caso, o padrão espacial bipolar da variabilidade do Atlântico Tropical favorece a alteração do gradiente meridional da temperatura e de pressão atmosférica, o qual desloca anormalmente a posição da ZCIT, por exemplo, quando o Atlântico Norte aquece (resfria) o Atlântico Sul resfria (aquece) e a ZCIT desloca-se para norte (sul) (Nobre e Shukla, 1996).

A região equatorial apresenta grande eficiência na combinação dos mecanismos de transporte e convergência da umidade, gerando altos índices pluviométricos ao longo de todo ano, os quais podem somar mais de 2.500 mm. Nessa região, o transporte de umidade é realizado pelos ventos alísios e Jato de Baixos Níveis (JBN) que interagem com mecanismos de convergência como a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) e os Complexos Convectivos de Mesoescala (CCM) (Fisch et al., 1998).

Na região tropical a variabilidade espacial da precipitação é expressiva, com totais anuais acima de 2.500 mm na face leste da Cordilheira dos Andes e com ambientes áridos no nordeste brasileiro e no altiplano andino. As áreas que recebem chuvas abundantes estão sob domínio da dinâmica monçônica, onde os JBN são os ventos mais eficientes no transporte da umidade e na interação com os CCM e a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS). Adicionalmente, a barreira orográfica da Cordilheira dos Andes força a convergência da umidade em sua margem leste, acumulando altos índices pluviométricos e também direciona os ventos para a região extratropical ao longo da cordilheira (Marengo et al., 2004).

O altiplano andino e o nordeste brasileiro são as regiões tropicais mais secas da América do Sul, recebendo chuvas anuais entorno de 500 mm ou menos. Porém a aridez tem gêneses distintas, sobre o altiplano são as baixas temperaturas e os ventos vindos do oceano Pacífico que não favorecem o transporte e a convergência da

umidade, já sobre o Nordeste existe uma célula atmosférica descendente que inibe as precipitações (Reboita et al., 2010)

Na região subtropical existem duas zonas climáticas, uma seca e outra úmida, onde a continentalidade é o principal fator na distribuição espacial da umidade. Os ventos originados pelo Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul (ASAS) empurram a umidade do Atlântico em direção ao interior do continente, o que proporciona maiores índices pluviométricos na margem leste e uma diminuição progressiva quando se adentra no continente. Porém, em ambas as zonas climáticas, são os Sistemas Frontais (SF) que provocam as principais convergências da umidade.

Além da distribuição espacial da umidade sobre o continente sul-americano, existe a variabilidade temporal, a qual é caracterizada predominantemente pelo regime monçônico e pela sazonalidade da migração da ZCIT. O deslocamento da ZCIT concentra as chuvas equatoriais do hemisfério norte nos meses do inverno austral e as precipitações do hemisfério sul no verão austral. Já a dinâmica monçônica inibe o transporte e a convergência da umidade para o interior do continente no inverno causando anualmente estresse hídrico (Cavalcante et al., 2009).

Uma vasta área entre a borda sul da Amazônia até o norte da região sul do Brasil é dependente da recarga de umidade pelas monções, tornando-a vulnerável às variações interanual e interdecenal dessa circulação. Por exemplo, se um verão apresenta chuvas abaixo da média climática, a reposição dos estoques hídricos só poderá ocorrer na próxima estação chuvosa, já a intensificação das monções poderá causar erosão excessiva e/ou alagamentos (Grimm, 2003).

Em alguns casos são os padrões anômalos da precipitação que se tornam alvo de investigações, pois são excessos ou escassez de chuvas que geram intenso estresse hídrico nos ecossistemas, afetando o cultivo de produtos agrícolas, prejudicando a navegação, etc. Assim, a compressão dos mecanismos e fenômenos que controlam as anomalias da precipitação pode se tornar uma importante ferramenta para a gestão ambiental ou para previsão antecipada desses casos, minimizando os impactos ambientais e econômicos causados pela variabilidade climática.

Metodologia

Valores mensais da precipitação foram calculados para mensurar a distribuição espacial e temporal da umidade sobre o continente. Posteriormente, foi realizada a mensuração das

anomalias e investigada a variabilidade climática pela Análise das Componentes Principais (ACP). Esta análise foi dividida em dois modos, o Modo T que é o agrupamento temporal de campos anômalos (que serve para identificar os princípios padrões espaciais anômalos) e o Modo S que é o agrupamento espacial de séries temporais (usado para identificar zonas em que a variabilidade temporal é semelhante) (Compagnucci e Richman, 2007).

Dados - utilizou-se dados mensais de 30 anos (1979–2008) da precipitação observada em 890 estações meteorológicas (Figura 1A) 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).

A fim de complementar as séries observadas foram integrados bancos de dados estimados por modelagem numérica (Reanálise), por tratamento estatístico de imagens de satélites (*Climate Prediction Center - Merged Analysis of Precipitation* - CMAP) e pela compilação e interpolação de dados observados (Universidade de Delaware).

As reanálises são disponibilizadas pelo *National Centers for Environmental Prediction* (NCEP) e *National Center for Atmospheric Research* (NCAR) em uma grade Gaussiana com resolução de aproximadamente 2° de latitude e longitude. As estimativas são do projeto Reanalises II, o qual gera um produto com menor erro por causa dos ajustes nas equações numéricas que estimam as variáveis sobre a América do Sul (para detalhes veja Kistler et al., 2001).

Os dados do CMAP são oriundos de cinco métodos de estimativa da precipitação por meio do processamento digital de imagens dos satélites meteorológicos e dispostos em uma grade com resolução de 2,5° de latitude e longitude (Huffman et al., 1997). Adicionalmente, essas estimativas são corrigidas por meio da comparação com as reanálises (Xie e Arkin, 1997). No entanto a série temporal possui dados até julho de 2008, faltando cinco meses para completar o período proposto por este trabalho.

A base de dados Delaware 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). A normal climática 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, porém possui algumas limitações em áreas litorâneas porque não possui dados sobre os oceanos.

Os dados estimados que complementaram as séries observadas são oriundos da interpolação das grades acima descritas, para isso se utilizou três métodos de interpolação: linear, vizinho mais próximo e cúbica. Posteriormente, para selecionar a melhor estimativa, essas séries interpoladas foram comparadas com as observações por meio de correlação e do valor p (admitindo uma confiabilidade superior a 95%). O resultado dessa seleção pode ser visualizado na Figura 1B.

Manipulação das Amostras - a partir das observações dispersas sobre o continente foi construída uma grade com resolução de aproximadamente 2° de latitude e longitude, onde cada ponto está centrado em uma área de 12.321 km², independente da latitude em que o ponto se encontra.

Sendo que a equivalência espacial é obtida pela seguinte relação:

$$\Delta lon = 111120 / \cos(\text{latitude}) \quad \text{Eq. 1}$$

Em que 111.120 é a maior distância em metros de um grau longitudinal (Compagnucci e Richman, 2007).

Cada ponto da grade contém uma série de trinta anos obtida pela média das observações realizadas dentro do espaço em que o ponto está centrado.

Para os pontos sem observações foram utilizados dados estimados pela Universidade de Delaware. Na Figura 1C estão identificados os pontos que contém séries observadas (asteriscos) e pontos com dados estimados (asteriscos circunscritos).

Figura 1. Localização e disposição espacial dos dados da precipitação na América do Sul. (A) Distribuição espacial das estações meteorológicas argentinas, bolivianas, brasileiras, paraguaias e uruguaias; (B) Dados estimados utilizados para complementar as séries temporais observadas e (C) Grade equiespaçada com observações (asterisco) e estimativas (asterisco com círculo).

As médias climáticas e a média anual da precipitação foram calculadas para cada ponto da grade. As médias mensais, quando subtraídas de cada amostra, originam as séries/campos anômalos, que representam a magnitude da precipitação excedente ou deficitária de cada mês. Adicionalmente, essa operação subtrai o ciclo sazonal e maximiza as alterações do regime hídrico proveniente de perturbações em escalas temporais distintas da sazonal.

A ACP é utilizada para identificar os padrões espaciais anômalos (Modo T) e as zonas em que séries anômalas apresentam variabilidade temporal semelhante (Modo S) (Compagnucci e Richman, 2007). Essa técnica estatística seleciona os padrões ou zonas a partir da identificação da menor correlação entre as amostras. Consequentemente, se elas possuem os menores índices de correlação, elas também têm a maior variância. Dessa maneira, os padrões ou zonas que explicam a maior porcentagem da variância são representados por modelos estatísticos (Componentes Principais) obtidas por regressão linear, da seguinte forma:

$$z_{ij} = \sum_{m=1}^r f_{im} a_{mj}^T$$

$i=1, \dots, n; j=1, \dots, n; m=1, \dots, r; r \leq n;$ Eq. 2
onde f_{im} é a r th dos valores de cada CP e a_{mj} é o fator de carga (Richman, 1986).

O Fator de Carga (FC) é intrínseco a representatividade de cada componente principal, sendo obtido pela mensuração do índice de correlação entre a componente e as amostras. Esse fator é utilizado para definir a ocorrência temporal dos padrões espaciais anômalos no Modo T e as zonas no Modo S quando $r \geq |0,4|$.

A distinção entre o Modo T e S é a orientação da matriz de entrada, o que define a dimensão a ser comparada. Por exemplo, no Modo T se compara campos espaciais ao longo do tempo e no Modo S se compara séries temporais ao longo do espaço. Assim a regressão linear (CP) no Modo T possui dimensão espacial e no Modo S uma dimensão temporal. Já o FC possui dimensão oposta à sua respectiva CP (Compagnucci e Richman, 2007).

No modo S, posteriormente a identificação das zonas, foi selecionada uma série temporal anômala no núcleo de cada zona para representar a variabilidade temporal da respectiva área. Além disso, essas séries temporais foram submetidas à Análise Espectral a fim de identificar fenômenos ciclos que causam as anomalias na precipitação.

No modo T, após a identificação da ocorrência temporal de cada CP (fase positiva e negativa) foi calculado os Padrões Espaciais Anômalos, eles são as médias dos campos anômalos no período de ocorrência de cada fase da componente principal, em síntese, são selecionados os campos anômalos na matriz de entrada representados pela componente principal. Isso visa minimizar as diferenças entre as componentes principais e a distribuição espacial da precipitação (Compagnucci e Richman, 2007).

Na análise espectral foi utilizado a transformada rápida de Fourier (fast Fourier transform (fft) – em inglês) para identificar as frequências espectrais que são predominantes na variação temporal das séries. Essa identificação é realizada pela transformação do tempo de recorrência da variação de energia (magnitude das anomalias) em uma razão do número de ciclos (frequência). Além disso, para cada frequência espectral é mensurado a densidade espectral de

potência, também chamada de potência espectral, a qual expressa a capacidade energética de cada ciclo (Duhamel e Vetterli, 1990). Adotou-se como frequência espectral predominante as que possuem potência espectral com significância estatística acima de 95%.

Transformada Rápida de Fourier, definida pela seguinte função:

$$X(K) = \sum_{j=1}^N x(j) \omega_N^{(j-1)(k-1)} \quad \text{Eq. 2}$$

Em que: $\omega_N = e^{(-2\pi i)/N}$. Fonte: Cooley e Tukey (1965).

Resultados

A precipitação total anual na América do Sul pode variar entre 200 e 2.500 mm (Figura 2A), sendo que os maiores volumes da precipitação ocorrem na região tropical, nas proximidades da linha do equador e na margem leste da Cordilheira dos Andes, já os menores volumes são registrados no nordeste brasileiro e altiplano boliviano. Nas demais áreas observa-se volumes de precipitação entre 800 e 1500 mm como, por exemplo, os registros na região extratropical, centro-oeste e sudeste brasileiro.

O ciclo hidrológico da margem leste da Cordilheira dos Andes é abastecido pela evaporação das águas do Oceano Atlântico e pela reciclagem da umidade continental. Sendo que o volume anual da precipitação está intimamente relacionado a atuação dos mecanismos atmosféricos que transportam e ascendem a umidade. Consequentemente, os maiores volumes da precipitação anual estão relacionados a eficiência desses mecanismos como, por exemplo, a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) na região equatorial e as convecções orográficas registradas na margem leste da Cordilheira dos Andes (Nóbrega et al. (2005).

Da mesma forma, os registros de índices pluviométricos pequenos estão associados a mecanismos atmosféricos que não favorecem a convergência da umidade como, por exemplo, o Vórtice Ciclônico de Altos Níveis no nordeste brasileiro ou a diminuição da umidade específica por causa da continentalidade ou altitude. Essa

associação entre continentalidade e a precipitação pode ser observada na região noroeste da Argentina, onde a continentalidade é responsável pela diminuição do total anual precipitado e no altiplano boliviano, local em que a altitude diminui a disponibilidade de água na atmosfera. Mais informações sobre os mecanismos de transporte e convergência da umidade podem ser encontradas em Reboita et al. (2010).

A intensidade, frequência e localização desses mecanismos alteram-se em resposta as mudanças sazonais do balanço térmico terrestre como, por exemplo, a migração sazonal da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) para o hemisfério norte e sul durante o inverno e verão austral. Gerando outro aspecto importante da precipitação, o ciclo sazonal, porque em alguns regimes climáticos o volume total anual é concentrado nos meses do verão, exceto o nordeste brasileiro.

Na Figura 2B é possível visualizar os volumes mensais da precipitação, de janeiro a dezembro, representados por barras no histograma. Dessa forma é possível de visualizar o volume da precipitação (eixo vertical - tamanho da barra) e o período chuvoso (eixo horizontal – 12 meses).

Na região equatorial são os meses do verão os mais chuvosos, mas cabe ressaltar que essa região se situa em dois hemisférios, norte e sul, por isso no Norte os meses mais chuvosos são junho, julho e agosto e no sul são dezembro, janeiro e fevereiro. Entretanto, não existe uma estação seca.

As áreas que possuem período secos são: borda sul da Amazônia, centro oeste brasileiro, margem leste da Cordilheira dos Andes, sudeste e nordeste brasileiro. Porém, no Nordeste a estação seca é no verão austral, enquanto nas demais é o inverno que apresenta pequenos totais mensais da precipitação.

Na região extratropical a distribuição temporal da precipitação é mais homogênea, quando comparada a região tropical, sendo possível observar que todos meses possuem precipitações em torno de 100 mm, exceto na porção oeste, porque nessa direção a continentalidade afeta a quantidade de umidade disponível para convergências e formação das precipitações.

Figura 2. Precipitação na América do Sul. (A) Média anual em milímetros da precipitação no período entre 1979-2008; (B) Médias mensais em milímetro da precipitação no período 1979-2008, os histogramas representam o volume mensal precipitado no eixo vertical, com limiares entre 0 e 500 mm e a variação sazonal, de janeiro a dezembro, no eixo horizontal.

Entretanto, é a ocorrência de secas ou chuvas acima da média que pode gerar grande estresse hídrico no ecossistema terrestre, porque ela altera drasticamente o regime hídrico em escalas temporais heterogêneas. Consequentemente, a compreensão dos modelos espaciais e temporais da variação da precipitação podem contribuir para minimizar os impactos sócio-ambientais e maximizar as compensações ambientais frente a ocorrência de secas ou chuvas acima da média.

Os modelos espaciais e temporais da precipitação oriundos da Análise das Componentes Principais agrupam os casos de ocorrência de secas ou chuvas acima da média semelhantes, sendo possível visualizar no tempo e no espaço as variações da precipitação acima ou abaixo da média. Na sequência serão apresentados os padrões espaciais anômalos agrupados ao longo do tempo (modo T) que representam os principais modelos de variação espacial da precipitação na América do Sul e as zonas (modo S) em que a precipitação possui variações temporais semelhantes.

As seis Componentes Principais identificadas no Modo T explicam 35% da variância da precipitação sobre a América do Sul e representam 12 padrões espaciais anômalos (Figura 3), já no Modo S foram identificadas oito zonas em que as séries anômalas da precipitação possuem variabilidade temporal semelhante (Figura 4).

No modo T, cada componente principal está associada 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.

Na Figura 3 é possível visualizar essa inversão dos núcleos das anomalias positivas e negativas em cada padrão espacial comparando a fase positiva com a negativa de cada CP. Visto isso, inicia-se as análises de cada padrão espacial anômalo identificado pela Análise das Componentes Principais.

A primeira CP possui ocorrência no verão e na primavera, selecionando campos com um núcleo de anomalias positivas (negativa) sobre o nordeste e sudeste brasileiro e outro núcleo de secas (chuvas acima da média) na região subtropical da América do Sul na fase positiva (negativa). Na fase positiva, as anomalias são decorrentes da atuação mais frequente da ZCAS sobre o norte da região sudeste do Brasil, que confina a convergência da umidade na margem leste do continente sobre o leste da Amazônia e o nordeste. Além disso, o JBN ao longo dos Andes está com sua eficiência de transporte de umidade reduzida pelo aquecimento superficial sobre o Oceano Atlântico Norte. Na fase negativa, as precipitações acima da média na região sul do Brasil são oriundas da atuação mais frequente dos sistemas frontais nessa região e pelo prolongamento do JBN até latitudes médias. Assim, a umidade é deslocada para latitudes

extratropicais e torna deficitária a recarga dela sobre a região da atuação da ZCAS.

Essas alterações dos sistemas atmosféricos que configuram a distribuição espacial da primeira CP possuem fraca influência do fenômeno ENOS e moderada influência da variabilidade do Atlântico Tropical, porque as anomalias da temperatura do ar e dos campos de vento e pressão atmosféricos na região equatorial não apresentam elevadas magnitudes (resultados não mostrado). Além disso, Grimm (2003) afirma que os impactos do fenômeno ENOS são enfraquecidos no verão.

A segunda CP (fase positiva) seleciona casos de inverno e primavera em que ocorrem precipitações acima da normal climática na região Sul do Brasil e escassez de chuvas na região equatorial e vice-versa na fase negativa. A ocorrência temporal da segunda CP indica que essas anomalias da fase positiva são decorrentes dos impactos de um El Niño e as anomalias da fase negativa são oriundas dos efeitos da La Niña, por que elas ocorrem nos períodos dos respectivos eventos (El Niño e La Niña). Corroborando com essa hipótese, na Amazônia, foi identificado correlação negativa entre o fator de carga e o índice de oscilação sul, indicando que o El Niño (La Niña) diminui (aumenta) a precipitação, principalmente no hemisfério norte, por que no inverno austral, os maiores totais mensais da precipitação são registrados no hemisfério norte. Na região sul do Brasil, o evento El Niño (La Niña) intensifica (desintensifica) a convergência da umidade sobre os sistemas frontais pelo aumento (diminuição) da frequência da passagem dos sistemas frontais (Grimm, 2003 e 2004).

Cabe ressaltar que o ENOS causa impactos diferentes na distribuição espacial da precipitação em distintas estações sazonais (Kousky e Cavalcanti, 1984), coerentemente com os padrões espaciais anômalos de inverno e primavera representados pela segunda CP (inverno) e com o padrão de verão e outono representados pela terceira CP. O modelo (da 3ª CP) seleciona campos com anomalias negativas (positiva) da precipitação na área entre 4° N até 10° S e anomalias positivas (negativas) entre 15° e 25° S na fase positiva (negativa).

Anomalias de dados secundários (não mostrado aqui) evidenciam que, na fase positiva, as anomalias da precipitação decorrem do aquecimento das águas oceânicas do Pacífico e do Atlântico, diminuindo a eficiência do transporte de umidade pelos ventos alísios e a convergência da ZCIT, causando escassez de chuvas em toda bacia Amazônica. E a passagem mais frequente de frente fria na área ao sul de 10° S gera chuvas abundantes

sobre o planalto sul-americano. Na fase negativa (3ª CP) observa-se um padrão espacial anômalo influenciado pela ocorrência da La Niña, e este, por sua vez, intensifica as precipitações causadas pela ZCIT e bloqueia a passagem de sistemas frontais no sul da América do Sul pelo resfriamento continental. O fortalecimento da ZCIT decorre da intensificação dos alísios de nordeste pelo resfriamento da região equatorial sobre os oceanos, visto que o declínio da temperatura aumenta a pressão atmosférica e maximiza o gradiente de pressão entre o oceano e o continente, aumentando o transporte de umidade para o continente. Segundo Enfield et al. (1999), em latitudes tropicais, há uma variação da temperatura superficial do Atlântico relacionada com o Pacífico. Se tratando da precipitação, Nobre e Shukla (1996) também identificaram padrões espaciais com anomalias positivas (negativas) no hemisfério sul quando há resfriamento (aquecimento) do Atlântico Norte.

Além das distinções sazonais dos impactos do fenômeno ENOS, há uma variação intrínseca a intensidade do fenômeno. Um evento El Niño forte pode aquecer a região central do Pacífico em latitudes equatoriais, o que origina intensa seca em toda região equatorial e tropical da América do Sul e chuvas abundantes sobre as pradarias sul-americanas (Grimm, 2003 e 2004).

Esse padrão espacial originado por El Niño ou La Niña fortes é representado pela quarta CP, a qual seleciona campos anômalos de verão que apresentam ocorrências de chuvas abaixo da média climática em toda região equatorial e tropical e precipitações abundantes sobre o Rio Grande do Sul e o Uruguai. As anomalias da fase positiva são originadas pela ocorrência da La Niña (forte) que intensifica o JBN e suas consequentes convergências, resultando em precipitações acima da média na área da atuação do jato. A fase negativa representa os campos anômalos sob a influência de um El Niño forte, que gera impactos nos sistemas atmosféricos semelhantes aos descritos na terceira CP, porém o núcleo com anomalias positivas está deslocado para sul, atuando sobre as pradarias sul-americanas.

Neste contexto, Diaz et al. (1998) encontraram correlações positivas entre a precipitação de no extremo sul do Brasil e Uruguai no verão com a temperatura superficial da região leste e central do Pacífico Equatorial.

A quinta e a sexta CP são originadas quando há alterações na temperatura superficial no Oceano Atlântico Tropical, sendo que essa variação possui um modelo bi hemisférico da seguinte forma, quando as temperaturas das águas

do hemisfério norte possuem anomalias positivas (negativas) as do hemisfério sul registram anomalias negativas (positivas). As anomalias das temperaturas influenciam nos mecanismos de transporte e convergência da umidade na região tropical, intensificando os ventos nas áreas das anomalias negativas da temperatura e aumentando as convergências no hemisfério que registra anomalias positivas da temperatura (Nobre e Shukla, 1996)

Assim, quando a região equatorial de um hemisfério apresenta aquecimento anômalo, a ZCIT tende a permanecer nele. Por exemplo, o aquecimento das águas do Oceano Atlântico Tropical Norte gera a maior permanência da ZCIT no hemisfério norte durante o outono gerando anomalias negativas da precipitação na região equatorial do hemisfério sul. Essa distribuição espacial da precipitação é representada pelo padrão da CP5+. Já o resfriamento das águas do Oceano Atlântico Tropical Norte gera a maior permanência da ZCIT no hemisfério sul durante o outono gerando anomalias positivas da precipitação na região equatorial nesse hemisfério, conforme Padrão CP5-.

As alterações na temperatura superficial no Oceano Atlântico Tropical também podem antecipar ou atrasar o início das chuvas monçônicas na primavera. O aquecimento (resfriamento) do Oceano Atlântico Tropical Norte causa atraso (adiantamento) das monções sul

americanas. Os padrões anômalos da precipitação da sexta componente representa essa distribuição da precipitação, sendo que na fase positiva (CP6+) as anomalias positivas da precipitação na porção oeste e escassez no sudeste são decorrentes da antecipação e prolongamento até a região extratropical das monções. Na fase negativa (CP6-) as anomalias negativas da precipitação na porção oeste e chuvas acima da média no sudeste estão associados ao atraso das monções.

Corroborando com os resultados encontrados, Nobre e Shukla (1996) afirmam que a precipitação no nordeste brasileiro e no leste da Amazônia possui relação inversa com a TSM do Atlântico Tropical Norte, na fase quente (fria) observa-se secas (chuvas acima da média climática) pela desintensificação (intensificação) das convergências intertropical. Bem como, o balanço de energia e umidade da região equatorial influencia na quantidade de água precipitada da região subtropical (Diaz et al., 1998).

Em resumo, os 12 padrões espaciais anômalos apresentados resultam principalmente do impacto do fenômeno ENOS e da variabilidade da temperatura superficial do Oceano Atlântico Tropical devido a alteração do volume de água evaporada no Oceano Atlântico e por mudanças na circulação que transporta essa umidade evaporada para o interior do continente (Quadro 1).

Quadro 1: Identificação da estação sazonal de ocorrência de cada fase dos padrões espaciais anômalos da precipitação, a área afetada por anomalias negativas e positivas e a magnitude da influência dos fenômenos ENOS e da Variabilidade do Atlântico Tropical.

	Estação	Fase	Área afetada		Influência	
			Anomalia negativa	Anomalia positiva	ENSO	ATN
CP1	Verão	+		Nordeste Brasileiro	Franca	Forte
		-	Nordeste brasileiro			
CP2	Inverno e primavera	+	Amazônia	Porção Subtropical	Moderada	Frac
		-	Porção Subtropical	Amazônia		
CP3	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		Frac	Forte
		-		Nordeste brasileiro		
CP6	Primavera e verão	+	Porção Subtropical	Amazônia	Frac	Frac
		-	Amazônia	Porção Subtropical

Figura 3. Padrões espaciais anômalos da precipitação (mm) da América do Sul identificados pelas Componentes Principais (CP), que totalizam seis, com a duas fases, positiva (+) e negativa (-).

No Modo S foram identificadas oito zonas (Figura 4) em que as séries anômalas possuem variabilidade temporal semelhante, a qual, apresenta dependência parcial do regime climático, pois uma zona pode abranger dois regimes. Neste trabalho, cada zona é representada por uma série temporal anômala e que mostra o comportamento anômalo médio da área, além disso, a série temporal foi utilizada para análises da variabilidade temporal por meio da inspeção visual e análise espectral (Figura 5).

No nordeste brasileiro e na Amazônia (Zona 1 e 2) as anomalias da precipitação são controladas pelo fenômeno ENOS e pela variabilidade do Atlântico Norte. Observam-se no verão as maiores anomalias e com ocorrência concomitante às fases do ENOS, sendo que nos casos dos eventos El Niño (La Niña), são observadas secas (chuvas) acima da média climática nas zonas 1 e 2 (Fisch et al., 1998). Corroborando com essa evidência, constata-se na análise espectral que a maior potência ocorre na frequência de 60 meses, período semelhante da

recorrência do fenômeno ENOS. Porém a zona 1 predomina essa frequência, já na zona 2 existem outros controladores da precipitação com cíclicos em frequência menores (Enfield e Mayer, 1997). O ENOS nem sempre altera o volume precipitado em um ano hidrológico, pois também pode adiantar ou retardar o período de chuvas monçônicas sem causar grandes alterações no volume de chuva anual, afetando assim parte do continente sul-americano, principalmente o sudeste brasileiro (Grimm et al., 1998).

As zonas mais afetadas pelo adiantamento ou retardamento do início das chuvas são as zonas 3 e 4 (sudeste brasileiro). Nas respectivas séries temporais é possível visualizar essa alteração como, por exemplo, o adiantamento das precipitações do verão de 1989/1990 na zona 3. Na zona 4, além do adiantamento ou retardamento da estação chuvosa, também ocorrem alterações no volume total precipitado em um ano hidrológico. Nas zonas 3 e 4, um evento El Niño pode atrasar o início das chuvas ou causar secas e a La Niña vice versa. Essa diversidade dos impactos do fenômeno ENOS e a interdependência da precipitação com fatores ambientais locais geram ciclos de baixa frequência, conforme identificado pela análise espectral.

A zona 5 apresenta a mais homogênea distribuição temporal da precipitação, com anomalias inferiores à 60 por cento das médias mensais e com fraca influência do fenômeno ENOS, tornando essa área menos vulnerável a grandes estresses hídrico em um ano hidrológico. Por apresentar uma estação seca (inverno) as maiores anomalias concentram-se no verão, porém não há longos períodos com anomalias positivas ou negativas. Adicionalmente, na análise espectral constata-se que as maiores potências espectrais ocorrem na frequência entre 3 a 5 meses, indicando que são fatores locais ou regionais que predominam no controle das anomalias da precipitação (Grimm, 2003).

As zonas 6 e 7 abrangem a região extratropical, distinguindo o planalto (zona 6) dos campos sulinos (zona 7). A variabilidade da distribuição temporal da precipitação sobre o planalto é bem maior do que nas pradarias, pois o ciclo hidrológico pode ser afetado por secas ou chuvas acima da média por até dois anos. Assim como a zona 2, o ENOS afeta fortemente a distribuição temporal da precipitação na zona 6, porém quando é seco na Amazônia (El Niño) observa-se chuvas acima da média mensal no planalto sul-rio-grandense. Corroborando com a ideia de que o fenômeno ENOS é o principal controlador das anomalias da precipitação na zona

6, é observado a máxima potência espectral na frequência de 60 meses na análise espectral da série (Grimm et al. 1998 e Grimm, 2003). Somente os fenômenos ENOS intensos alteram o regime hídrico na Zona 7, porém quando ocorrem são eficientes para alterá-lo por até dois anos. Um exemplo disso é ocorrência da enchente no verão de 1998 causada por um El Niño e a seca em 1999 originada pelo impacto da La Niña.

A zona 8 representa o comportamento médio das anomalias temporais do altiplano boliviano, uma das regiões mais secas da América do Sul. Consequentemente, as anomalias possuem as menores magnitudes, mas podem significar uma mudança drástica no regime hidrológico da região, pois anomalias de 100 milímetros (mensal ou acumulado em uma estação sazonal) ocorrem e isso corresponde a um terço da precipitação anual (Reboita et al., 2010).

Na zona 8, a variabilidade temporal das anomalias é controlada predominantemente por mecanismos locais, o fenômeno ENOS possui pouca eficiência para alterar o regime hídrico de um ano, mas pode causar alterações em uma estação sazonal ou antecipar/atrasar a estação chuvosa. Por exemplo, o El Niño em 1983 diminuiu as precipitações do verão e o do ano de 1987 antecipou a início das chuvas. Essa diversidade de impactos do fenômeno ENSO e a influência dos fatores ambientais locais no controle das anomalias da precipitação não geram uma predominância espectral em uma determinada frequência.

Conclusões

A Análise das Componentes Principais da precipitação sobre a América do Sul possibilitou a identificação dos principais padrões espaciais anômalos que causam estresse hídrico pela ocorrência de secas ou chuvas acima da média climática, bem como, a identificação de zonas em que a variabilidade temporal da precipitação é semelhante. Assim, essa metodologia favoreceu a compreensão da variabilidade espaço-temporal da precipitação na América do Sul pelo agrupamento das amostras, bem como, possibilita o uso desses grupos (padrões espaciais anômalos e zonas) em futuras investigações de forma simplificada, porém representativa dos padrões que explicam a maior porcentagem da variância da amostra.

No modo T, se evidenciou que são as alterações na intensidade, frequência e localização dos sistemas atmosféricos de transporte e convergência da umidade que originam os 12 principais padrões espaciais anômalos, ainda, foi identificado que grande parte dessas alterações são

originadas pela ocorrência do fenômeno ENOS e pela variabilidade da temperatura superficial do Atlântico Tropical.

No modo S, se identificou 8 zonas em que a variabilidade temporal da precipitação é semelhante, sendo que variabilidade interdecenal e interanual é oriunda dos impactos do fenômeno ENOS e da variação da temperatura do Oceano Atlântico. Já a variação da precipitação em frequências menores como, por exemplo, intersazonal são decorrentes de fatores locais e regionais.

Se tratando das zonas, a ocorrência do fenômeno ENOS pode gerar distintos impactos na precipitação ao longo da América do Sul, predominando secas nas zonas 1 e 2, retardamento

no início da estação chuvosa nas zonas 3 e 4 e chuvas acima da média climática nas zonas 6 e 7 com a ocorrência do El Niño e vice-versa com a La Niña.

A variação da temperatura do Oceano Atlântico Norte pode maximizar ou minimizar os impactos do fenômeno ENOS, sendo que o resfriamento (aquecimento) do Atlântico Norte intensifica (desintensifica) os ventos alísios de nordeste originando um aumento (diminuição) da precipitação nas zonas 1 e 2, assim, se a fase da variação do Atlântico é igual (oposta) ao ENSO constata-se anomalias na precipitação com maiores (menores) magnitudes ou observadas por um longo (curto) período.

Figura 4. Zonas em que a variabilidade da precipitação é semelhante, identificadas pela Análise das Componentes Principais no Modo S.

Figura 5. Séries temporais da precipitação anômalas (barras) das oito zonas e análises espectrais (frequência em meses).

Quadro 2: Principais características da variabilidade da precipitação nas oito zonas, as frequências (em meses) dos principais ciclos temporais e os fatores controladores predominantes.

		Características	Frequência	F. Controlador
Zonas	1	Anomalias podem equivaler 200% da média mensal	60 meses	ENOS (forte) e VAT
	2	Longos períodos com anomalias positivas ou negativas	60 e 24 meses	ENOS (forte) e VAT
	3	Adiantamento ou atraso no início da estação chuvosa	Não há predominância	ENOS (moderado) e fatores locais
	4	Adiantamento ou atraso no início da estação chuvosa ou verões secos/chuvosos	Não há predominância	ENOS (fraca) e fatores locais
	5	Anomalias de pequena magnitude quando comparados a média mensal	6 meses	ENOS (fraca) e fatores locais
	6	Anomalias de grande magnitude e persistentes por longos períodos	50 meses	ENOS (forte)
	7	Longos períodos com anomalias positivas ou negativas	60, 24 e 6 meses	ENOS (moderada)
	8	Anomalias de pequena magnitude que podem equivaler 200% da média mensal	Não há predominância	Fatores locais

Agradecimentos

A Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pela concessão da bolsa DS e PDSE e ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pelo financiamento parcial da pesquisa (Processo 557053/2009-9 - PROSUL).

Referências

- Cavalcante, I.F.A., Ambrizzi, T., 2009. Teleconexões e suas influências no Brasil, in: Cavalcanti, I.F., Ferreira, A.N.J., Justi da Silva, M.G., Silva Dias, M.A.F. (Org.). Tempo e Clima no Brasil. 1ª ed. Oficina de Textos, São Paulo, pp. 353-374.
- Compagnuccia, R.H., Richmann, M.B., 2007. Can principal component analysis provide atmospheric circulation or teleconnection patterns? *International Journal of Climatology* 28, 703-726.
- Cooley, J.W., Tukey, J.W., 1965. An Algorithm for the machine computation of the Complex Fourier Series. *Mathematics of Computation* 19, 297-301.
- Diaz, A.F., Studzinski, C.D., Mechoso C.R., 1998. Relationships between precipitation anomalies in Uruguay and Southern Brazil and sea surface temperature in the Pacific and Atlantic Oceans. *Journal of Climate* 11, 251-271.
- Duhamel, P., Vetterli, M., 1990. Fast Fourier Transforms: A tutorial review and a state of the art. *Signal Processing* 19, 259-299.
- Enfield, D.B., 1996. Relationships of inter-American rainfall to Atlantic and Pacific SST variability. *Geophysical Research Letters* 23, 3305-3320.
- Enfield, D.B., Mayer, D.A., 1997. Tropical Atlantic SST variability and its relation to El Niño-South Oscillation. *Journal of Geophysical Research* 102, 929-945.
- Enfield, D.B., Mestas, A.M., Mayer, D.A. e Cid-Serrano, L., 1999. How ubiquitous is the dipole relationship in tropical Atlantic sea surface temperatures? *Journal of Geophysical Research*, 104, 7841-7848.
- Fedorova, N., Carvalho, M.H., 2000. Processos sinóticos em anos de La Niña e de El Niño. Parte II: Zonas Frontais. *Revista Brasileira de Meteorologia* 15, 57-72.
- Fisch, G., Marengo, J.A., Nobre, C.A., 1998. Uma Revisão Geral sobre o Clima da Amazônia. *Acta Amazônica*, 28, 101-126.
- Grimm, A.M., Ferraz, S.E.T., Gomes, J., 1998. Precipitation Anomalies in Southern Brazil Associated with El Niño and La Niña Events. *Journal of Climate* 11, 2863-2880.
- Grimm, A.M., 2003. The El Niño Impact on the Summer Monsoon in Brazil: Regional Processes versus Remote Influences. *Journal of Climate* 16, 263-280.
- Grimm, A.M., 2004. How do La Niña events disturb the summer monsoon system in Brazil? *Climate Dynamics* 22, 123-138.
- Grimm, A.M., 2009. Variabilidade interanual do clima no Brasil, in: Cavalcanti, I.F., Ferreira,

- A.N.J., Justi da Silva, M.G., Silva Dias, M.A.F. (Org.). *Tempo e Clima no Brasil*. 1ª ed. Oficina de Textos, São Paulo, pp. 353-374.
- Hastenrath, S., 1984. Interannual variability and annual cycle: mechanisms of circulation and climate in the tropical Atlantic. *Monthly Weather Review* 112, 1097-1107.
- Huffman, G.J., Adler, R.F., Arkin, P., Chang, A., Ferraro, R., Gruber, A., 1997. The Global Precipitation Climatology Project (GPCP) combined data set. *Bulletin of the American Meteorological Society* 78, 5-20.
- Kistler, R., Kalnay, E., Collins, W., Saha, S., White, G., Woollen, J., 2001. The NCEP-NCAR 50-Year Reanalysis: Monthly Means CD-ROM and Documentation. *Bulletin of the American Meteorological Society* 82, 247-267.
- Kousky, V.E., Cavalcanti, I.F.A., 1984. Eventos Oscilação Sul/El Niño. Características, evolução e anomalias de precipitação. *Ciência e Cultura* 36, 1888-1899.
- 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.
- Matsuura, K., Willmott, C.J., 2009. Terrestrial Precipitation: 1900–2008 Gridded Monthly Time Series. University of Delaware [online] 2. Disponível: http://climate.geog.udel.edu/~climate/html_pages/Global2_Ts_2009/README_global_p_ts_2009.html. Acesso: 5/2/2016.
- Nobre, P., Shukla, J., 1996. Variations of sea surface temperature, wind stress, and rainfall over the tropical Atlantic and South America. *Journal of Climate* 9, 2464-2479.
- Nobrega, R.S., Cavalcanti, E.P., Souza, E.P., 2005. Reciclagem de vapor d'água sobre a América do Sul utilizando reanálises do NCEP-NCAR. *Revista Brasileira de Meteorologia* 20, p. 253-262.
- Pezza, A.B., Ambrizzi, T., 2003. Variability of southern hemisphere cyclone and anticyclone behavior: Further analysis. *Journal of Climate* 16, 1075-1083.
- 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, 185-204.
- Richman, M.B., 1986. Rotation of principal components. *International Journal of Climatology* 6, 293-335.
- Silva, A.M., Ambrizzi, T., Marengo, J.A., 2009. Observational evidences on the modulation of the South American low level jet east of the Andes according the ENSO variability. *Annales Geophysicae* 27, 645-657.
- Willmott, C.J., Rowe, C.M., 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.
- Xie, P., Arkin, P.A., 1997. Global precipitation: A 17-year monthly analysis based on gauge observations, satellite estimates, and numerical model outputs. *Bulletin American Meteorological Society* 78, 2539-2558.