

Monção da América do Sul

Manoel Alonso Gan, Luiz Fernando dos Santos, Jeane Rafaela Araújo Lima, João Maria de Sousa Afonso, Aline Bilhalva da Silva

Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais – CPTEC/INPE, São José dos Campos - SP

manoel.gan@cptec.inpe.br

Resumo

A circulação de monção é um dos principais sistemas atmosféricos de grande escala que atua na faixa tropical, associada com a reversão da direção dos ventos em baixos níveis durante a fase de transição entre o inverno (pouca chuva) e o verão (muita chuva). Apesar de não ser observada a reversão dos ventos na região tropical da América do Sul, ela é considerada uma região sob o regime de monção devido às outras características que definem esse tipo de regime, tais como um inverno seco e um verão chuvoso, circulação leste-oeste configurando uma brisa gigante, o estabelecimento da Zona de Convergência do Atlântico Sul, corrente de jato em baixos níveis, entre outras.

Neste artigo serão apresentadas algumas definições que caracterizam as regiões que podem estar sob o regime de monção, além de resultados de alguns estudos que caracterizam o sistema de monção da América do Sul e que estão associados à dinâmica atmosférica que contribui para o início da estação chuvosa, principalmente sobre a região Centro-Oeste do Brasil.

Palavras chave: Circulação de Monção, estação chuvosa, América do Sul

1. Introdução

Há um interesse especial, tanto científico quanto socioeconômico, relacionado ao regime pluviométrico nos climas tropicais, já que mais da metade da população mundial habita estas regiões, e sua economia é baseada principalmente na agricultura. A circulação de monção é um dos principais sistemas atmosféricos de grande escala que atua na faixa tropical, onde é possível verificar uma notável reversão da direção dos ventos dominantes em baixos níveis durante a fase de transição entre a estação de inverno e de verão. Esta reversão sazonal dos ventos ocorre principalmente devido ao contraste térmico entre o continente e os oceanos adjacentes, fazendo com que esta região apresente duas estações bem definidas como um inverno com pouca chuva e um verão com muita chuva (Webster, 1987; Webster et al., 1998; Goswami, 2005; Tyagi et al., 2012)

Apesar de na América do Sul (AS) não se observar essa reversão da direção dos ventos em baixos níveis durante a fase de transição da estação seca para a chuvosa (Ramage, 1971), nota-se, em algumas regiões, um ciclo anual da precipitação bem definido com invernos apresentando pouca chuva, e verões, muita chuva, fazendo com que esta região seja considerada como uma região de monção. O seu período úmido tem duração de aproximadamente seis meses (de outubro a março), com padrão de precipitação equivalente a 900 mm durante os meses de verão (dezembro/ janeiro/ fevereiro) (Gan et al., 2004), o que equivale a quase 50% do total da precipitação anual acumulada somente nesses três meses.

2. Definição de Monção

Os estudos sobre a monção não são recentes. Há 3000 anos os chineses já tinham conhecimento da monção de verão e de inverno do leste asiático. Na Idade Média têm-se relatos de observações referentes à monção, principalmente para fins de navegação (Zeng, 2005). Porém, somente no fim do século XVII, Halley (1686) propôs uma explicação teórica sobre a monção asiática baseado nos mecanismos térmicos de superfície, como o contraste térmico entre continente e oceano. Em 1879 Voyeikov relacionou a variação sazonal da precipitação com a monção (Zhisheng et al., 2015). Khromov (1957) propôs um índice baseado na mudança de direção predominante

do vento e sua frequência para definir o que seria circulação de monção. Ramage (1971) o modificou e incluiu a intensidade e persistência da variação do vento. Assim foram definidos os seguintes critérios:

- Mudança da direção predominante do vento por pelo menos 120° entre janeiro e julho;
- A frequência média da direção predominante do vento em janeiro e julho excede 40%;
- A média do vento resultante em pelo menos um dos meses deve exceder 3 m.s^{-1} ;
- Ao menos uma alternância de ciclone-anticiclone deve ocorrer de dois em dois anos em ambos os meses numa região de 5° de latitude-longitude.

Por essa definição somente a Ásia, Austrália e África teriam um regime de monção, e a AS não apresentaria tal regime por dois motivos:

- O continente muito estreito nas regiões sub e extratropicais, o que limita a área de formação de uma alta fria estacionária e de uma baixa térmica;
- A ressurgência persistente das águas frias do oceano Pacífico Sul na costa oeste do continente, que mantém a temperatura da superfície do mar (TSM) menor do que a temperatura do ar na superfície do continente durante todo o ano.

Segundo Moran e Morgan (1986), o principal fator para a formação da circulação de monção é o aquecimento diferenciado entre o continente e os oceanos adjacentes, por causa das diferentes propriedades termodinâmicas de ambos. Seguindo essa linha de raciocínio, Nogués-Paegle e Mo (1997), Gadgil (2003) e Chen (2003) definem monções como células de circulação de brisa que ocorrem em grande escala (Figura 1). O continente se aquece mais do que o oceano para a mesma quantidade de insolação, formando em baixos níveis uma baixa pressão sobre o continente nos meses mais quentes do ano (primavera e principalmente verão do hemisfério), criando um gradiente horizontal de pressão no sentido oceano-continente. O ar úmido oriundo do oceano, ao entrar em contato com o continente quente, é aquecido e ascende. Durante sua ascensão, resfria-se adiabaticamente e condensa, formando assim nuvens e precipitação. A liberação de calor latente, associada ao processo de condensação, intensifica ainda mais a convecção, e consequentemente aumenta a precipitação. O ar quando alcança os altos níveis, diverge e desce sobre o oceano, em uma superfície relativamente fria, completando deste modo a circulação de monção. Segundo Li e Fu (2004), o gradiente de temperatura que se forma entre continente e oceano na região tropical, além de desestabilizar a atmosfera, proporciona um transporte de vapor de água do oceano para o continente necessário para o início da estação chuvosa. Gadgil (2003) estudou a circulação de monção durante o início da estação chuvosa na região da Índia, e concluiu que o início da estação chuvosa poderia ser uma manifestação da migração sazonal da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) em resposta à variação sazonal da insolação máxima.

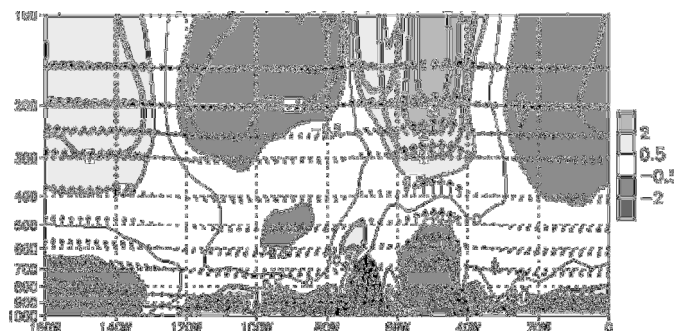


Figura 1. Seção vertical versus longitude da média (1979-1995) de dezembro a fevereiro da circulação divergente, média na faixa latitudinal de 10° - 20° S. A circulação divergente é representada por vetores combinando a velocidade vertical em coordenadas de pressão com a componente divergente do vento zonal. Linhas sólidas (traçadas) indicam divergência (convergência). Intervalo dos contornos é de $1 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$, com contornos intermediários de $0.5 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$.

Fonte: Gan et al. (2004)

O sistema de monção ocorre em regiões cuja variação latitudinal da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) é grande como ocorre no continente Africano, sul da Ásia e norte da Austrália, porém outras regiões como na América Central e Sul, onde a variação latitudinal durante o ano não é tão grande, podem também serem consideradas regiões sob o regime de monção (Asnani, 1993). Assim, Asnani (1993) propôs o seguinte critério para definir as regiões de monção, como sendo a faixa entre a posição de 5° a norte da posição da ZCIT mais ao norte de sua climatologia até 5° ao sul da sua posição mais ao sul climatológica. Dessa forma, ao analisar a Figura 2 que representa a climatologia da posição da ZCIT para o inverno (julho) e para o verão (janeiro), pode-se verificar a ocorrência do regime de monção na Ásia, África e AS.

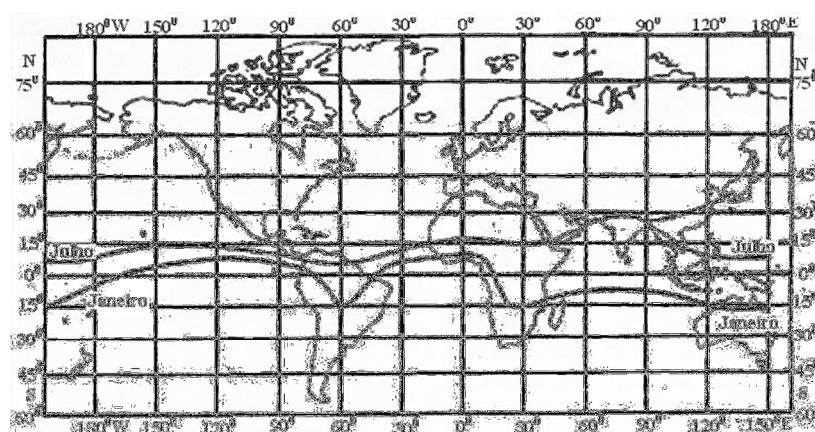


Figura 2. Posição climatológica da Zona de Convergência Intertropical. Fonte: Adaptada de Asnani (1993)

Como é conhecido, a precipitação associada à monção não é contínua, ocorrendo episódios de fases ativas e inativas. Na fase ativa da monção, o tempo é nublado e frequentemente ocorre precipitação. Enquanto que na fase inativa, o tempo é ensolarado e quente e com pouca ou nenhuma precipitação. A frequência e intensidade das fases ativas e inativas variam de ano para ano, por isso em alguns anos, a estação chuvosa pode ser mais úmida (chuvas acima do normal) ou mais seca (chuvas abaixo da normal) (Moran e Morgan, 1986).

3. Monção da América do Sul

O Sistema de Monção da América do Sul (SMAS) possui algumas características do escoamento em baixos e altos níveis, que contribuem para a organização da convecção que alavanca o período chuvoso sobre as regiões central e sudeste do Brasil durante o verão. Segundo Zhou e Lau (1998), as características atmosféricas que permitem a configuração de início da estação chuvosa sobre a AS em baixos níveis são: 1) transporte de umidade em baixos níveis proveniente da Amazônia; 2) redução da pressão sobre a região do Chaco argentino, conhecida como Baixa do Chaco; 3) influência da Alta Subtropical do Atlântico Sul sobre o escoamento continental e 4) configuração da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS). Em altos níveis da atmosfera foram destacadas a formação da Alta da Bolívia e a configuração do Jato de Altos Níveis. Esses fatores podem ser vistos de uma forma reduzida na Figura 3. Segundo Gan et al. (2004) a reversão dos ventos que é característica de regime de monção, só ocorre no vento zonal em toda a troposfera quando inicia a estação chuvosa e a seca.

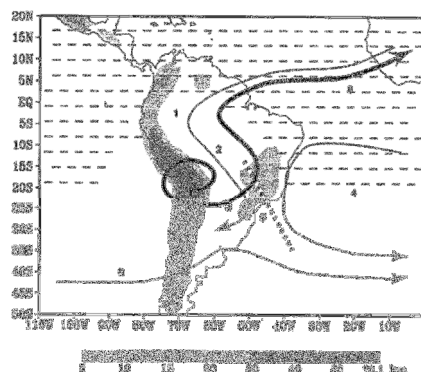


Figura 3. Circulação característica do regime de monção da AS. A região hachurada representa a topografia. A região onde os ventos de oeste prevalecem está representada pela linha tracejada. A numeração representa, respectivamente: 1) Fluxo equatorial em baixos níveis. 2) Fluxo de noroeste. 3) Baixa do Chaco. 4) Alta subtropical. 5) Zona de Convergência do Atlântico Sul. 6) Ventos de oeste em latitudes médias. 7) Alta da Bolívia. 8) Fluxo de retorno em altitude. Fonte: Adaptada de Zhou e Lau (1998).

Este acoplamento atmosférico entre os baixos e altos níveis observado durante o verão foi estudado por Mechoso et al. (2005). Eles construíram uma seção vertical no sentido sudoeste-nordeste, para os meses de ve-

rão, que possibilitou a identificação dos jatos de baixos níveis a leste da Cordilheira dos Andes, que são responsáveis pelo transporte de umidade da região amazônica para o interior do continente (Figura 4). Além disso, ainda sobre o continente, a leste da Cordilheira dos Andes, é possível notar a convecção profunda associada à monção, e consequentemente, à ZCAS. Tal convecção observada pode sofrer a influência dos fluxos de umidade provenientes do oceano Atlântico (Xue et al., 2006). Enquanto a oeste da Cordilheira dos Andes verifica-se a presença de ar frio descendente, responsável pela formação de nuvens stratiformes sobre a região da alta subtropical do Pacífico Sul e simboliza o acoplamento direto entre a monção da AS e a circulação do Oceano Pacífico.

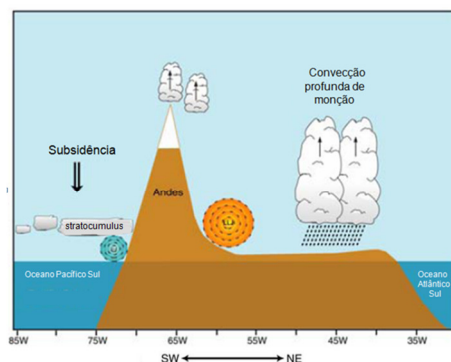


Figura 4. Esquema que representa o corte vertical durante a estação de verão no sentido sudoeste-nordeste, que apresenta a estrutura do jato de baixos níveis a leste da Cordilheira dos Andes, assim como a convecção relativa à atividade monçônica na região do Brasil central e o ar descendente a oeste dos Andes. Fonte: Adaptado de Mechoso et al.(2005).

A evolução temporal do SMAS foi definida por Zhou e Lau (1998), utilizando dados da média de 10 dias, para o período compreendido entre agosto de 1989 e abril de 1990, contendo 5 fases:

Fase I: Pré monção, que compreende o período de 1 de outubro a 19 de novembro de 1989. Esta fase é caracterizada por um escoamento divergente em altitude e convergente em baixos níveis. Esse acoplamento observado entre altos e baixos níveis é fruto de um intenso aquecimento convectivo que atua sobre a bacia amazônica em superfície e consequentemente, gera um movimento descendente compensatório sobre o Oceano Atlântico e Oceano Pacífico. Assim, verifica-se um significativo aquecimento desde a superfície até níveis médios sobre a região do Platô Boliviano, assim como, o aquecimento troposférico sobre a região central dos Andes no final de outubro. Isso se deve ao intenso fluxo de calor sensível, proveniente do aquecimento radiativo da superfície.

Fase II: Desenvolvimento da monção, que compreende o período de 20 de novembro a 29 de dezembro de 1989. Neste caso ocorre o desenvolvimento da baixa do Chaco em 850 hPa, a sudoeste do Altiplano. Ao longo da bacia amazônica surge, em superfície, um escoamento de noroeste para sudeste, como consequência dos ventos do oceano Atlântico Norte que cruzam a região equatorial e atingem a Cordilheira dos Andes. Nas latitudes médias, em torno de 46°S, ocorre uma intensificação dos ventos de oeste em altos níveis, que consequentemente gera mudança na posição do escoamento, em meados de novembro. Com a ativação da convecção associada à ZCAS, as tempestades severas se desenvolvem predominantemente sobre a região sudeste do Brasil. Além disso, observa-se o aumento da precipitação sobre a região central da Cordilheira dos Andes, como função do intenso aquecimento em superfície.

Fase III: Maturação da monção, compreende o período de 30 de dezembro de 1989 a 7 fevereiro de 1990. Esta fase é caracterizada pelo deslocamento para sul da ZCAS, bem como da elevada precipitação associada a este sistema. Em termos de circulação, observa-se em altos níveis, o deslocamento da alta da Bolívia para o sul da bacia amazônica, assim como a formação dos Vórtices Ciclônicos em Altos Níveis a leste da região Nordeste do Brasil. O forte aquecimento diabático sobre o continente é intensificado.

Fase IV: Enfraquecimento da monção, compreende o período de 8 de fevereiro a 19 de março de 1990. A partir de fevereiro, o jato de altos níveis retorna à configuração de dois núcleos (Jato Subtropical e Jato Polar) e a precipitação começa a diminuir. O deslocamento para leste da alta subtropical do Atlântico Sul promove o enfraquecimento do fluxo equatorial sobre a região tropical continental e com isso observa-se que o fluxo sobre o continente adquire características zonais. Devido à redução do fornecimento de umidade para os trópicos, o principal centro de precipitação recua dos subtropicos para o noroeste. Com a redução do gradiente de temperatura, entre o continente subtropical e o oceano adjacente, percebe-se o enfraquecimento do cisalhamento vertical do

vento na região monçônica, logo ao final de abril, o aquecimento do ar é reduzido sobre o Platô e a circulação ganha característica de inverno.

Fase V: Pós-moção, compreende o período de 20 de março a 28 de abril de 1990. O regime de monção perde sua configuração, apresentando uma corrente de jato simples, posicionada em torno de 35° - 40° S. A precipitação retorna aos trópicos influenciada pela convergência de umidade em baixos níveis decorrente da mudança na direção dos ventos.

Uma vez que o acoplamento entre a circulação de baixos e altos níveis induz a configuração do período chuvoso sobre a AS, Silva (2012) investigou os efeitos dos fluxos de calor latente (FCL) e sensível (FCS) no desenvolvimento da circulação de monção. Nesse estudo, Silva através de campos compostos desde 12 pântadas antes do início da estação chuvosa na região Centro-Oeste do Brasil observou que a atmosfera começa a se desestabilizar em função do aquecimento em baixos níveis atmosféricos na região próxima ao Brasil central. Este processo de aquecimento em baixos níveis, também observado por Garcia (2010), contribui para o aquecimento da superfície terrestre e assim gera um aumento do fluxo de calor sensível da superfície para a atmosfera. Este aquecimento na superfície resulta em um gradiente térmico em superfície, no sentido latitudinal e longitudinal, em queda na pressão atmosférica, convergência de massa nos baixos níveis e intensificação dos movimentos ascendentes, que transportam as parcelas de ar quente e úmidas para níveis mais altos, até que parte delas condensam, se transformem em nuvens e posteriormente precipitem. Outra parte das parcelas de ar ao atingir a tropopausa diverge para o oceano Atlântico Sul e descende, e ao atingir a superfície parte do escoamento diverge e parte dele se direciona para o continente, contribuindo, assim, para o surgimento de uma brisa gigante, característica do sistema de monção (Gadgil, 2003).

Apesar dessas características de monção estarem presentes na AS, mudanças nesses padrões ocorrem de um ano para outro, contribuindo para ocorrência de eventos extremos, como por exemplo, enchentes, secas, etc. Geralmente muitos destes eventos estão relacionados às interações entre oceano-atmosfera, principalmente sobre a região do oceano Pacífico Tropical, resultando no aparecimento natural do El Niño-Oscilação Sul (ENOS).

Lima (2015), através de correlações espaciais entre as anomalias de precipitação e anomalias da TSM, verificou que o ENOS exerce uma forte influência no sudeste da Bacia Amazônica (SBA) principalmente durante a primavera (figura não mostrada) e no verão (Figura 5a). Assim, eventos chuvosos (secos) no SBA foram associados com episódios de La Niña (El Niño) nesta região. Já na região Sudeste do Brasil (Figura 5b), fortes correlações com as anomalias de TSM durante o verão ocorreram sobre o oceano Atlântico Sul, onde se observa uma configuração de dipolo, com correlações negativas próximo à costa sudeste do Brasil e positivas no extremo sul da AS. O sinal deste dipolo iniciou durante a primavera (não mostrado) e intensificou no verão. Resultado semelhante foi obtido por Grimm e Zilli (2009) através de análises de funções ortogonais empíricas para as regiões Sudeste e Centro-Oeste do Brasil.

Essas forçantes de grande escala podem afetar a circulação sobre a região tropical da AS e assim, contribuir para que a estação chuvosa inicie ou termine mais cedo ou sofra um retardo, além de favorecer para que a estação chuvosa tenha precipitação acima ou abaixo da normal. Assim, é importante criar mecanismos ou índices que possibilitem prever com certa antecedência o início e o fim da estação chuvosa. Essas previsões com um alto índice de acerto são importantes principalmente porque a principal atividade econômica de grande parte da região abrangida pelo regime de monção na AS é agricultura. Nessa linha de pesquisa, Santos (2016) avaliou a destreza de vários índices utilizados para definir as datas do início e fim da estação chuvosa na AS, utilizando os dados do modelo climático do CPTEC e de precipitação do *Climate Data Record e do Climate Prediction Center*.

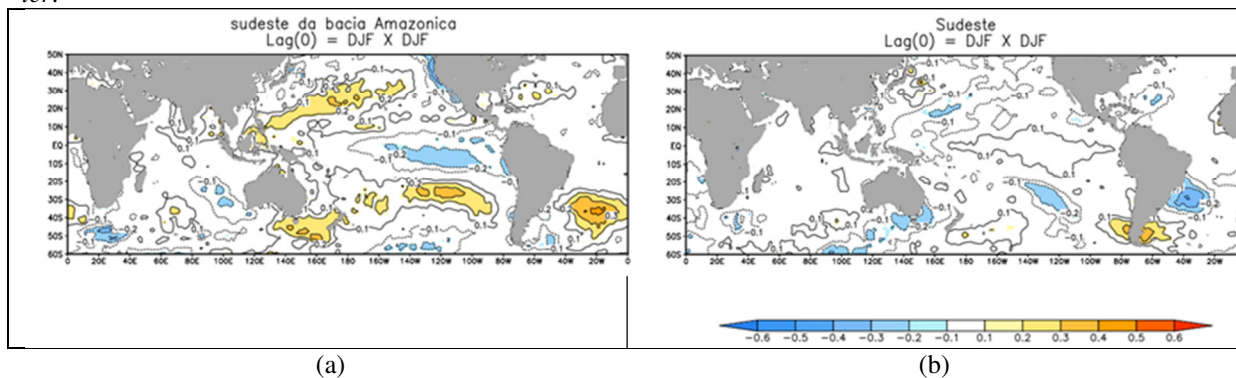


Figura 5. Correlação entre a anomalia da precipitação na região do sudeste da Bacia Amazônica (a) e Sudeste do Brasil (b) versus a anomalia da TSM em DJF. As áreas coloridas em sombreado apresentam significância estatística ao nível de 5%.

4. Referências

- Asnani GC. 2003. Tropical Meteorology. Pune, India: Nobel Printers, 1993. p. 603. ISBN 81-900400-0-6.
- Chen TC. Maintenance of summer monsoon circulations: A planetary-scale perspective. *J. Clim.* **16**: 2022-2037.
- Gadgil S. 2003. The Indian monsoon and its variability. *Annual Review of Earth and Planetary Science.* **31**: 429-467, Doi: 10.1146/annurev.earth.31.100901.141251.
- Gan MA, Kousky VE, Ropelewski CF. 2004. The South America Monsoon Circulation and Its Relationship to Rainfall over West-Central Brazil. *J. Clim.* **17**: 47-66.
- Garcia SR. 2010. Sistema de monção da América do Sul: início e fim da estação chuvosa e sua relação com a Zona de Convergência Intertropical do Atlântico. 230 p. (sid.inpe.br/mtc-m18@80/2010/02.04.20.34-TDI). Tese (Doutorado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, Disponível em: <<http://urlib.net/8JMKD3MGP8W/36STS88>>. Acesso em: 30 ago. 2016.
- Goswami BN. 2005. South Asian summer monsoon: An overview. The global monsoon system: research and forecast. WMO/TD, n. 1266, 47-71.
- Grimm AM, Tedeschi RG. 2009. ENSO and extreme rainfall events in South America. *J. Clim.* **22**(7): 1589-1609.
- Halley E. 1686. An Historical Account of the Trade Winds, and Monsoons, Observable in the Seas between and Near the Tropicks, with an Attempt to Assign the Physical Cause of the Said Winds. *Philosophical Transactions*, **16**: 179-191, p. 153-168.
- Khromov SP. 1957. Die geographische verbreitung der monsune. *Petermanns Geogr. Mitt.*, **101**: 234-237.
- Li W, Fu R. 2004. Transition of the large-scale atmospheric and land surface conditions from the dry to the wet season over Amazonia as diagnosed by the ECMWF Re-analysis. *J. Clim.* v. 17. 2637- 2651.
- Lima JRA. 2015. Variabilidade interanual da circulação de monção da América do Sul. 2015. 171 P. (sid.inpe.br/mtc-m21b/2015/09.28.21.47-TDI). Dissertação (Mestrado em Meteorologia), Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos. Disponível em : <<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34P/3KB7DDE>>. Acesso em 13 ago. 2016.
- Mechoso CR, Robertson AW, Ropelewski CF, Grimm AM. 2005. The american monsoon systems: An introduction. In: Chang CP, Wang B, Lau N-CG. (Ed.). The Global Monsoon System: research and forecast. Geneva: World Meteorological Organization WMO/TD No. 1266 (TMRP Report No. 70), p. 197-206.
- Moran JM, Morgan MD. 1986. *Meteorology: The atmosphere and the science of weather*. Minneapolis: Burgess Publishing,
- Nogués-Paegle J, Mo KC. 1997. Alternating wet and dry conditions over South America during summer. *Mon. Wea. Rev.*, **125**(2): 279-291,
- Ramage CS. 1971. *Monsoon meteorology*. New York: Academic Press.
- Santos LF. 2016. Avaliação da destreza do Modelo de Circulação Geral do CPTEC em prever o início e o fim da estação chuvosa na região Centro-Oeste do Brasil. 129 p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia), Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE). São José dos Campos, 2016. Disponível em:<<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34P/3L4KE9H>>. Acesso em: 15 ago.
- Silva AB. 2012. Influência dos fluxos de calor em superfície no início e no final da estação chuvosa sobre a região Centro-Oeste do Brasil. 201p. (sid.inpe.br/mtc-m19/2012/08.15.18.09-TDI). Dissertação (Mestrado em Meteorologia), Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos.
- Tyagi A, Asnani GC, De US, Hatwar HR, Mazumdar AB. 2012. The Monsoon Monograph (Volume 1 and 2). India Meteorological Department, Report,
- Webster PJ. The elementary monsoon. In: Fein, S.; Stephens, P. L. (eds.). 1987. Monsoons. New York, N.Y.: John Wiley, p. 3-32.
- Webster PJ, Magaña VO, Palmer TN, Shukla J, Tomas RA, Yanai M, Yasunari T. 1998. Monsoons: processes, predictability, and the prospects for prediction. *J. Geoph. Res.: Oceans* (1978-2012), **103**(C7): 14451-14510.
- Xue Y, Sales FD, Li W-P, Mechoso CR, Nobre CA, Juang H-MH. 2006. Role of land surface processes in South American monsoon development. *J. Clim.* **19**(5): 741-762.
- Zeng QC. 2005. About King Shun's poem "southerly wind". *Clim. Envir. Res.*, **10**: 283-284.
- Zhisheng A et al. 2015. Global monsoon dynamics and climate change. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, **43**: 2.1-2.49.
- Zhou J, Lau M. 2001. Principal modes of interannual and decadal variability of summer rainfall over South America, *J. Clim.* **21**: 1623-1644.