

A INFLUÊNCIA DAS ANOMALIAS DE TSM DOS OCEANO PACÍFICO E ATLÂNTICO SOBRE AS CHUVAS DE MONÇÃO DA AMÉRICA DO SUL

José Augusto Paixão Veiga *, José Antonio Marengo **, Vadlamudi Brahmananda. Rao ***

* programa de Pós-Graduação em Meteorologia - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos campos, SP, Brasil
(e-mail: jaugusto@met.inpe.br)

** Centro de Previsão do Tempo e Estudos Climáticos, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), Cachoeira Paulista, SP, Brasil
(e-mail: marengo@cptec.inpe.br)

*** Divisão de Ciências Meteorológicas - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos campos, SP, Brasil
(e-mail: vbrao@met.inpe.br)

ABSTRACT

Monthly information of sea surface temperature (SST), and rainfall from 22 meteorological stations in eastern South America were used to identify the relation between rainfall characteristics of the South American Monsoon systems (SMAS) and the variability of SST over Pacific and Atlantic Oceans. The correlations between IMV and SST anomalies show that both Atlantic and Pacific affect the variability of rainfall on the region. In the Pacific, 4 areas that may exert some influence on the IMV were identified: Niño 3.4-Niño 4, Chilean central coast, south central Pacific and the western Pacific off Northeast of Australia. On the Atlantic, the band of negative SST-rainfall correlations between 5° and 20° S can be explained throughout and intensification of the winds related to these SST anomalies, which entails a stronger moisture transport into the continent and thus an increment of rains on this area. In addition, an effect of convection and latent heat release in Amazonia combined with modifications in the intensity-location of the Bolivian high can also affect moisture transport from this region to the monsoon area, thus affecting the intensity of the summer rains on the monsoon area.

1. INTRODUÇÃO

Segundo Khromov (1957) e Ramage (1971) os continentes das Américas não possuem características básicas formadoras de clima de monção, mas recentemente foi descoberto que este continente possui um aparente regime de circulação monçônica durante os meses de primavera e verão (Higgins 1999, Higgins et al. 1997, Barlow et al. 1997, Douglas e Englehart 1995 para a América do Norte; Douglas e Maddox 1993 para o México-América Central; Zhou e Lau, 1998 e Kousky 1999 para América do Sul), onde nesses meses os ventos alíseos sofrem uma grande perturbação na atmosfera tropical.

David e Andrew (1997) estudando as condições de estações úmidas e secas na região de monção na América do Norte, notaram que, a intensificação e o movimento de uma baixa térmica sobre o rio Colorado é responsável pela distribuição de chuva no Arizona e Califórnia. Suspeita-se também que o gradiente de pressão resultante transportaria umidade do golfo da Califórnia na direção norte, aumentando assim a instabilidade e as atividades convectivas nas montanhas e desertos no sudoeste dos EUA.

A estação chuvosa sobre o NW do México e sudoeste (SW) dos Estados Unidos da América (EUA) é caracterizada pela máxima quantidade de precipitação que ocorre durante os meses de julho, agosto e setembro (JAS), alcançando valores de 60-80 % em relação ao total anual. O termo “monção mexicana” tem sido usado para descrever o ciclo sazonal da temperatura e precipitação em analogia a bem conhecida monção asiática (Webster et al. 1998). Alguns autores afirmam que a origem de umidade para a formação e manutenção do sistema de monção mexicana provém do Golfo da Califórnia e Golfo do México (Douglas et al. 1993 e, Sellers e Hill 1974).

Sobre a América do Sul (AS) o clima tropical e subtropical é caracterizado por um regular e pronunciado ciclo anual de chuva (Horel et al. 1989). A estação chuvosa ocorre no verão Austral em grande parte da região central deste continente, enquanto que os meses de junho, julho e agosto (JJA) representam seu período mais seco. Algumas partes

da América do Sul (AS), tal como Colômbia, Sul da Venezuela, noroeste (NW) do Brasil e mais outras áreas do Sul da AS não apresentam uma estação seca e, da mesma forma, não apresentam uma estação chuvosa bem definida. A partir do NW da AS até a parte central e sudeste (SE) do Brasil, a estação chuvosa muda progressivamente de JJA a dezembro, janeiro e fevereiro (DJF), seguindo a migração anual das atividades convectivas e o estabelecimento de um centro quente de baixa pressão à superfície na AS central durante o verão.

O fluxo de calor sensível próximo a superfície, durante os meses de verão, constitui uma adicional fonte de calor para a existência de um sistema de monção na AS (SMAS). Essa fonte de calor sensível sobre o altiplano boliviano dá origem a grandes atividades convectivas associadas a um centro de circulação anticiclônica (máxima divergência) nos altos níveis (alta da Bolívia). A liberação de calor latente associada à formação de grande nebulosidade, pode ser comparada aquela grande fonte de energia sobre o Platô tibetano no continente asiático (Rao e Erdogan 1989).

Rao et al (1996) com o objetivo de verificar a variação anual das chuvas no Brasil e a circulação atmosférica sobre a América do Sul, usaram dados do ECMWF para o período de 1985 a 1989. Ele notaram que na parte central do país durante os 6 meses de verão (SONDJF), o total de precipitação era de 70% ou mais em relação ao total anual. Fato interessante observado por eles, é que apenas os meses de dezembro, janeiro e fevereiro (DJF), o total de precipitação, é de 45% em relação ao total anual. Tudo isto próximo da área de monção da América do Sul definida por Zhou e Lau (1998)

O presente trabalho tem como objetivos:

1. Estudar as variações interanuais das chuvas em estações localizadas dentro da área possivelmente afetada pela monção de verão da América do Sul (MAS) e relacioná-las com a temperatura da superfície do mar do oceano Pacífico e Atlântico tropical.
2. Avaliar a importância dos oceanos Pacífico e Atlântico na caracterização das variabilidades de chuva de monção da AS durante o regime chuvoso da região e saber com qual dessas áreas oceânicas as chuvas são mais associadas.

2. O SISTEMA DE MONÇÃO DAS AMÉRICAS

Barlow et al. (1997) consideraram a América do Norte como sendo uma região de monção (noroeste do México-América e Central-sudoeste dos EUA), devido às seguintes características: a precipitação é grandemente confinada em uma única estação (verão), os maiores valores de temperatura à superfície ocorrem logo antes do início da estação chuvosa, os ventos em superfície no norte do Golfo da Califórnia experimentam uma reversão sazonal, um centro de baixa pressão a superfície se forma durante a estação de verão devido ao forte aquecimento neste continente e existe divergência nos ventos em altos níveis associado a um sistema de alta pressão em altos níveis.

Verificando a climatologia da circulação para o mês de julho na alta troposfera Barlow et al. (1997), notaram o domínio de uma circulação de alta pressão (anticiclone da América do Norte) centrado sobre o noroeste do México e uma crista que se estendia ao norte da parte central dos EUA (fig. 1). O início da monção mexicana é caracterizado por uma grande quantidade de precipitação sobre o sul do México, o qual desloca-se rapidamente para o norte e alcança o Arizona e o Novo México no início de julho (Higgins et al. 1997).

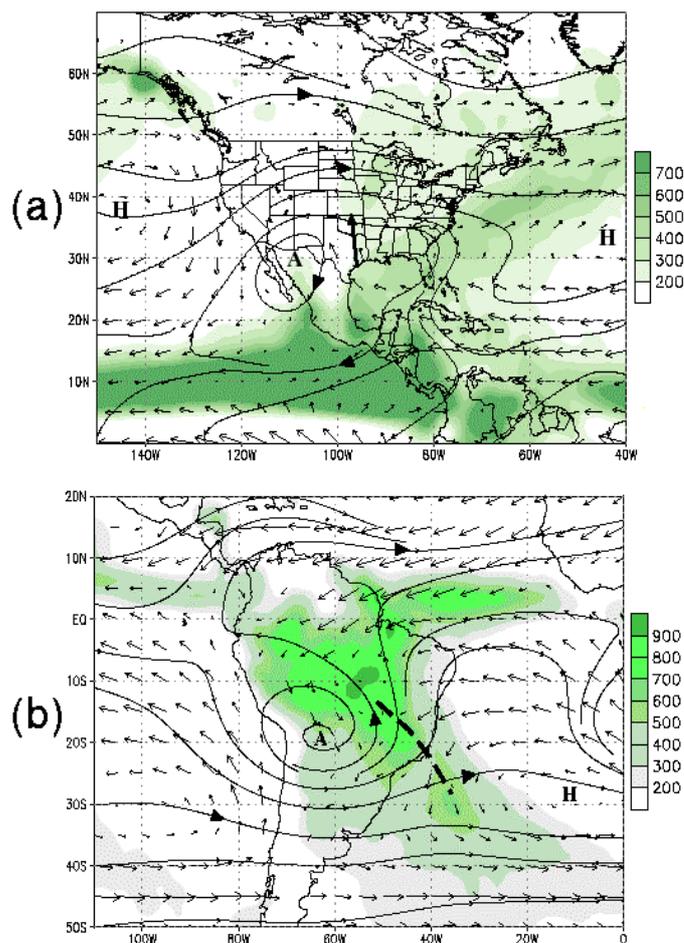


Figura. 1- Média (1979-1995) da velocidade do vento em 925 hpa, linhas de corrente em 200 hpa e precipitação estimada por satélite (mm, sombreado): a) posição do anticiclone da monção da América do norte nos meses de julho a setembro, indicado por "A". O centro da alta pressão subtropical é indicado por "H". b) nos meses de dezembro a fevereiro a posição da Alta da Bolívia é indicada por "A". O centro de alta pressão subtropical no Atlântico Sul é indicado por "H". As linhas pontilhadas indicam o eixo da zona de convergência do Atlântico Sul (ZCAS).
 Fonte: CLIVAR (1998).

Na América do Sul próximo da área caracterizada como regime de monção, Rao e Erdogan (1989) fizeram um estudo do balanço de energia sobre o altiplano da Bolívia durante o mês de janeiro de 1979, e verificaram que os maiores valores de liberação de calor latente nas partes norte e meio leste do altiplano boliviano ($200-300 \text{ Wm}^{-2}$) são de importante contribuição para a origem do calor atmosférico sobre o platô, onde o mesmo influencia o desenvolvimento e a intensidade do anticiclone no ar superior, o qual é diretamente dependente da origem de calor sobre o altiplano.

Zhou e Lau (1998) fizeram uma comparação entre a monção de verão da América do Sul (MVAS) e a monção clássica de verão do leste da Ásia (MVLA), veja figura 2. A figura mostra os fluxos que cruzam o equador em baixos níveis, 1, e que circulam ciclonicamente ao redor de uma baixa quente subtropical do hemisfério de verão [baixa do Chaco, 3, vs cavado da MVLA, 3 (EAS)]. Sobre a América do Sul subtropical, o fluxo em baixos níveis é de norte-noroeste (NNW), 2, ao longo do leste dos Andes subtropical; o escoamento de norte ao longo da extremidade oeste da alta subtropical do Atlântico Sul, 4; e o escoamento de oeste-sudoeste (WSW) em médias latitudes, 6, formando assim uma zona de convergência em grande escala, ZCAS, 5.

Sobre o leste da Ásia, o fluxo de sudoeste (SW) da monção de verão da Índia [(2IND)] e o fluxo de sudeste (SE) na periferia oeste da alta subtropical do Pacífico Norte, 4, junta-se ao fluxo de oeste em médias latitudes, 6, criam assim a zona frontal de Meiyu Baiu, 5. Grande quantidade de precipitação associada com as atividades ciclônicas ocorrem dentro desses sistemas de baixa pressão [3 vs 3(EAS), 5]. Na alta troposfera ambos sistemas de monção possuem uma circulação anticiclônica, 7, que se estabelece sobre a região do platô.

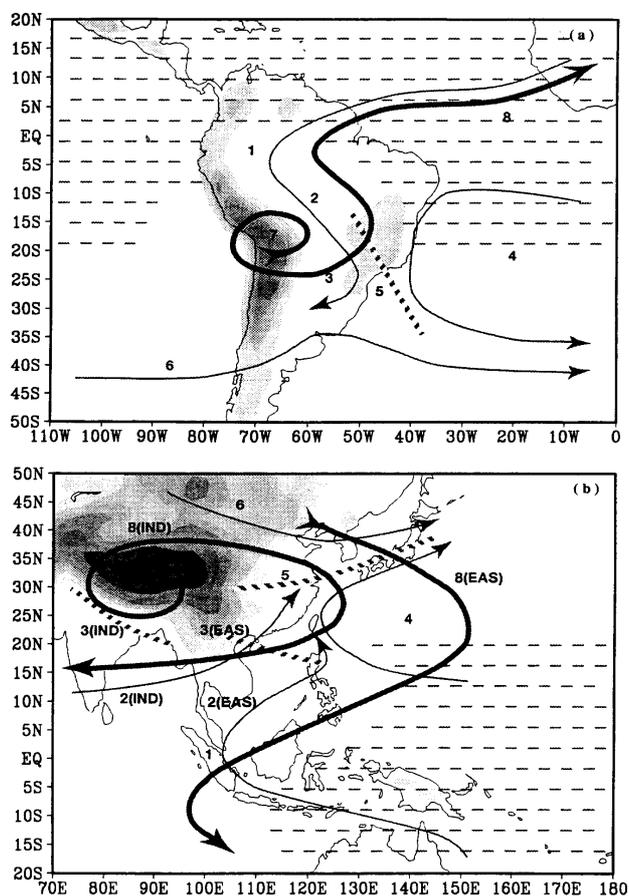


Figura. 2- Ilustração esquemática das monções para (a) MVAS e (b) MVLA. A região sombreada representa a topografia. As áreas de predominância do escoamento de leste são indicadas por linhas escuras. A numeração das características são as seguintes: 1) fluxo que cruza o equador em baixos níveis, 2) escoamento de noroeste versus escoamento de sudoeste, 3) baixa do Chaco versus o cavado da MVLA, 4) alta subtropical, 5) ZCAS versus a zona frontal de Mei-Yu, 6) escoamento de oeste de médias latitudes, 7) alta da Bolívia versus alta do Tibete e 8) retorno do escoamento em altos níveis.

Fonte: Zhou e Lau, 1998

3. DADOS E METODOLOGIA

A área selecionada compreende uma região entre as latitude de 10° e 20° S e 40° e 50° W (figura 3). Tal área engloba grande parte da região central do Brasil, que por sua vez, apresenta semelhanças a típica monção de verão do SE da Ásia com relação ao regime climático das chuvas (grande quantidade de chuvas durante o verão e seca durante o inverno). A escala da área do monção neste trabalho baseou-se numa observação da circulação da superfície do artigo de Zhou e Lau (1998) e de Kousky (1998).



Figura. 3- Localização geográfica da região possivelmente afetada pela MVAS (área dentro doquadrado).

Os dados analisados neste estudo são:

Temperatura da superfície do mar (TSM) para ambos oceanos Atlântico (Norte e Sul) e Pacífico Sul que, por sua vez, foram obtidos através do NCEP. O espaço de grade para a análise dos dados de médias mensais de TSM estão em uma resolução de 2.0° para ambas latitude e longitude num período de 1950 a 1994, dados de precipitação (total mensal e anomalias normalizadas) foram obtidos através de 22 estações localizadas dentro da região de estudo, a partir do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET), da ANEEL e do CPTEC para os anos de 1961 a 1993. Foi feita uma homogeneização nos dados de chuva para o período mais chuvoso com objetivo de que os mesmos representassem toda área de estudo. A manipulação estatística para os 22 postos meteorológico esta indicado abaixo. Onde esses dados indicam um índice de monção de verão (IMV) o qual representa a contribuição total das chuvas durante o trimestre mais chuvoso.

$$IMV = \frac{\overline{(\sum_{i=1}^3 TC) - (TC)}}{DP(TC)}$$

onde:

TC.....Precipitação do trimestre mais chuvoso;
 DP.....Desvio padrão de TC;

De posse dos IMV (não mostrados) foram feitas correlação lineares entre estes índices e a média trimestral de TSM da área oceânica do Atlântico e Pacífico para um domínio entre 20° N a 30° S e 0° a 120° E, paras os meses de verão (DJF) e em trimestres defasados (JAS, ASO, SON, OND e NDJ), com intervalo de 1 mês para o período de 1962-1999.

4. RESULTADOS

Neste tópico serão apresentadas apenas as mais significantes correlações lineares entre o trimestre mais chuvoso (média de DJF) na região da MVAS (IMV) e as anomalias médias de TSM do oceano Atlântico e Pacífico. Os 33 valores de IMV de 1961 a 1993 que mostram a variabilidade das chuvas dentro da região da MVAS, foram correlacionados com cada ponto de grade (2° x 2°) da área oceânica para um período de 33 anos (1961-1893), dessa maneira nos possibilitando a observação de quais são as áreas dos oceanos que estão mais associadas as chuvas de monção.

4.1. CORRELAÇÕES ENTRE ANOMALIAS DE TSM NO OCEANO PACIFICO E IMV

Para a verificação da significância estatística das correlações observadas foi utilizado o teste t de student. A figura 4 mostra os campos de correlação lineares mais significativas, suas respectivas datas e intensidades (positiva ou negativa), entre as anomalias médias de TSM para os meses de julho a fevereiro e o IMV para dezembro, janeiro e fevereiro (DJF).

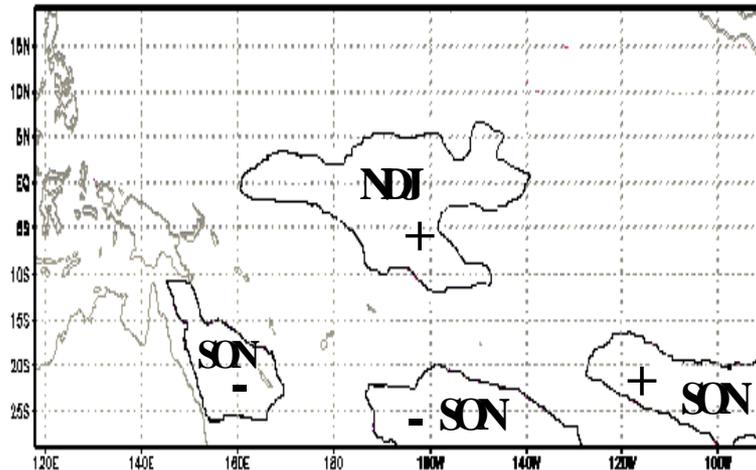


Figura 4- Áreas sobre o oceano Pacífico Sul que apresentam os maiores valores de correlações lineares entre as suas anomalias de TSM e o IMV (DJF) sobre a região de estudo.

A figura acima mostra as regiões e os períodos os quais as chuvas de monção são melhores correlacionadas com as anomalias de TSM sobre o Pacífico. Observa-se que as regiões delimitadas na figura são as que mais induzem a variabilidade nas chuvas de monção na região de estudo. Nas regiões que coincidem com o Niño 4 (leste) e Niño 3.4 (oeste) as maiores relações entre o IMV e as TSMs se dão nos meses de novembro, dezembro e janeiro (NDJ), enquanto que nas outras três áreas essa configuração se dá em setembro, outubro e novembro (SON). O campo de correlação para as datas descritas na figura 4 podem ser verificadas em anexo 1.

4.2. CORRELAÇÕES ENTRE ANOMALIAS DE TSM NO OCEANO ATLÂNTICO E IMV

Sobre o oceano Atlântico o padrão de correlação entre o IMV e as anomalias de TSM para os meses de julho a fevereiro sobre este oceano, mostram que existe basicamente duas áreas de maiores associações entre elas (fig. 5), uma ao leste da região de estudo (correlações negativas) e outra ao sul (correlações positivas). Estudos recentes de Gonzales e Barros (2000) indicam que anomalias positivas (negativas) de TSM na região do Caribe entre 20-40° N estão associadas a um início da estação chuvosa da monção da América do Sul antecipado, o que também indica uma contribuição do Atlântico Norte na variabilidade da MVAS (monção de verão da América do Sul).

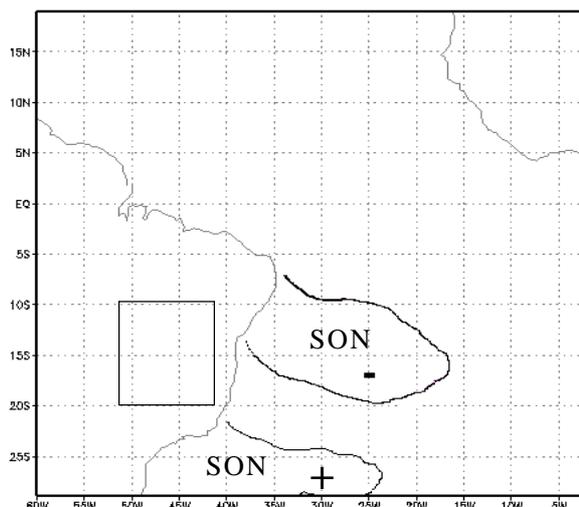


Figura 5- Áreas sobre o oceano Atlântico Sul que apresentam os maiores valores de correlações lineares entre as suas anomalias de TSM e o IMV (DJF) sobre a região de estudo (quadrado).

A figura acima mostra que as anomalias positivas (negativas) de precipitação estão associadas ao esfriamento (aquecimento) das águas próximas a costa leste do NE brasileiro, ao mesmo tempo em que as anomalias positivas de TSM na região ao SE do Brasil estão associadas as chuvas acima da média na região de estudo e vice versa. Esse padrão de correlações positivo (sul) e negativo (norte) parece ser essencial à ocorrência das chuvas de monção, ou seja, esse padrão (correlação negativa e positiva) parece atuarem juntas para modular as chuvas de monção na região durante esse período. O campo de correlação para as datas descritas na figura 5 podem ser verificadas em anexo 2.

5. CONCLUSÃO

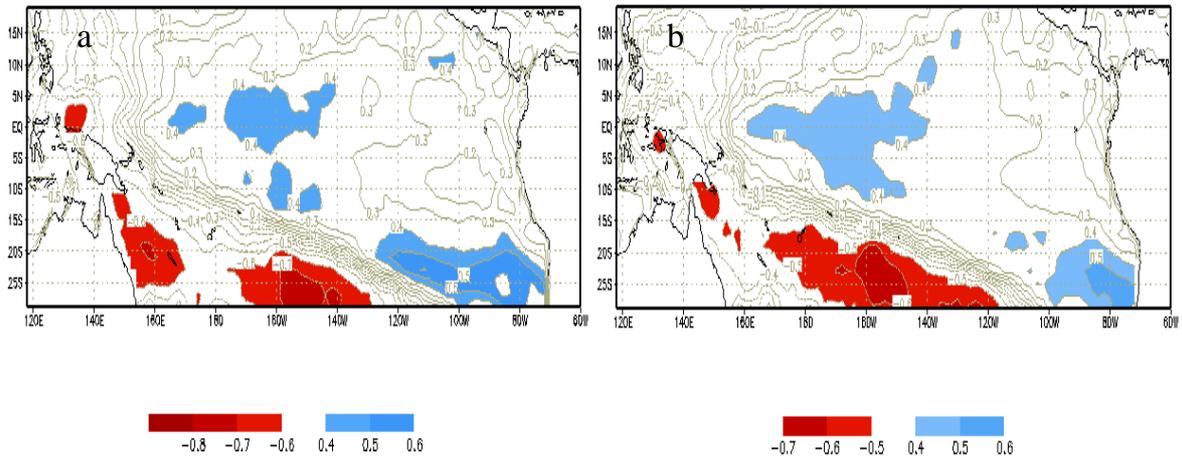
Foram analisados índices de precipitação para a estação chuvosa numa região entre as latitudes de 10° e 20° S e longitudes 40° e 50° W no continente da América do Sul para uma área que engloba parte dos estados de Goiás, Tocantins, Minas Gerais, Bahia e SE da Amazônia. As análises foram baseadas em dados de 22 estações dentro dessa área para um período de 33 anos, e as estações apresentam similaridades no ciclo anual e na grande concentração de chuvas na estação de verão (não mostrado). Os nossos resultados mostraram basicamente a existência de 4 áreas sobre o Pacífico tropical e equatorial que exercem forte influência sobre as chuvas de monção na AS, que são N, NE da Austrália e parte central Sul onde essas regiões podem influenciar as chuvas de monção através de trens de onda (planetária) que seguem a partir da costa leste da Austrália e alcançam a América do Sul, influenciando a ZCAS (Zona de convergência do Atlântico Sul) o VC (vórtice ciclônico em altos níveis), e porem a convecção da MVAS.

As correlações sobre o Atlântico mostraram a existência de um padrão tipo dipolo (norte-sul) entre as latitudes de 25-35° W e 10-20° S, e 35-45° W e 25-35° S que permanece durante três meses (julho a outubro), e uma área com correlações negativas (DJF) onde as chuvas seriam influenciadas pela dinâmica local, ou seja, as anomalias frias de TSM conduziriam maiores intensidades na circulação, onde a mesma transportaria umidade para o continente aumentando a quantidade de chuvas na região. Porém, esta explicação estaria mais ligada a variabilidade interdecadal das chuvas na área da MVAS do que a variabilidade interanual. Então, poderia se concluir que, independente dos tamanhos e significância estatística das correlações entre TSM no Pacífico tropical e IMV, e considerando os aspectos dinâmicos regionais na região-Amazônia-MVAS-ZCAS, uma sistemática intensificação (enfraquecimento) no sistema de monção de verão da América do Sul poderia ser introduzido pelo El Niño (La Niña). Porém isto não permite identificar monções antecipadas ou atrasadas durante anos de El Niño ou La Niña.

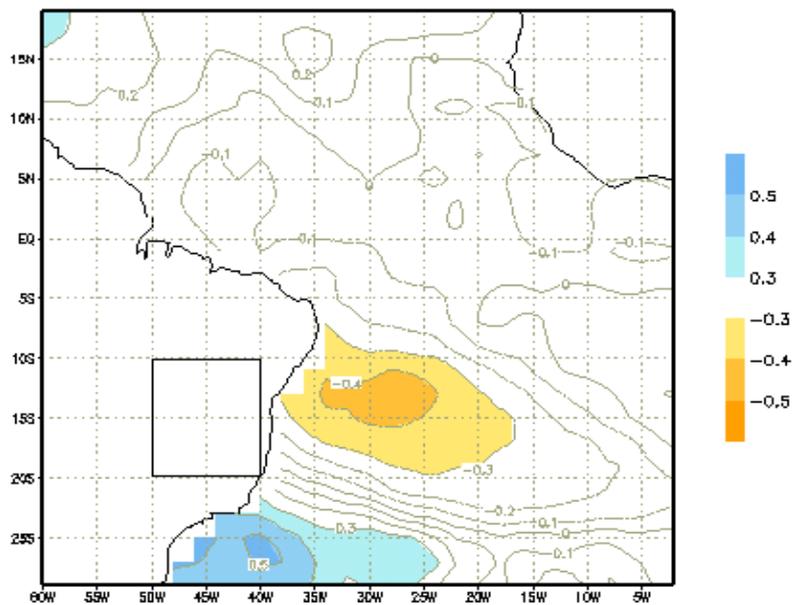
6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Barlow M.; Sumant N; H. B. Ernesto. Evolution of the North American Monsoon System. **Journal of Climate**, 11, 2238-2257. Set. 1997.
- Douglas, M., R. A. Maddox, K. Howard and S. Reyes, The Mexican Monsoon, **Journal of Climate**, 6, 1665-1677. 1993
- Douglas A. V.; P. J. Englehart. An analysis of the starting date for the summer monsoon in western Mexico and southeast Arizona. Proc. 20th Annual climate diagnostics Workshop, Seattle, WA, Climate Prediction Center, 207-211. 1995.
- Gonzalez, M.; Barros, V. South American monsoon onset and end date prediction using outgoing longwave radiation and sea surface temperature. Proc. 6th International Conference on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography. Santiago, Chile, April 3-7 2000, 124-125, 2000.
- Higgins R. W.; Y. Yao ; X. L. Wang. Influence of the North American Monsoon System on the U.S. Summer Precipitation Regime. **Journal of Climate**, 10, 2600-2622. Out. 1997.
- Horel, J. D., A. N. Hahmann, e E. Geisler,: Na Investigation of the Annual Cycle of Convective activity over the Tropical Americas. **Journal of Climate**, 2, 1388-1403. 1989
- _____, The South American Monsoon System. Abstracts of meeting 10TH Global Change Conference, Dallas, Texas US, January, 215-218. 1999.
- Kousky V., The North American Monsoon Sistem. Abstracts of meeting 10TH Global Change Conference, Dallas, Texas US, January, 203-206. 1999.
- Ramage, C. S., 1971: **Monsoon Meteorology**. Academic Press, 269 pp.
- Sellers, W. D.; R. H. Hill. Arizona Climate 1931 1931-1972, 616 pp., Univ. of Arizona Press, Tucson, 1974.
- Webster, e S; Magaña V. O. ; Palmer T. N.; Shukla J. Tomas R. A. ; Yanai M. ; Yasunari T. Monsoons: Processes, Predictability, and the prospects for prediction. . **Journal of Geophysical Research**, 103, 14.451-14.510. 1998.
- Zhou J.; K. M. Lau. Interannual and Decadal Variability of principal modes of Summer rainfall over South America. **accept to the J. Climate**. 1999.

ANEXO



Anexo 1- Correlação lineares de maior intensidade, segundo o teste de Student, entre o IMV (DJF) e as anomalias de TSM sobre o oceano Pacífico para os meses de setembro, outubro e novembro (SON) (a), e novembro, dezembro e janeiro (NDJ) (b). os valores sombreados representam 95% (0.31) e 99% (0.45) de significância.



Anexo 2- Correlação linear de maior intensidade, segundo o teste de Student, entre o IMV (DJF) e as anomalias de TSM sobre o oceano Atlântico para os meses de setembro, outubro e novembro (SON). os valores sombreados representam 95% (0.31) e 99% (0.45) de significância.