

Eventos de Intrusão de alta vorticidade potencial no Atlântico Sul e sua influência sobre a precipitação em áreas do Brasil

Tatiane Felinto Barbosa¹, Iracema F. A. Cavalcanti¹, V. B. Rao¹

¹ Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais

tatiane.felinto@cptec.inpe.br

ABSTRACT

The Intrusion Events (IEs) over South Atlantic are identified in the months of December-January-February (DJF), from 1979 to 2001, using ECMWF reanalysis dataset. An IE was identified when the potential vorticity of -1.5 UVP ($\text{UVP } 1 = 10^{-6} \text{ K m}^2 \text{ kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$) at 350K isentropic level reached the tropics (10° S). 141 events were identified, 52%, 28% and 20% of cases occurred in December, January and February respectively. The IEs have a strong interannual variability, with more events in El Niño years and less in La Nina years. The zonal wind at high levels is consistent with this variability. In years with more events, there is formation of "westerly ducts" and in years with less events the zonal westerly wind is weaker at high levels on the Atlantic tropical region. The number of IEs was correlated with the precipitation anomalies in several areas of South America in DJF. Areas with significant correlations were the north of the Northeastern region (A2), part of the Midwest (A4) and central-south of Southeast Region (A8). Performance Index (PI) provides a measure of the relative contribution of IE in the total amount of rain in parts of Brazil. Part of Midwest (A4), south areas of the Northeast and north of central South (A5) had a significant contribution of EI in precipitation throughout the life cycle of the event. In other areas, like east part of the Northeast (A3 and A6) and A8, this influence occurs at the end of the event life cycle.

RESUMO

Eventos de Intrusão (EIs) são identificados no Atlântico Sul nos meses de dezembro-janeiro-fevereiro (DJF) de 1979 a 2001 utilizando dados de reanálises do ECMWF. Um EI foi considerado quando a vorticidade potencial de $-1,5 \text{ UVP}$ ($1 \text{ UVP} = 10^{-6} \text{ K m}^2 \text{ kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$) no nível isentrópico de 350 K atingiu a região tropical (10° S). Foram identificados 141 eventos, sendo 52%, 28% e 20% dos casos ocorridos em dezembro, janeiro e fevereiro, respectivamente. Os EIs apresentam uma forte variabilidade interanual, sendo observados mais eventos nos anos de El Niño e menos em anos de La Niña. O vento zonal em altos níveis é consistente com essa variabilidade, sendo que em anos com mais eventos, há formação de "dutos de oeste", e anos com menos EI, o vento zonal de oeste é mais fraco, em altos níveis, na região tropical do Atlântico. O número de EIs foi correlacionado com as anomalias de precipitação em várias áreas da América do Sul em DJF. As áreas que apresentaram correlações significativas foram norte da região Nordeste (A2), parte do Centro-Oeste (A4) e centro-sul da região Sudeste (A8). O Índice Performático (IP) fornece uma medida da contribuição relativa do EI na quantidade total de chuva em áreas do Brasil. As áreas A4 e sul do Nordeste e centro-norte do Sudeste (A5) apresentaram uma contribuição significativa dos EI na precipitação em todo o ciclo de vida do evento. Em outras áreas, como parte do leste do Nordeste (A3 e A6) e A8, essa influência ocorre no fim do ciclo de vida do evento.

Palavras chaves: Quebra da onda de Rossby, precipitação, índice performático

1. INTRODUÇÃO

Na alta troposfera equatorial do Atlântico são observadas regiões de ventos de oeste denominadas de "dutos de oeste" (Webster e Holton, 1982). Esses "dutos" contribuem para a propagação de ondas de Rossby entre os extratropicais-tropicais. Quando essas ondas apresentam grandes amplitudes, elas quebram nos "dutos" e atuam no transporte atmosférico

entre trópicos e subtropicais. Waugh e Polvani (2000) denominaram de eventos de intrusão (EI) os casos de quebra da onda de Rossby (QOR) sobre os oceanos Pacífico e Atlântico do Hemisfério Sul (HS) e do Norte (HN) que penetram na região tropical (~10° S e 10° N).

Os EI apresentam um impacto na umidade e convecção na região tropical. Waugh (2005) observou um gradiente de umidade próximo a estes eventos, com ar seco a oeste do evento e ar úmido a leste. Vários autores identificaram que a leste do EI, ocorre convecção profunda, onde são observados baixos valores de radiação de onda longa (Funatsu e Waugh, 2008). Funatsu e Waugh (2008) mostraram que o EI apresenta um papel importante na desestabilização da baixa troposfera, contribuindo para elevar a energia convectiva disponível (CAPE) e promover movimento ascendente.

Os EIs também afetam a precipitação sobre o Nordeste brasileiro (NEB). Rao et al. (2007) mostraram que a variação interanual dos EI encontrados por Waugh e Polvani (2000) no Atlântico Sul é negativamente correlacionada com a precipitação sobre o norte do NEB. Em anos em que ocorrem muitos EI, as anomalias de precipitação no norte do NEB são negativas, estando associadas a regiões ciclônicas em altos níveis devido à presença do EI.

Este trabalho tem como objetivo mostrar a variabilidade interanual dos EIs que ocorrem no Atlântico Sul no período de DJF para 22 anos de dados e sua relação com a precipitação de diversas áreas do Brasil.

2. DADOS E METODOLOGIA

Neste trabalho foram utilizados dados de reanálises do Projeto ERA-40 do *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts* (ECMWF) com resolução espacial de 1,125°×1,125° de longitude e latitude para o período de dezembro de 1979 a fevereiro de 2001. As variáveis meteorológicas utilizadas são: temperatura do ar (K), componentes zonal (m/s) e meridional do vento (m/s) em 200 hPa. Esses dados foram disponibilizados pelo Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC) do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE). Dados de precipitação diária com resolução espacial de 1°×1° de longitude e latitude para o período entre dezembro de 1979 e fevereiro de 2001 são provenientes do Climate Prediction Center (CPC) do National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA). Esses dados encontram-se descritos em Silva, et al. (2007) e estão disponíveis em: <ftp://ftp.cpc.ncep.noaa.gov/precip/wd52ws/brazil>. O Índice de Oscilação Sul (IOS) mensal proveniente do CPC-NOAA também foi utilizado, e encontra-se disponível em <http://www.cpc.noaa.gov/data/indices/soi>.

Os EIs sobre o Atlântico Sul foram determinados seguindo a metodologia similar a Waugh e Polvani (2000), porém utilizando outro limiar para a identificação. Esses autores consideraram na identificação do EI o valor da VP de -2 UVP atingindo a latitude de 10°S. No presente estudo considerou-se um EI da QOR quando o contorno de -1.5 UVP da VP no nível isentrópico de 350 K atingiu a região tropical, ou seja, a latitude de 10°S. Postel e Hitchman (1999) fizeram uma climatologia da QOR ao longo da tropopausa, definido pela VP de -1.5 UVP. Uma análise preliminar entre os dois limiares mostrou que mais isolinhas de -1.5 UVP atingem a região tropical. Neste trabalho, foi contabilizado apenas o primeiro dia em que ocorreu essa incursão de VP nos trópicos no período de DJF entre 1979 e 2001. A VP em coordenadas isentrópicas é determinada segundo Hoskins et al. (1985).

Para avaliar a relação entre os EI e a precipitação diária, utilizou-se o Índice Performático (*IP*; Zhang et al., 1997). O *IP* é definido como uma medida da contribuição relativa de um dado padrão de circulação na quantidade total de chuva, dado por:

$$IP = \frac{R_i/n_i}{R/n} \quad (2.2)$$

em que n_i é o número de ocorrência de EI, R_i é a quantidade total de precipitação durante estes n_i dias dos eventos e R é a quantidade total de chuva ocorrida no período de n dias (com ou sem o padrão considerado). Se *IP* for acima da unidade, o padrão *i* contribui

significativamente para os eventos de chuva. O *IP* foi calculado para o período de DJF entre 1979 e 2001. Médias espaciais desse índice foram determinadas para as áreas indicadas na Figura 1. O *IP* também foi determinado para os dias “d-2”, “d-1”, “d 0” “d+1”, “d+2” e “d+3”, ou seja, dois e um dia antes da ocorrência do EI, o dia em que ocorreu o evento e um, dois e três dias depois da ocorrência do evento.

Campos compostos do vento zonal em 200 hPa, anomalias do vento e da vorticidade relativa em 200 hPa foram determinados para o dia em que ocorreu o EI. Análise de correlação entre o número de EI identificados em DJF e a anomalia de precipitação em DJF é realizada para cada área da Figura 1, com o intuito de verificar a relação entre a precipitação e os EI. A significância estatística é feita por meio do Teste de *t-Student* para o nível de significância de 95%.

3. RESULTADOS

Foram identificados 141 casos de EI sobre o Atlântico Sul no período de verão entre 1979 e 2001. A maioria dos casos de intrusão ocorre em dezembro (74 casos), seguidos de 39 casos em janeiro e 28 em fevereiro. Resultado semelhante foi encontrado por Wangh e Polvani, sendo os meses de DJF os que apresentaram maior formação de EI na região do Atlântico. Observa-se que o número de EI identificados neste trabalho difere do número encontrado por Wangh e Polvani (2000). Isso se deve ao critério utilizado na identificação dos EI e ao período de análise (19 anos, entre 1980 e 1999). Verifica-se que mais isolinhas de -1,5 UVP ultrapassa o limite de 10°S do que as de -2UVP.

Também pode ser visto que em anos de El Niño (Figura 2) há maior ocorrência de casos de EI (1982-1983, 1986-1988, 1990-1993, 1994-1995, 1997-1998. Fonte: <http://enos.cptec.inpe.br/>) e em anos de La Niña o número de intrusões é menor (1983-1984, 1988-1989, 1998- 2001), consistente com os resultados obtidos por Wangh e Polvani (2000). O número de EI está correlacionado negativamente com o IOS (correlação de -0,23; significativa ao nível de 95%). Rao et al. (2007) mostraram que nos anos com maior ocorrência de EI, o vento zonal na região tropical sobre o Atlântico Sul é mais forte atuando como um “duto de oeste”, favorecendo a incursão de alta VP na região tropical (Webster e Holton, 1982). O oposto foi visto nos anos com menos EI, sendo observado fraco vento zonal na região tropical. Esse resultado também pode ser comprovado na Figura 2, por meio da média do vento zonal em 200 hPa na região tropical (área entre 10° N e 10° S de latitude e 35° W e 10 °W de longitude). A Figura 3a mostra o campo composto do vento zonal em 200 hPa, para os casos de intrusão. Observa-se na região tropical vento zonal de oeste, formando um “duto de oeste”, responsável pela interação entre trópicos e extratropicais.

A relação entre os EI e a anomalia de precipitação para o período de DJF pode ser vista na Tabela 1. As áreas A1, A3, A5, A6 e A7 não apresentam correlações significativas entre o número de EI e anomalia da precipitação. A A2 apresenta correlação negativa, enquanto que para as áreas A4 e A8, a correlação é positiva. Na região da área A2 observa-se que quando há formação do EI, a anomalia da vorticidade é negativa (Figura 3c), devido à proximidade de uma anomalia ciclônica do vento em 200 hPa no oceano Atlântico (Figura 3b). Regiões com vorticidade ciclônica em altos níveis, na região tropical, apresentam convergência e por continuidade de massa, movimento descendente, inibindo a convecção. As características desses vórtices ciclônicos em altos níveis (VCAN) são discutidas em Kousky e Gan (1981). Rao et al. (2007) também observaram correlação negativa entre os EIs e o desvio normalizado da precipitação no norte do NEB no período de FMAM. As áreas A4 e A8 por sua vez estão associadas a uma região de anomalia anticiclônica do vento em altos níveis (Figura 3b) e anomalia de vorticidade anticiclônica (Figura 3c). Essa configuração da circulação indica um deslocamento da Alta da Bolívia para leste e associada com o VCAN. A configuração observada na Figura 3b é semelhante à discutida em Kousky e Gan (1981). Na

configuração nota-se também a extensão da circulação anticiclônica para sudeste sobre o Oceano Atlântico, e também semelhante às características observadas em casos de Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS). Destaca-se que as áreas A4 e A8 também estão localizadas na região da ZCAS.

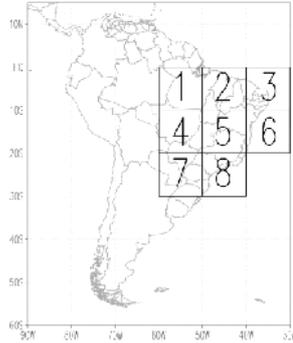


Figura 1 – Mapa da América do Sul e as respectivas áreas para o cálculo do IP médio.

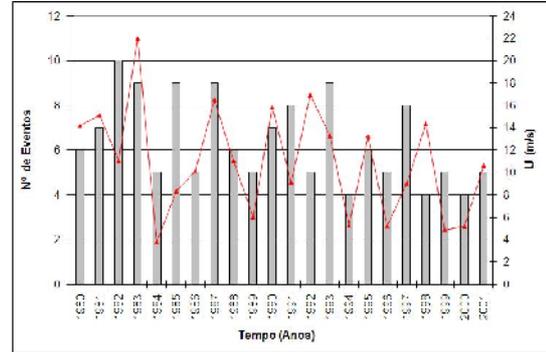


Figura 2– Número de casos por ano de EI identificados sobre o oceano Atlântico em DJF de 1979-2001 (barras cinza). Média do vento zonal em 200 hPa em DJF na área entre 10° N e 10° S de latitude e 35° W e 10° W de longitude (contornos em vermelho).

Tabela 1 – Coeficiente de correlação de Pearson (Wilks, 2006). Correlação entre a anomalia de precipitação de DJF em cada área marcada na Figura 01 e o número de intrusões para o mesmo período. Os valores marcados com asteriscos (*) correspondem à significância estatística de 95%.

Área							
1	2	3	4	5	6	7	8
-0.10	-0.17*	-0.06	0.20*	0.12	0.09	-0.09	0.41*

O IP (Figura 4) para o período de DJF mostra que os EIs não apresentam contribuição significativa para os eventos de chuva nas áreas A1 e A2. Nas áreas A4 e A5, os EIs apresentam uma contribuição significativa para os eventos de chuva, com valores de IP superior a 1 em todas o ciclo de vida do EI. A faixa leste do Nordeste, representada pelas áreas A3 e A6, são afetadas pelos EI nas fases posteriores aos eventos (“d+2” e “d+3”). A precipitação da área A8 também apresenta contribuição do EI após o período de formação.

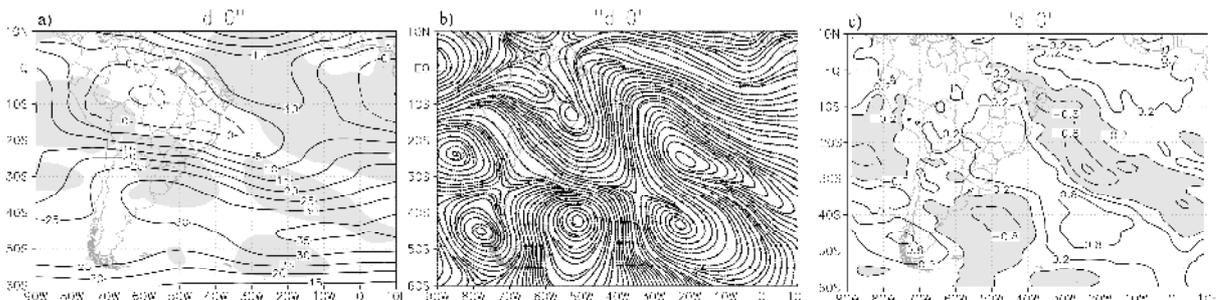


Figura 3 – a) Campo composto do vento zonal em 200 hPa ($m s^{-1}$), b) Anomalia do vento em 200 hPa ($m s^{-1}$) e c) anomalia da vorticidade relativa em 200 hPa (s^{-1}).

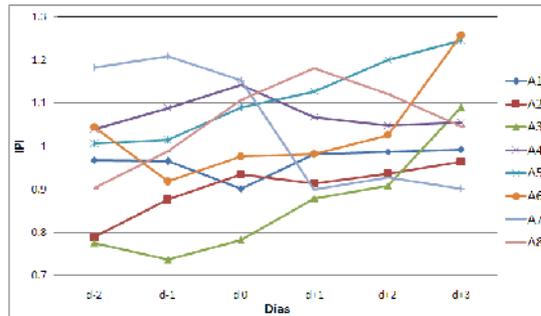


Figura 4 – IP médio de cada área marcada na Figura 1.

4. CONCLUSÃO

A formação dos EI sobre o Atlântico Sul afeta o padrão de circulação sobre a América do Sul, favorecendo áreas com vorticidades ciclônicas e anticiclônicas em altos níveis. Áreas sobre o NEB são afetadas de forma negativa, sendo que a presença dos EI propicia anomalias negativas de chuva (A2) devido à formação de anomalias ciclônicas em altos níveis. À medida que esses sistemas se deslocam para leste, a faixa leste do NEB (A3 e A6) recebe uma contribuição significativa de chuvas devido ao EI. Já a precipitação nas regiões central e sudeste do Brasil (A4, A5 e A8) são afetadas positivamente pelo episódio de intrusão, pois o mesmo mantém a anomalia de vorticidade anticiclônica sobre essas regiões e ciclônica ao sul.

Agradecimentos: Ao CNPq e a CAPES pelo auxílio à pesquisa.

5. REFERÊNCIA BIBLIOGRÁFICA

- FUNATSU, B. M; WAUGH, D. W. Connections between potential vorticity intrusions and convection in the Eastern Tropical Pacific. **Journal of the Atmosphere Sciences**, v. 65, n. 3, p. 987-1002, Mar. 2008.
- KOUSKY ,V.E., GAN, M.A. Upper tropospheric cyclonic vortices in the Tropical South Atlantic **Tellus**, v. 33 p.538-551. 1981
- POSTEL, G. A.; HITCHMAN, M. H. A climatology of Rossby wave breaking along the subtropical tropopause. **Journal of the Atmosphere Sciences**, v. 56, n.3, p. 359-373. Feb. 1999.
- RAO, V. B.; FRANCHITO, S. H.; BARBOSA, T. F. Impact of high potential vorticity intrusions into the tropical upper troposphere in South Atlantic on precipitation over northeast Brazil. V. 34, L06704, p. 1-4. 2007.
- SILVA, V. B. S.; KOUSKY ,V. E.; SHI, W.; R. HIGGINS W. An improved gridded historical daily precipitation analysis for Brazil. **Journal of Hydrometeorology**, v. 8, n. 4, p. 847-861. Aug. 2007.
- WAUGH, D. W; L. M. POLVANI. Climatology of intrusions into the tropical upper troposphere. **Geophysical Research. Letter**, v. 27, n. 23, p. 3857-3860, Dec. 2000.
- WAUGH, D. W. Impact of potential vorticity intrusions on subtropical upper tropospheric humidity. **Journal of Geophysical Research**, v. 110, n. D 11, p. 1-7, Jun. 2005.
- WEBSTER, P. J.; HOLTON, J. R. Cross-equatorial response to middle-latitude forcing in zonally varying basic state. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 39, n. 4, p. 722- 733, Apr. 1982.
- ZHANG, X.; WANG, X. L.; REAL, J. C. On the relationships between daily circulation patterns and precipitation in Portugal. **Journal of Geophysical Research**. V. 102, n. D12, p. 13495-13507, Jun. 1997.