

ANÁLISE DE JATOS DE BAIXOS NÍVEIS ASSOCIADOS A UM SISTEMA CONVECTIVO DE MESOESCALA NA AMÉRICA DO SUL: UM ESTUDO DE CASO

José Guilherme Martins dos Santos¹, Cláudia Rejane Jacondino de Campos² e Kellen Carla Lima³

Recebido em 30 julho, 2007 / Aceito em 16 setembro, 2008
Received on July 30, 2007 / Accepted on September 16, 2008

ABSTRACT. The Level Low Jet (LLJ) observed in the Porto Alegre metropolitan region, Rio Grande do Sul State, Brazil, was analyzed using 1989-2003 at 00:00 and 12:00 UTC upper-air observations. The LLJ classification criteria proposed by Bonner (1968) and modified by Whiteman et al. (1997) were applied to determine the LLJ occurrence. Afterwards was selected a LLJ event, that was one of the most intense observed in the summer (01/27/2002 at 12:00 UTC), during the study period. In this study were used as tools: atmospheric soundings, GOES-8 satellite images, and wind, temperature and specific humidity fields from GLOBAL, ETA and BRAMS models. Based on the numerical analysis was possible to verify that the three models overestimated the specific humidity and potential temperature values, at LLJ time occurrence. The wind speed was underestimated by the models. It was observed in the study region, at 12:00 UTC (LLJ detected hour in the Porto Alegre region), by three models, warm and wet air from north, generating conditions to Mesoscale Convective System (MCS) formation and intensification.

Keywords: Level Low Jet, Mesoscale Convective System, Numeric Models.

RESUMO. Para analisar a ocorrência de Jatos de Baixos Níveis (JBN) na região metropolitana de Porto Alegre, foram utilizados quinze anos de dados de radiossondagens coletadas nos horários da 00:00 e das 12:00 UTC, no período de 1989 a 2003. Para identificar as ocorrências dos JBN foram aplicados os critérios de classificação propostos por Bonner (1968) e modificados por Whiteman et al. (1997). Em seguida, selecionou-se um evento de JBN (27/01/2002 às 12:00 UTC), que foi um dos mais intensos observados no verão durante o período analisado. Para este estudo utilizaram-se como ferramentas: imagens do satélite geoestacionário GOES-8, radiossondagens e campos de vento, umidade específica e temperatura do ar, fornecidos pelos modelos GLOBAL, ETA e BRAMS. Com a análise numérica foi possível verificar que os três modelos no horário de ocorrência do JBN superestimaram os valores de umidade específica e temperatura potencial. A velocidade do vento foi subestimada pelos modelos. Foi verificado na região de estudo, pelos três modelos no horário do JBN (12:00 UTC), um escoamento de norte, com ar quente e úmido, que favoreceu a formação e intensificação do Sistema Convectivo de Mesoescala (SCM) observado.

Palavras-chave: Jato de Baixos Níveis, Sistema Convectivo de Mesoescala, Modelos Numéricos.

¹Universidade de São Paulo, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Departamento de Ciências Atmosféricas, Rua do Matão, 1.226, Cidade Universitária, 05508-090 São Paulo, SP, Brasil. Tel./Fax: (11) 3091-5046 – E-mail: guimartins@model.iag.usp.br

²Universidade Federal de Pelotas, Departamento de Meteorologia, Campus Universitário, Caixa Postal 354, 96010-900 Pelotas, RS, Brasil. Tel./Fax: (53) 3277-6767 – E-mail: cjcamos@ufpel.edu.br

³Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, Av. dos Astronautas, 1.758, 12227-010 São José dos Campos, SP, Brasil. Tel./Fax: (12) 3945-6000 – E-mail: kellen.lima@cptec.inpe.br

INTRODUÇÃO

Um número crescente de trabalhos referentes à área observacional e de modelagem numérica vem mostrando que existe um fluxo de norte localizado a leste dos Andes, o qual é responsável por um transporte significativo de umidade e calor para o sudeste/sul da América do Sul (AS) (Nicolini & Saulo, 2000; Salio et al., 2002; Marengo & Soares, 2002; Marengo et al., 2004). Este fluxo mostra um perfil na sua estrutura vertical favorecendo um intenso transporte horizontal de umidade em baixos níveis, e consequentemente, transporte de momentum e umidade na estrutura vertical, assim favorecendo o desenvolvimento de convecção.

Este fluxo a leste dos Andes tem sido chamado de Jato de Baixos Níveis (JBN). Os JBN podem ser definidos como sistemas de ventos com altas velocidades (acima de 10 m/s) localizadas entre um ou dois quilômetros acima da superfície, possuindo uma extensão horizontal de aproximadamente 500 km, dimensão esta, comum de escalas subsinóticas e de mesoescala. É considerado um intenso escoamento de norte/noroeste, que ocorre a leste da Cordilheira dos Andes, o qual se estende desde a Região Amazônica até a Bacia do Rio Prata. Esta região abriga parte do território da Argentina, Brasil, Bolívia, Paraguai e Uruguai, sendo responsável por 70% do Produto Interno Bruto (PIB) destes países em conjunto (Marengo & Soares, 2002).

Este sistema é observado praticamente durante o ano todo (Mejia, 2004), embora a maior frequência ocorra durante o verão austral (Dezembro, Janeiro e Fevereiro) (Marengo et al., 2004). Além disso, nesta estação do ano, a maior intensidade do JBN na AS ocorre entre as 06:00 UTC e as 12:00 UTC ao norte de 20°S, enquanto que ao sul de 20°S, este é mais frequente durante o inverno austral (Junho, Julho e Agosto) entre a 00:00 UTC e as 06:00 UTC (Salio et al., 2002; Marengo et al., 2004). A maior ocorrência do centro de ventos máximos associado ao JBN é verificada sobre uma área que compreende as estações de Santa Cruz e Trinidad, ambas localizadas na Bolívia (Marengo et al., 2004).

O desenvolvimento do JBN na AS pode ser explicado por diversos mecanismos, conforme os citados por (Vera et al., 2006): (a) desvio dos ventos alísios que cruzam a bacia Amazônica; (b) características geradas pela circulação local e topografia, dirigida por dinâmica seca, mas possivelmente modificada pela convecção úmida da Cordilheira dos Andes; (c) característica forçada externamente, produzida por variações no campo de pressão no norte da Argentina associada com perturbações transientes nas linhas de oeste; (d) propagação das rajadas de ventos em baixos níveis do Atlântico Norte em direção a Bacia do Prata, por intermédio da bacia Amazônica.

O JBN da AS é menos conhecido do ponto de vista observacional e de modelagem numérica, quando comparado com o JBN das Grandes Planícies dos Estados Unidos da América (EUA). Contudo, nos últimos anos, o JBN da AS, vem sendo pesquisado por meio de experimentos de campo, como o *South American Low-Level Jet Experiment* (SALLJEX) (Vera et al., 2006). Neste projeto foram coletados dados observacionais com altas resoluções espacial e temporal associados à modelagem numérica da atmosfera, mas mesmo assim, ainda os estudos sobre JBN na AS são restritos, haja vista, a grande extensão espacial que este fenômeno atua.

A variabilidade do JBN da AS tanto no espaço quanto no tempo é relativamente pouco entendida, isto ocorre em função da pequena disponibilidade de observações de ar superior na AS a leste dos Andes. Devido a este problema, torna-se difícil obter as ocorrências de JBN, assim como, sua extensão horizontal, intensidade e variabilidade temporal. Para amenizar tal problema, a modelagem numérica e as reanálises do *National Center for Environmental Prediction* (NCEP) têm sido usadas como aproximações razoáveis do estado verdadeiro da atmosfera na AS a leste dos Andes (Marengo et al., 2004). Mais recentemente Herdies et al. (2007), mostraram que a assimilação de dados do SALLJEX ao conjunto de dados das análises globais do NCEP melhora a representação dos JBN a leste dos Andes.

Diversos estudos têm mostrado que o JBN é uma característica recorrente do ambiente durante os estágios de formação e maturação de Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCM) sobre as grandes planícies dos EUA. O JBN da AS tem um papel análogo, advectando calor e umidade da bacia Amazônica para as regiões do Sudeste e Sul da AS, gerando condições ideais para a convecção inicial e desenvolvimento de SCM (Salio et al., 2007). Em outras palavras, o JBN é considerado eficaz no transporte de calor e umidade das regiões tropicais para as latitudes médias. Este transporte tem como consequência a formação ou intensificação de tempestades severas que se desenvolvem na saída do JBN, causando intensa precipitação (Bonner, 1966; Guedes, 1985; Marengo et al., 2004). Em estudos de Salio et al. (2002) encontrou-se que os eventos de JBN, os que se estenderam ao sul de 25°S geram condições de instabilidade necessárias para o desenvolvimento da convecção na área subtropical e explicam 45% da precipitação de verão da região subtropical da AS. Fritsch & Forbes (2001) documentaram as características dinâmicas e padrões termodinâmicos presentes no ambiente de grande escala relacionado com os SCM. Um dos mecanismos subsinóticos eficientes na desestabilização da atmosfera foi fornecido pela presença do JBN paralelo à Cordilheira dos Andes.

Nicoloni et al. (2004) analisaram as condições ambientes de 27 casos de SCM que ocasionaram precipitação intensa no sul da AS. Foi observada uma alta correlação entre estes eventos e a ocorrência de JBN estendendo-se mais ao sul da AS em 81% dos 27 casos.

Dentro deste contexto, este trabalho tem os seguintes propósitos:

- 1) Descrever as características de um evento de JBN associado a um SCM que ocorreu no dia 27/01/2002;
- 2) Verificar a capacidade dos modelos numéricos GLOBAL, ETA e BRAMS (*Brazilian Regional Atmospheric Modeling System*) em simular o JBN observado, e
- 3) verificar a influência do transporte de calor e umidade pelo JBN para a manutenção do SCM.

Este artigo está organizado da seguinte maneira: primeiramente, é apresentada a metodologia empregada para detectar o evento de JBN. Na seqüência, mostram-se as características do JBN observado; a análise das imagens de satélite; confronto entre valores observados e simulados; e análise das saídas de modelos numéricos. E finalmente, são sumarizadas as conclusões.

METODOLOGIA

Radiossondagens

Os dados de radiossondagens foram obtidos do Sistema W9000 produzidas pela VIZ Manufacturing Company – USA, para o Aeroporto Internacional Salgado Filho de Porto Alegre – RS, durante o período de 1989 a 2003, nos horários da 00:00 e das 12:00 UTC. Estes dados podem ser encontrados no seguinte endereço eletrônico: <http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>.

Inicialmente estavam disponíveis 9.125 sondagens para o período de estudo. Em virtude do grande espaçamento vertical entre os dados de ar superior nas sondagens, adotou-se um critério, visando um maior detalhamento das informações: utilizaram-se apenas as sondagens que possuíam no mínimo seis pontos de informações desde a superfície até 1300 m de altura. Após a aplicação deste critério, as sondagens foram consistidas e aquelas que apresentavam qualquer discrepância com relação aos valores fisicamente coerentes foram descartadas. Nas sondagens restantes, foi feita uma interpolação linear de 50 em 50 m, com a finalidade de obter os perfis verticais dos dados igualmente espaçados em todas as sondagens. Portanto, foram utilizadas 7.249 sondagens no período de estudo.

Após a organização dos dados foram confeccionados os perfis verticais do vento horizontal para as sondagens da 00:00 UTC

e em seguida para as 12:00 UTC, da superfície até 3000 m de altura, visando detectar as ocorrências de JBN.

Seleção do JBN

Para selecionar o caso de ocorrência de JBN foram empregados os critérios de classificação propostos por Bonner (1968) e modificados por Whiteman et al. (1997), designado por B&W. Para tal, analisaram-se os perfis do vento da 00:00 e das 12:00 UTC das sondagens interpoladas. Assim, B&W sugeriram dois critérios de classificação que devem ser satisfeitos simultaneamente: a) o primeiro especifica o valor máximo da velocidade do vento no “núcleo do jato” e b) o segundo especifica a diminuição do valor da velocidade do vento acima do seu núcleo máximo até atingir a velocidade mínima em 3000 m (Tab. 1).

Tabela 1 – Classificação dos JBN segundo os critérios propostos por Bonner (1968) e modificados por Whiteman et al. (1997).

Tipos de JBN	Descrição dos Critérios
JBN0	Para intensidade do vento igual ou superior a 10 m s ⁻¹ , no nível de máxima intensidade da velocidade do vento, com um decréscimo de pelo menos 5 m s ⁻¹ acima deste nível e abaixo de 3000 m de altura.
JBN1	Para intensidade do vento igual ou superior a 12 m s ⁻¹ , no nível de máxima intensidade da velocidade do vento com um decréscimo de pelo menos 6 m s ⁻¹ acima deste nível e abaixo de 3000 m de altura.
JBN2	Para intensidade do vento igual ou superior a 16 m s ⁻¹ , no nível de máxima intensidade da velocidade do vento, com um decréscimo de pelo menos 8 m s ⁻¹ acima deste nível e abaixo de 3000 m de altura.
JBN3	Para intensidade do vento igual ou superior a 20 m s ⁻¹ , no nível de máxima intensidade da velocidade do vento, com um decréscimo de pelo menos 10 m s ⁻¹ acima deste nível e abaixo de 3000 m de altura.

Caso: 27/01/2002

O caso de JBN observado na estação do verão austral no dia 27/01/2002 foi selecionado para estudo, por ter sido um dos mais intensos (ou seja, segundo B&W, apresentou maior velocidade do vento no “núcleo do jato”) identificado no verão, no período de 1989 a 2003. Este jato esteve associado a um SCM observado na região de estudo.

Para análise do caso de estudo foram utilizadas as seguintes informações:

- Imagens do satélite ambiental de órbita geoestacionária (GOES-8), no canal do infravermelho (canal 4), em um intervalo de 30 em 30 minutos, obtidas no seguinte endereço eletrônico: http://satelite.cptec.inpe.br/imagens/imagset/as/as_30, com o objetivo de acompanhar o ciclo de vida do SCM;
- Radiossondagens dos dias 27/01/2002 (00:00 e 12:00 UTC) e 28/01/2002 (00:00 UTC), para efeito de comparação com os dados gerados pelos modelos GLOBAL, ETA e BRAMS. E análise das condições ambientes antes, durante e após a ocorrência do JBN; e
- Os campos de vento, umidade específica e temperatura referentes aos modelos GLOBAL (resolução horizontal de 100 km e saídas de 6 em 6 h) e ETA (resolução horizontal de 40 km e saídas de 12 em 12 h) foram fornecidos pelo CPTEC/INPE compreendendo um intervalo de 24 h, ou seja, desde o dia 27/01/2002 à 00:00 UTC até o dia 28/01/2002 à 00:00 UTC.

Com estes campos foi possível obter informações sinóticas e de mesoescala necessárias para analisar as características do JBN.

Conforme mencionado anteriormente o JBN selecionado foi observado na sondagem das 12:00 UTC do dia 27/01/2002. As sondagens disponíveis (da 00:00 e das 12:00 UTC do dia 27/01/2002 e 00:00 UTC do dia 28/01/2002), não permitiram obter uma análise mais detalhada da evolução do JBN selecionado, uma vez que o mesmo foi detectado somente na sondagem das 12:00 UTC do dia 27/01/2002. Por outro lado, os campos dos modelos GLOBAL e ETA também não têm uma resolução temporal (GLOBAL/6h e ETA/12h) nem espacial (GLOBAL/100 km e ETA/40 km) refinada o suficiente para permitirem uma análise mais detalhada do mesmo. Por esta razão, o caso de estudo foi simulado pelo modelo BRAMS, com uma resolução espacial e temporal maior, o que permitiu acompanhar mais detalhadamente o JBN.

Descrição das simulações numéricas com o modelo BRAMS

A simulação com o modelo BRAMS foi realizada com um domínio aninhado e fixo (Fig. 1), sendo o domínio 1 com 88×70 pontos de domínio e resolução horizontal de 36 km (centrada em 30°S e 60°W , cobrindo uma área de aproximadamente $3.330 \times 2.220 \text{ km}^2$); e o domínio 2 com 126×100 pontos de domínio e resolução horizontal de 9 km (centrada em $30,5^\circ\text{S}$ e 54°W , cobrindo uma área de $1.332 \times 999 \text{ km}^2$). O domínio 1 abrange a área onde o SCM se encontra durante todo o seu ci-

clo de vida, desde a sua formação até a dissipação. O domínio 2 está centrado na região onde o SCM atuou sobre o Rio Grande do Sul e também abrange o local onde foi lançada a radiossondagem. Utilizaram-se 32 níveis na vertical em ambos os domínios, com um espaçamento de 100 m junto à superfície, estendendo-se com uma razão vertical de 1,2 até a altura de 1000 m. A partir de 1000 m o espaçamento foi mantido constante com o valor de 1000 m, alcançando o topo do domínio em 14 km. Os passos de tempo nos domínios 1 e 2 foram de 45 e 15 seg., respectivamente. A simulação teve início à 00:00 UTC do dia 27/01/2002 e terminou à 00:00 UTC do dia 28/01/2002, compreendendo um total de 24 h, com saídas de 1 em 1 h. O BRAMS foi inicializado com dados da análise do modelo ETA. Estes dados foram analisados sobre superfícies isentrópicas e depois interpolados para o domínio do modelo. As parametrizações utilizadas aqui estão sendo usadas operacionalmente pelo Grupo de Monitoramento do Tempo (GMT-Sul/UFPel – <http://gmt-sul.ufpel.edu.br>) e pelo Grupo de Estudos em Previsão Regional (GEPRA/FURG – <http://gepra.furg.br>). Os dados de inicialização foram informados ao modelo a cada 3 h através do esquema de *nudging* nos limites laterais do domínio maior. Para os dois domínios foram utilizadas as seguintes opções: topografia com resolução de 10 km; diferenciação na fronteira lateral de Klemp & Wilhelmson (1978), parâmetros de radiação segundo Mahrer & Pielke (1977), parametrização convectiva de Grell & Dévényi (2002), parametrização dos coeficientes de difusão segundo Mellor & Yamada (1974), microfísica de nuvens ativada.

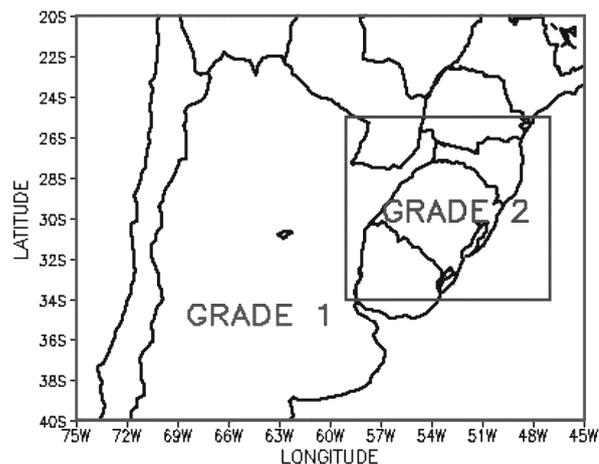


Figura 1 – Localização das áreas de estudo.

Análises realizadas

- Inicialmente, foi feito o confronto da umidade específica, temperatura potencial e velocidade do vento simulados pelos modelos GLOBAL, ETA e BRAMS (domínios 1 e 2) com

os dados observados em Porto Alegre (Latitude: 30,01°S e Longitude: 51,21°W) à 00:00 e às 12:00 UTC do dia 27/01/2002 e à 00:00 UTC do dia 28/01/2002;

- b) Em seguida, analisaram-se os campos de vento e umidade específica (transporte horizontal de umidade específica); e vento e temperatura em 850 hPa, gerados pelos modelos GLOBAL, ETA e BRAMS (domínio 1) no horário antes (00:00 UTC do dia 27/01/2002), durante (12:00 UTC do dia 27/01/2002) e após (00:00 UTC do dia 28/01/2002) o episódio do JBN, possibilitando assim melhor visualização das características da ocorrência do JBN;
- c) Por fim, analisaram-se os campos de vento e umidade específica (transporte horizontal de umidade) e vento e temperatura, gerados pelo BRAMS (domínio 2) no horário de ocorrência do JBN (12:00 UTC do dia 27/01/2002).

RESULTADOS

Características do JBN observado

Primeiramente, foram analisados alguns perfis com o objetivo de verificar o comportamento da atmosfera antes (27/01/2002 à 00:00 UTC), durante (27/01/2002 às 12:00 UTC) e após (28/01/2002 à 00:00 UTC) a ocorrência do JBN selecionado (no dia 27/01/2002 às 12:00 UTC). Para tanto, foram utilizados os seguintes perfis: velocidade do vento ($m s^{-1}$), hodógrafa do vetor velocidade do vento ($m s^{-1}$), temperatura potencial (K) e umidade específica ($g kg^{-1}$) desde 1000 até 700 hPa. O JBN selecionado esteve localizado em 850 hPa e satisfaz o critério de B&W. Vale ressaltar que, estes perfis foram obtidos das sondagens lançadas em Porto Alegre.

O primeiro perfil analisado corresponde à velocidade do vento (Fig. 2) para os três horários descritos anteriormente. Nota-se antes da ocorrência do JBN, à 00:00 UTC do dia 27/01/2002 (linha com círculos), que a velocidade do vento permaneceu com valores menores do que os apresentados nos outros horários, com exceção do nível de 720 hPa, que apresentou um valor um pouco acima (aproximadamente $5,6 m s^{-1}$) quando relacionado com o horário das 12:00 UTC ($4,9 m s^{-1}$) (linha com quadrados). O perfil para este horário (00:00 UTC) não apresentou ocorrência de JBN, por não satisfazer o critério de B&W, servindo apenas para mostrar o perfil do vento doze horas antes da ocorrência do JBN. É interessante notar ainda neste horário, diferente do observado nos outros perfis, a ocorrência de uma inversão de velocidade (desde 1000 até 950 hPa), isto é, enquanto este perfil decrescia até 950 hPa, os perfis de velocidade das 12:00 UTC do dia 27/01/2002 (linha com quadrados) e 00:00 UTC do dia

28/01/2002 (linha com triângulos), experimentavam aumento nas suas velocidades. Após este nível (950 hPa) sua velocidade sofreu uma aceleração até o nível de 810 hPa e diminuiu novamente até 700 hPa. Durante a ocorrência do JBN (às 12:00 UTC) observou-se um aumento na velocidade do vento até 950 hPa, em seguida esta sofreu um decréscimo até 920 hPa para em então alcançar o seu valor máximo (do JBN) em 850 hPa, onde apresentou uma velocidade de $18,4 m s^{-1}$ e um decréscimo de $6,5 m s^{-1}$ deste nível até o nível de 700 hPa. Após a ocorrência do evento (28/01/2002 à 00:00 UTC) verificou-se que a velocidade no nível do JBN (820 hPa) foi abaixo do observado anteriormente, definindo dessa forma seu término, em virtude deste horário não apresentar ocorrência de JBN.

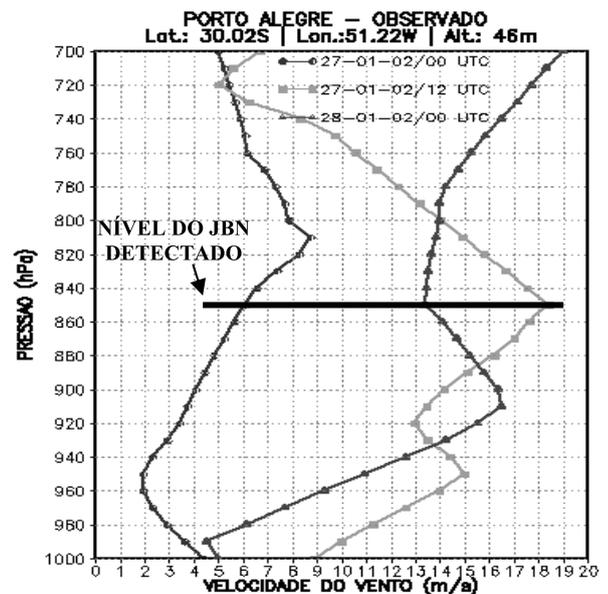


Figura 2 – Perfis da velocidade do vento ($m s^{-1}$) em Porto Alegre para os dias 27/01/2002 à 00:00 (linha com círculos) e às 12:00 UTC (linha com quadrados) e 28/01/2002 à 00:00 UTC (linha com triângulos).

O segundo perfil analisado foi a hodógrafa do vetor velocidade do vento em Porto Alegre (Fig. 3). Nesta figura no horário de ocorrência do JBN (27/01/2002 às 12:00 UTC) verificou-se que a direção do vento apresentou uma concentração no terceiro e quarto quadrantes (180° a 270° representando as direções entre S a W; e 270° a 360° , a direção W a N, respectivamente). É importante salientar que, o JBN detectado esteve localizado no quarto quadrante, com direção predominante de NW (315°) no nível de 850 hPa.

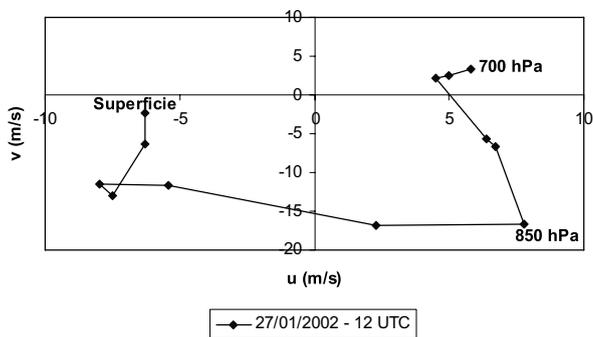


Figura 3 – Hodógrafa do vetor velocidade do vento em Porto Alegre no dia 27/01/2002 às 12:00 UTC.

Por fim, os perfis de temperatura potencial (Fig. 4) e umidade específica (Fig. 5) foram analisados para verificar o grau de estabilidade estática segundo Bolton (1980), ou seja, para identificar se a estabilidade estática através do gradiente de temperatura potencial ($\partial\theta/\partial z$) foi:

- 1) positivo ou estável ($\frac{\partial\theta}{\partial z} > 0$),
- 2) neutro ($\frac{\partial\theta}{\partial z} = 0$), ou
- 3) negativo ou instável ($\frac{\partial\theta}{\partial z} < 0$).

Sendo θ a temperatura potencial e z a altura. Para usar esse critério necessita-se determinar uma camada, onde no presente estudo foi entre 880 e 850 hPa. E verificar antes, durante e após a ocorrência do JBN qual foi o teor de umidade presente na atmosfera durante os três horários observados.

Na Figura 4 no horário da 00:00 UTC (27/01/2002) (linha com círculos) foi observada uma estabilidade estática do tipo estável, isto porque o gradiente vertical de temperatura potencial com a altura nesta camada (880 até 850 hPa) foi igual a aproximadamente 1°K . Ao verificar a umidade específica na Figura 5 (linha com círculos) deste horário (00:00 UTC do dia 27/01/2002) para esta camada, notou-se um ressecamento na atmosfera da ordem de $0,5 \text{ g kg}^{-1}$. No horário das 12:00 UTC do dia 27/01/2002 (linha com quadrados), a estabilidade estática foi do tipo positiva ou estável, onde o gradiente vertical de temperatura potencial aumentou com a altura. O perfil da umidade específica (linha com quadrados), observado na camada entre 880 e 850 hPa mostrou diminuição no conteúdo de umidade de aproximadamente $1,2 \text{ g kg}^{-1}$ da base até o topo da camada selecionada. E finalmente, à 00:00 UTC do dia 28/01/2002 (linha com triângulos), o gradiente vertical de temperatura potencial foi negativo. Na camada em análise teve-se estabilidade estática negativa ou

instável. Ao verificar o perfil da umidade específica, notou-se que este perfil não apresentou diferença significativa em relação ao horário das 12:00 UTC (27/01/2002), esta diferença (para mais) foi de apenas $0,4 \text{ g kg}^{-1}$, ou seja, este perfil apresentou um leve aumento de umidade.

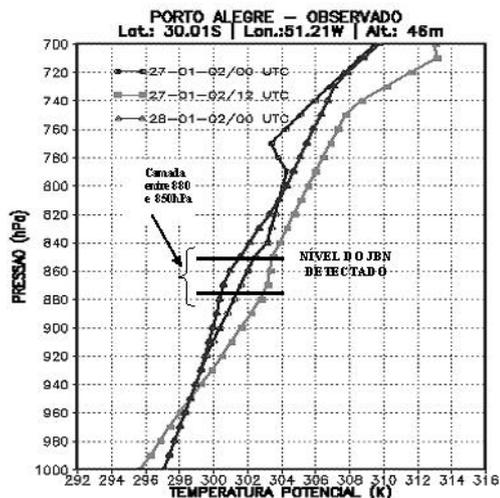


Figura 4 – Perfis de temperatura potencial (K) em Porto Alegre para os dias 27/01/2002 à 00:00 (linha com círculos) e às 12:00 UTC (linha com quadrados) e 28/01/2002 à 00:00 UTC (linha com triângulos).

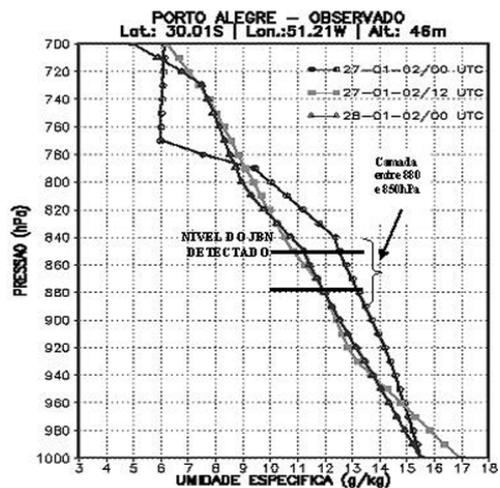


Figura 5 – Perfis da umidade específica (g kg^{-1}) em Porto Alegre para os dias 27/01/2002 à 00:00 (linha com círculos) e às 12:00 UTC (linha com quadrados) e 28/01/2002 à 00:00 UTC (linha com triângulos).

Análise das imagens de satélite

A Figura 6 mostra as imagens do satélite GOES-8, no canal infravermelho, das 19:39 UTC do dia 26/01/2002 até as 01:09 UTC do dia 28/01/2002. Nestas imagens pode-se observar um aglomerado de nuvens sobre a parte sul do Peru e oeste da Bolívia, este aglomerado após algumas horas dará origem ao SCM associado ao JBN em estudo.

As análises dos estágios do SCM foram divididas em três fases, a saber: *formação*, *maturação* e *dissipação*.

Na *fase de formação* observa-se na Figura 6a do dia 26/01/2002 às 19:39 UTC (círculo) uma intensa nebulosidade sobre o Rio Grande do Sul, boa parte de Santa Catarina e outra intensa nebulosidade (círculo) disposta verticalmente na região central da Argentina (esta nebulosidade foi decorrente de um SCM que se formou anteriormente e que posteriormente se uniu a um pequeno aglomerado observado na parte sul do Peru e oeste da Bolívia). Na parte sul do Peru e oeste da Bolívia (círculo) verificam-se a existência de pequenos aglomerados que após algumas horas darão origem ao SCM associado ao JBN que é objeto deste estudo. Após uma hora e meia (Fig. 6b, círculo) do início da análise do SCM (Fig. 6a) é nítida a unificação desses aglomerados que agora apresentam uma disposição linear em diagonal, que com o passar do tempo aumenta de tamanho até o início da sua fase madura.

No início da *fase de maturação* (Fig. 6d, círculo) às 03:39 UTC do dia 27/01/2002 o SCM que tinha se formado sobre o centro da Argentina desintensificou-se lentamente sobre o oeste RS, permanecendo estacionário por horas. Nesta mesma figura, observa-se ao norte da Argentina (círculo) o SCM assumindo um formato circular comum de Complexo Convectivo de Mesoescala-CCM (contudo, não se pode afirmar com exatidão que se trata de um CCM, pois não foram analisados os critérios de Maddox (1980) para confirmar as características típicas do mesmo). Após uma hora e meia, às 05:09 UTC do dia 27/01/2002 (Fig. 6e, círculo), o SCM com formato circular começa a se fundir com a nebulosidade existente no oeste do Rio Grande do Sul, começando a perder sua característica circular. Meia hora depois, às 05:39 UTC do dia 27/01/2002 (Fig. 6f, círculo) na região centro-oeste da Bolívia, percebe-se uma nebulosidade circular que mais tarde irá se unir ao SCM observado. Depois de uma hora e meia, às 07:09 UTC do dia 27/01/2002 (Fig. 6g, círculo mais acima) a nebulosidade começa a tomar proporções maiores, cobrindo grande parte do Rio Grande do Sul. A nebulosidade observada a leste da Argentina (Fig. 6g, círculo mais abaixo) permanece estacionária. Após duas horas, às 09:09 UTC do dia 27/01/2002 (Fig. 6h, círculo), todo o Estado do Rio Grande do Sul encontra-se encoberto pelo SCM, este sistema também cobre a parte nordeste da Argentina, o centro-sul da Bolívia e uma parte do Paraguai. A maior cobertura e atuação do SCM sobre o RS são observadas no horário das 12:09 UTC (Fig. 6i, círculo). Neste horário, o SCM persiste na região nordeste da Argentina, atingindo grande parte do Paraguai, todo o Estado do Rio Grande do Sul e Uruguai. Às 12:00 UTC foi detectado na região de Porto

Alegre o JBN (objeto deste estudo).

Na *fase de dissipação* o sistema começa a se enfraquecer e desloca-se para o Oceano Atlântico, isto é observado a partir do horário das 13:39 UTC do dia 27/01/2002 (Fig. 6j, círculo). Aos poucos a nebulosidade que se encontrava sobre o leste da Argentina também se desloca em direção ao Oceano Atlântico. Sobre a Bolívia e o Paraguai a nebulosidade que deu origem ao SCM observado, também começa a se desintensificar. Após duas horas, às 15:39 UTC do dia 27/01/2002 (Fig. 6k, círculo) a banda de nebulosidade que se estendeu diagonalmente desde a Bolívia, passando pelo Paraguai e atingindo o setor norte-nordeste da Argentina continuou a se desintensificar e a mover-se em direção ao Oceano Atlântico. No leste da Argentina, grande parte da nebulosidade que estava sobre esta região desloca-se também em direção ao Oceano. O fragmento referente à Figura 6l (01:09 UTC do dia 28/01/2002, círculo) mostra que o SCM observado não mais se encontra sobre o Rio Grande do Sul. Desta forma, o caso analisado apresentou aproximadamente trinta horas de tempo de vida.

Confronto entre os valores observados e simulados pelos modelos GLOBAL, ETA e BRAMS (domínios 1 e 2) no nível de 850 hPa

Nesta etapa, foi realizada uma análise comparativa entre os valores simulados pelos modelos e àqueles observados no nível de 850 hPa para os horários antes, durante e após a ocorrência do JBN ocorrido no dia 27/01/2002 às 12:00 UTC, com a finalidade de mostrar a capacidade dos modelos em reproduzir o JBN.

A Tabela 2 mostra os valores de umidade específica, temperatura potencial e velocidade do vento observados e as diferenças percentuais dos valores simulados pelos modelos em relação aos valores observados, com o intuito de verificar a performance dos modelos em representar o JBN selecionado. Os sinais negativo (–) e positivo (+) representam, respectivamente, os valores subestimados e superestimados pelos modelos em relação aos valores observados nas radiossondagens.

Ao comparar o valor observado da umidade específica ($12,5 \text{ g kg}^{-1}$) à 00:00 UTC do dia 27/01/2002 (Tab. 2 parte superior) com os resultados simulados pelos modelos, nota-se que GLOBAL, ETA e os domínios 1 e 2 gerados pelo BRAMS subestimaram o valor do observado em: 4,8%; 8%; 11,2%; e 7,2%, respectivamente. Sendo o modelo GLOBAL o que mais se aproximou do valor real e o domínio 1 gerado pelo BRAMS, o modelo que apresentou o maior valor subestimado (11,2%), seguido dos modelos ETA (8%) e por último o domínio 2 gerado pelo BRAMS, com 7,2%. No horário das 12:00 UTC (27/01/2002,

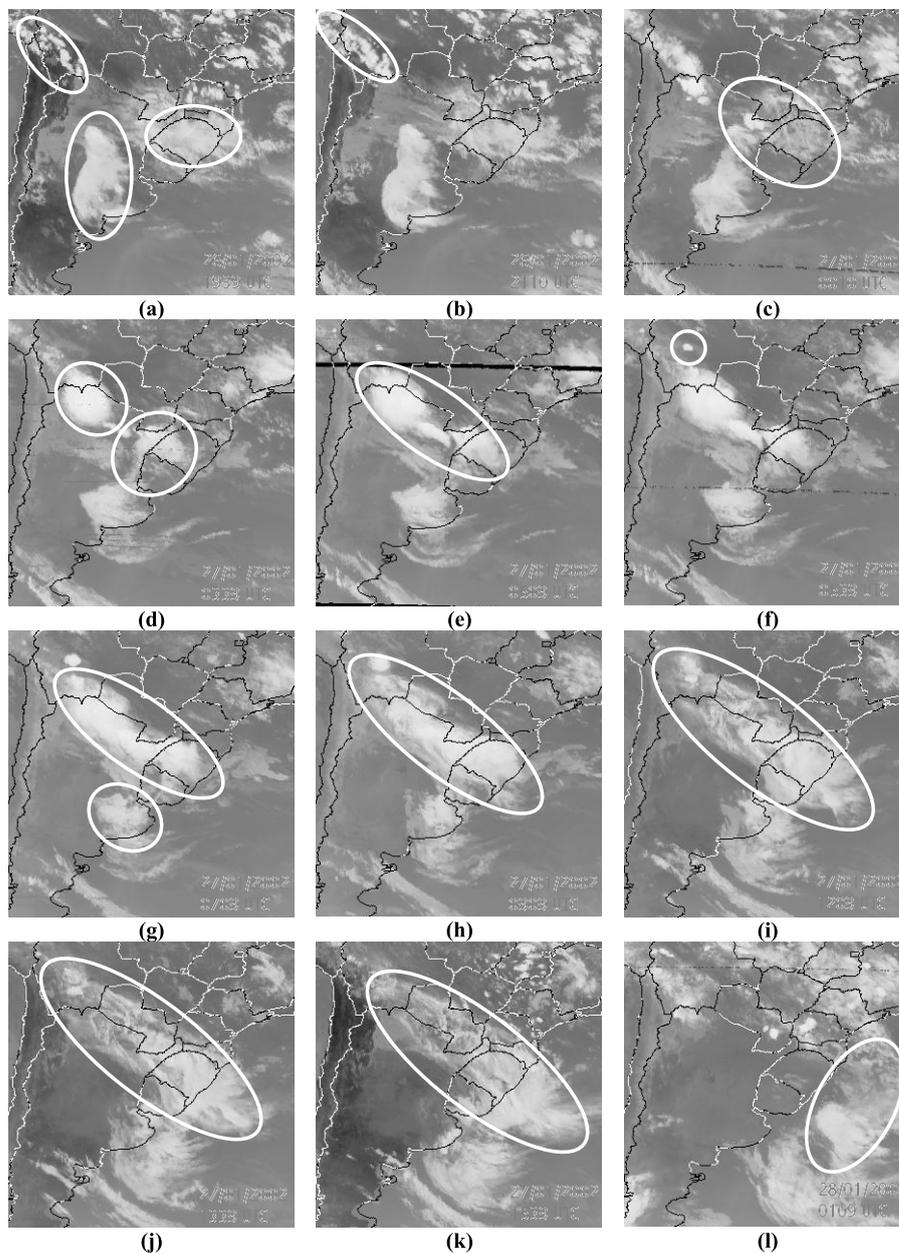


Figura 6 – Imagens do satélite GOES-8, no canal infravermelho, das 19:39 UTC do dia 26/01/2002 até as 01:09 UTC do dia 28/01/2002.

Tab. 2 parte central) e 00:00 UTC (28/01/2002, Tab. 2 parte inferior), observa-se que os valores simulados desta variável pelos modelos superestimaram os valores observados ($10,8 \text{ g kg}^{-1}$ às 12:00 UTC do dia 27/01/2002 e $11,2 \text{ g kg}^{-1}$ à 00:00 UTC do dia 28/01/2002). Às 12:00 UTC (27/01/2002), o ETA (13,8%) foi o modelo que mais superestimou o valor observado, sendo o domínio 1 gerado pelo BRAMS, o que melhor representou o valor observado (3,7%), os outros modelos apresentaram a seguinte

distribuição: GLOBAL, 8,3% e o domínio 2 gerado pelo BRAMS, 7,4%. Já à 00:00 UTC (28/01/2002), o modelo GLOBAL apresentou o maior valor superestimado (6,2%) em relação aos outros modelos, enquanto que o domínio 1 gerado pelo BRAMS, superestimou apenas 0,8% quando comparado com os valores observados. Os demais modelos, ou seja, o domínio 2 gerado pelo BRAMS e ETA apresentaram valores superestimados de 4,4% e 3,5%, respectivamente.

Tabela 2 – Comparação entre os valores de umidade específica, temperatura potencial e velocidade do vento observados e simulados pelos modelos GLOBAL, ETA e BRAMS (domínios 1 e 2), à 00:00 e às 12:00 UTC dia 27/01/2002 e à 00:00 UTC do dia 28/01/2002 no nível de 850 hPa.

Nível 850 hPa	Umidade específica (g kg ⁻¹)	Temperatura potencial (K)	Velocidade do vento (m s ⁻¹)
00:00 UTC – 27/01/2002			
OBSERVADO	12,5	302,4	6,1
GLOBAL	-4,8%	+0,1%	-45,9%
ETA	-8%	+0,1%	-32,9%
BRAMS – D1	-11,2%	+0,9%	-47,5%
BRAMS – D2	-7,2%	+1,3%	-31,1%
Média	-7,8%	+0,6%	-39,4%
12:00 UTC – 27/01/2002			
OBSERVADO	10,8	303,4	18,4
GLOBAL	+8,3%	+0,2%	-41,8%
ETA	+13,8%	+0,2%	-37,5%
BRAMS – D1	+3,7%	+0,5%	-82,6%
BRAMS – D2	+7,4%	+0,7%	-75,5%
Média	+8,3%	+0,4%	-59,4%
00:00 UTC – 28/01/2002			
OBSERVADO	11,2	301,6	13,4
GLOBAL	+6,2%	+0,6%	-2,9%
ETA	+3,5%	+0,5%	-4,4%
BRAMS – D1	+0,8%	+1,1%	-76,8%
BRAMS – D2	+4,4%	+1,3%	-66,4%
Média	+3,7%	+0,9%	-37,6%

Outra variável usada para comparação entre os valores simulados e os observados foi a temperatura potencial, os valores simulados nos três horários foram superestimados em relação aos valores observados. No horário da 00:00 UTC (27/01/2002), o domínio 2 gerado pelo modelo BRAMS superestimou em 1,3% o valor observado. E tanto o GLOBAL quanto o ETA, foram os modelos que apresentaram os menores valores superestimados (0,1% para cada modelo), o domínio 1 gerado pelo BRAMS, teve valor superestimado em 0,9%. No horário das 12:00 UTC (27/01/2002), verificou-se que o domínio 2 gerado pelo BRAMS, foi o que mais superestimou o valor observado (0,7%). Os modelos GLOBAL e ETA foram os que menos superestimaram o valor observado (0,2%). O domínio 1 gerado pelo BRAMS, superestimou em 0,5% o valor observado. Já à 00:00 UTC do dia 28/01/2002, os domínios 1 e 2 gerados pelo BRAMS (com 1,3% e 1,1%) foram os que mais superestimaram o valor observado, seguidos do GLOBAL e ETA, com 0,6% e 0,5%, respectivamente.

E por fim, foi analisada a velocidade do vento. Esta variável apresentou as maiores diferenças detectadas entre os valores simulados e os dados observados antes, durante e após a ocorrência do JBN. Em todos os horários analisados, os valores da velocidade foram subestimados, com discrepância que variaram de 2,9% a 82,6%. No horário da 00:00 UTC do dia 27/01/2002 (Tab. 2 parte superior) o domínio 1 gerado pelo BRAMS (47,5%), foi o que mais subestimou o valor observado, seguido do GLOBAL com 45,9%, ETA com 32,9% e domínio 2 gerado pelo BRAMS com 31,1%. No horário das 12:00 UTC do dia 27/01/2002 (Tab. 2 parte central) foi o horário que apresentou as maiores diferenças entre os valores simulados e os observados, o domínio 1 gerado pelo BRAMS, por exemplo, subestimou em 82,6% o valor da velocidade observada; seguida do domínio 2 gerado pelo BRAMS, com 75,5%. Os modelos GLOBAL e ETA subestimaram os valores observados em torno de 41,8% e 37,5%, respectivamente. Ao verificar o dia 28/01/2002 à 00:00 UTC

(Tab. 2 parte inferior), os dois modelos que mais subestimaram os valores observados foram: os domínios 1 e 2 gerados pelo BRAMS (com 76,8% e 66,4%, respectivamente). Os modelos ETA e GLOBAL, apresentaram valores subestimados (comparado com o observado) de 4,4% e 2,9%, respectivamente.

Análise das saídas dos modelos GLOBAL, ETA e BRAMS (domínio 1) no nível de 850 hPa

Para analisar as condições sinóticas associadas ao JBN observado, utilizaram-se os campos de transporte horizontal de umidade específica ($\text{m s}^{-1} \text{g kg}^{-1}$), magnitude do vento (m s^{-1}) e temperatura do ar ($^{\circ}\text{C}$) no nível de 850 hPa, antes, durante e após a ocorrência do JBN. Este nível foi selecionado por ser o nível de ocorrência do JBN analisado.

A Figura 7a (00:00 UTC do dia 27/01/2002) antes da ocorrência do JBN mostra para o nível de 850 hPa, o campo de transporte horizontal de umidade específica simulado pelos modelos (a) GLOBAL, (b) ETA e (c) BRAMS (domínio 1). Antes da ocorrência do JBN é perceptível em todos os modelos, um escoamento de norte trazendo umidade dos trópicos (círculo azul) com velocidades em torno de 10 m s^{-1} , para os modelos ETA (Fig. 7b) e BRAMS (Fig. 7c), e aproximadamente 20 m s^{-1} para o modelo GLOBAL (Fig. 7a). Próximo à extremidade sul (círculo azul) deste escoamento de norte (Paraguai, nordeste da Argentina e parte oeste do Rio Grande do Sul), observou-se na Figura 6c (00:10 UTC do dia 27/01/2002) uma região com nebulosidade considerável sobre o Rio Grande do Sul e nordeste da Argentina. Lima (2004) encontrou estas condições em associação à ocorrência de um CCM que também se formou a leste da Argentina. Ressaltando-se que o caso em estudo não é do tipo CCM, mas que apresentou um escoamento do vento semelhante. Pode ser que este fator seja comum à ocorrência de atividade convectiva intensa no sul da AS, independente do tipo de SCM que venha a ser formar (Botelho, 2004). Os valores de umidade específica simulados para este horário pelos três modelos ao sul do escoamento de norte (círculo azul) tiveram variação entre 12 e 16 g kg^{-1} em toda a região sul, contudo nas demais regiões (na maior parte da Argentina e Uruguai) os três modelos apresentaram a mesma ordem de grandeza, isto é, entre 12 e 16 g kg^{-1} .

No horário das 12:00 UTC (27/01/2002, Fig. 8), horário em que foi detectado o JBN, a corrente de jato em baixos níveis que foi verificada à 00:00 UTC (27/01/2002, Fig. 7) continuou presente, porém com orientação noroeste-sudeste (círculo azul). Esta corrente foi verificada nos três modelos (Fig. 8) e os valores de umidade específica para este horário (12:00 UTC do dia

27/01/2002, círculo azul) não apresentaram valores diferentes do observado na Figura 7, isto é, valores entre 12 e 16 g kg^{-1} . A Figura 6i mostrou nitidamente a nebulosidade associada a este JBN.

O horário da 00:00 UTC do dia 28/01/2002 (Fig. 9) apresentou um escoamento tanto de sul como de norte (círculo azul), diferente do observado no horário das 12:00 UTC do dia 27/01/2002 (neste horário o escoamento teve orientação noroeste-sudeste), e a convergência do mesmo foi observada sobre o Estado de Santa Catarina (nesta região, o SCM já se encontrava dissipado sobre o Rio Grande do Sul). Com relação aos valores de umidade específica, observou-se na Região Sul do Brasil, Uruguai, Paraguai e nordeste da Argentina que os valores de umidade estiveram entre 12 e 16 g kg^{-1} , isto foi verificado nos três modelos. E na região mais ao sul da Argentina, observaram-se valores entre 1 e 4 g kg^{-1} (para os modelos GLOBAL, Fig. 9a e ETA, Fig. 9b), estes valores não foram verificados pelo modelo BRAMS (Fig. 9c) que apresentou valores de umidade superiores (entre 4 e 8 g kg^{-1}).

A análise do campo de vento e temperatura no horário da 00:00 UTC do dia 27/01/2002 (Fig. 10) mostrou o escoamento de norte verificado na Figura 7 (transporte horizontal de umidade específica), onde se tem a entrada de ar quente proveniente dos trópicos, com valores entre 21 e 24°C sobre o Paraguai e nordeste da Argentina. Sobre a maior parte do Rio Grande do Sul e Uruguai e grande parte da Argentina, predominavam temperaturas menores, isto é, entre 15 e 18°C . Para as 12:00 UTC do dia 27/01/2002 (horário de ocorrência do JBN, Fig. 11), das regiões mais frias observadas (Rio Grande do Sul, Uruguai e grande parte da Argentina), apenas o Rio Grande do Sul apresentou aumento de temperatura entre 18 e 21°C . Enquanto que, para as demais localidades continuaram valores de temperaturas mais baixas, ou seja, entre 15 e 18°C .

Após a ocorrência do JBN, ou seja, à 00:00 UTC do dia 28/01/2002 (Fig. 12), as temperaturas sobre o Rio Grande do Sul apresentaram decréscimo, antes estavam com valores entre 18 e 21°C (12:00 UTC do dia 27/01/2002), neste horário, os valores ficaram entre 15 e 18°C . Os campos da magnitude do vento e temperatura mostraram no oeste da Bolívia e noroeste da Argentina (círculo vermelho, Fig. 12c), valores entre 36 e 39°C , gerados pelo domínio 1 do modelo BRAMS. Os valores encontrados nos campos de vento e temperatura dos modelos GLOBAL e ETA (Fig. 12a e 12b, respectivamente) não corresponderam aos valores encontrados pelo modelo BRAMS, ou seja, valores entre 15 e 18°C .

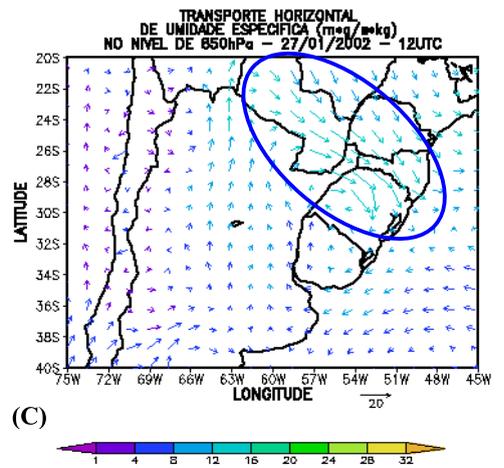
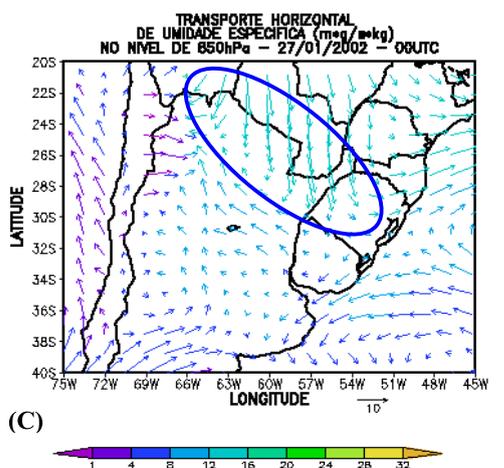
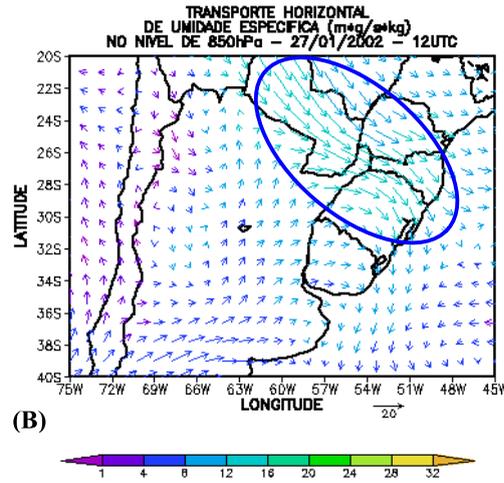
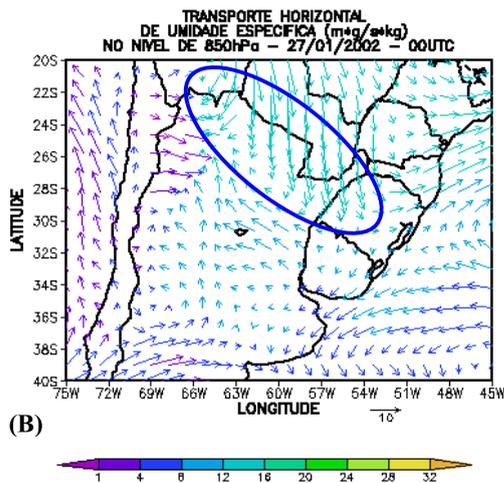
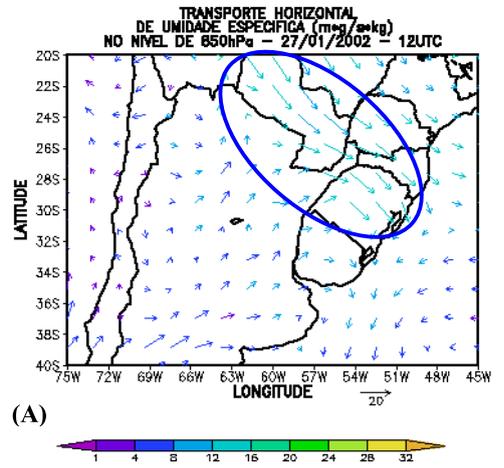
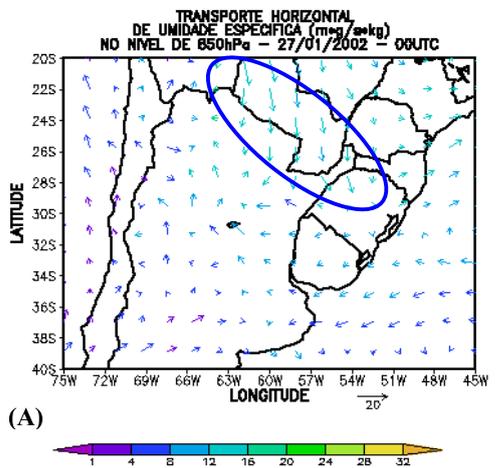
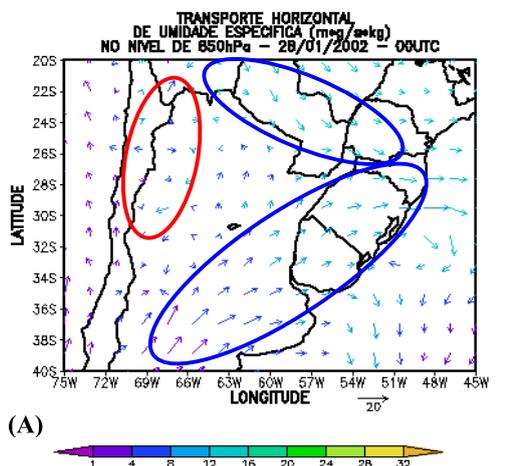
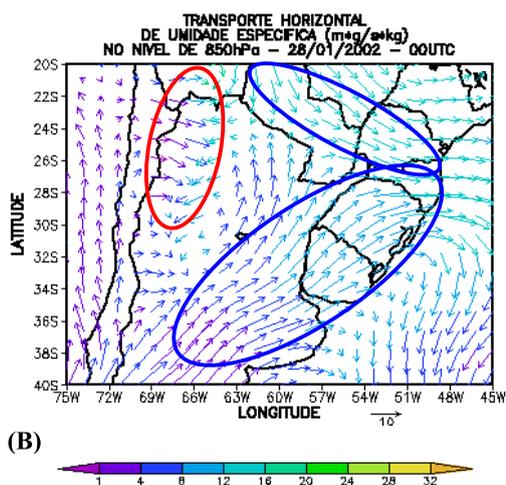


Figura 7 – Transporte horizontal de umidade específica ($\text{m s}^{-1} \text{ g kg}^{-1}$) no nível de 850 hPa gerada pelos modelos (a) GLOBAL, (b) ETA e (c) BRAMS (domínio 1) para o dia 27/01/2002 à 00:00 UTC.

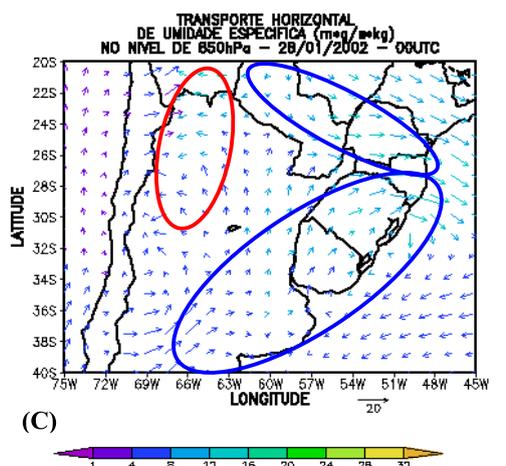
Figura 8 – Transporte horizontal de umidade específica ($\text{m s}^{-1} \text{ g kg}^{-1}$) no nível de 850 hPa gerada pelos modelos (a) GLOBAL, (b) ETA e (c) BRAMS (domínio 1) para o dia 27/01/2002 às 12:00 UTC.



(A)

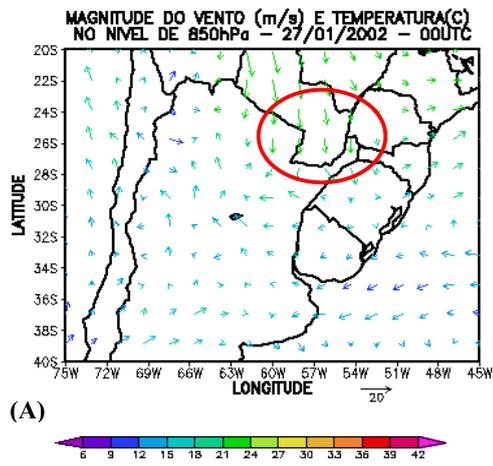


(B)

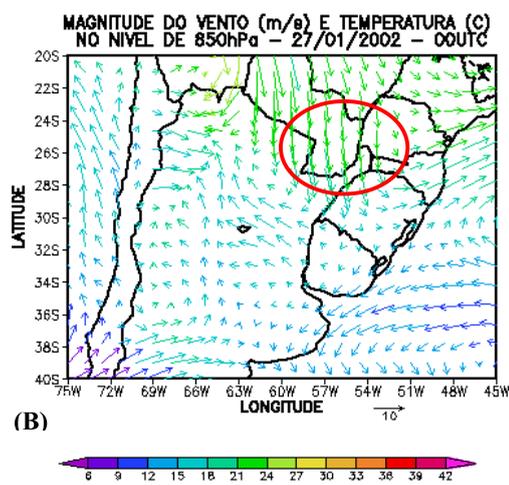


(C)

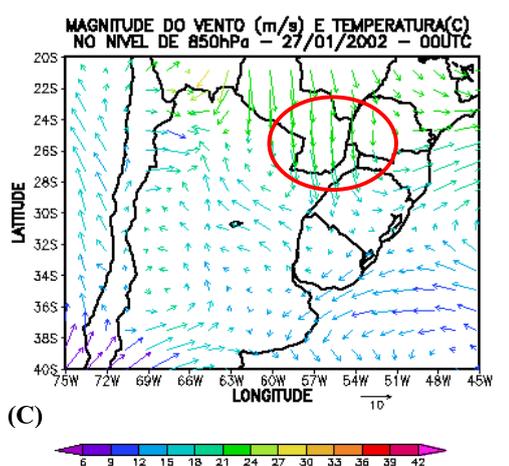
Figura 9 – Transporte horizontal de umidade específica ($\text{m s}^{-1} \text{g kg}^{-1}$) no nível de 850 hPa gerada pelos modelos (a) GLOBAL, (b) ETA e (c) BRAMS (domínio 1) para o dia 28/01/2002 à 00:00 UTC.



(A)



(B)



(C)

Figura 10 – Magnitude do vento (m s^{-1}) e temperatura ($^{\circ}\text{C}$) no nível de 850 hPa geradas pelos modelos (a) GLOBAL, (b) ETA e (c) BRAMS (domínio 1) para o dia 27/01/2002 à 00:00 UTC.

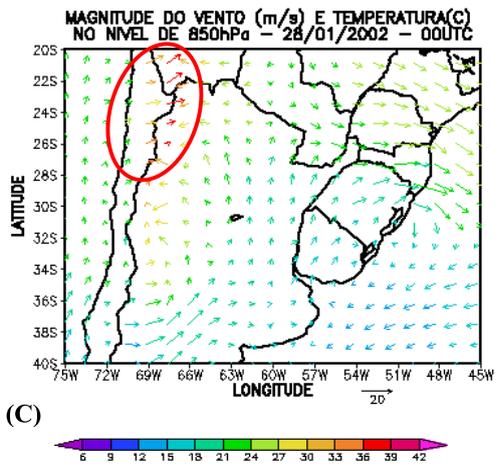
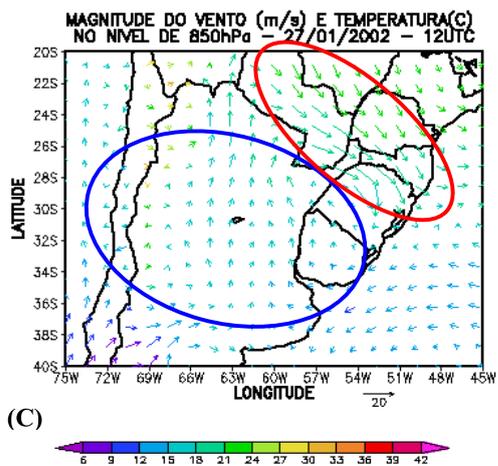
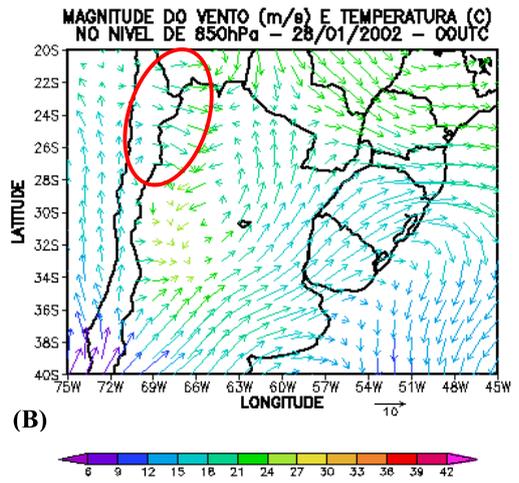
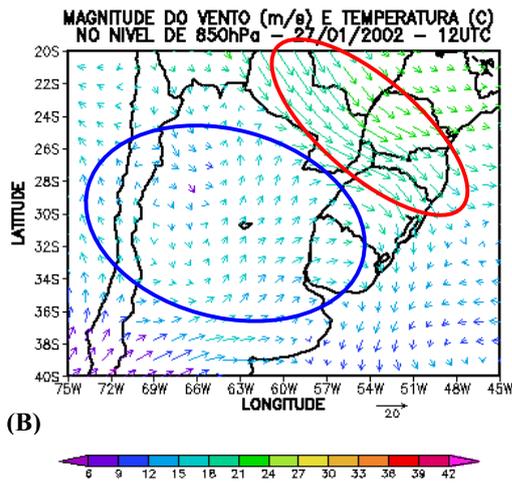
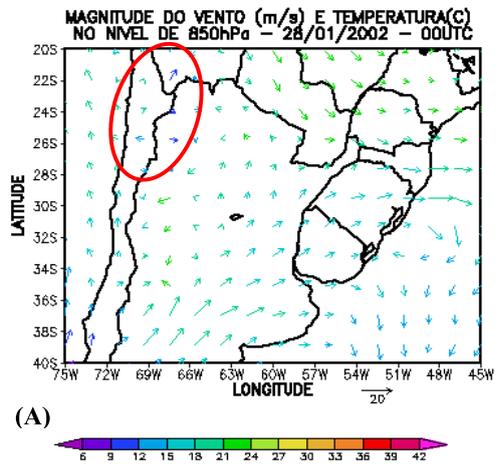
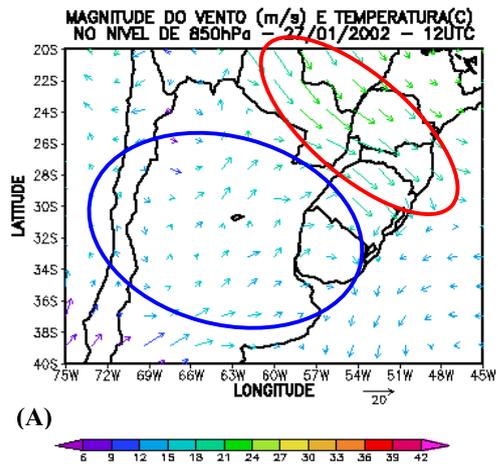


Figura 11 – Magnitude do vento ($m s^{-1}$) e temperatura ($^{\circ}C$) no nível de 850 hPa geradas pelos modelos (a) GLOBAL, (b) ETA e (c) BRAMS (domínio 1) para o dia 27/01/2002 às 12:00 UTC.

Figura 12 – Magnitude do vento ($m s^{-1}$) e temperatura ($^{\circ}C$) no nível de 850 hPa geradas pelos modelos (a) GLOBAL, (b) ETA e (c) BRAMS (domínio 1) para o dia 28/01/2002 à 00:00 UTC.

Análise das saídas do modelo BRAMS (domínio 2) no nível de 850 hPa

Nesta última etapa, foi feita a análise para o horário das 12:00 UTC (27/01/2002), que corresponde ao horário em que foi detectado o JBN, utilizando o domínio 2 gerado pelo modelo BRAMS (com melhor resolução espacial) com objetivo de verificar com maior detalhe as características deste JBN.

As Figuras 13 e 14 representam o transporte horizontal de umidade específica e magnitude do vento e temperatura, respectivamente. Na Figura 13 (círculo azul) verificou-se o mesmo escoamento observado na Figura 8, ou seja, um JBN de norte com orientação noroeste-sudeste trazendo ar úmido (Fig. 13) e quente (Fig. 14), este transporte de ar foi essencial para a formação e intensificação do SCM. Interessante verificar a presença do JBN no domínio 1, contudo no domínio 2, o JBN foi visualizado com mais nitidez, devido a melhor resolução horizontal. Notou-se ainda, uma circulação ciclônica (círculo vermelho) no oeste do Rio Grande do Sul que ao visualizar a Figura 6i, às 12:09 UTC do dia 27/01/2002 (círculo vermelho), estava associada à nebulosidade do SCM que atuou sobre a região.

Ao analisar a Figura 14 observou-se sobre o Estado do Rio Grande do Sul e Santa Catarina, a entrada de ar quente sobre essas regiões, as maiores temperaturas (acima de 18°C) foram observadas na parte norte do Rio Grande do Sul e oeste de Santa Catarina (círculo vermelho).

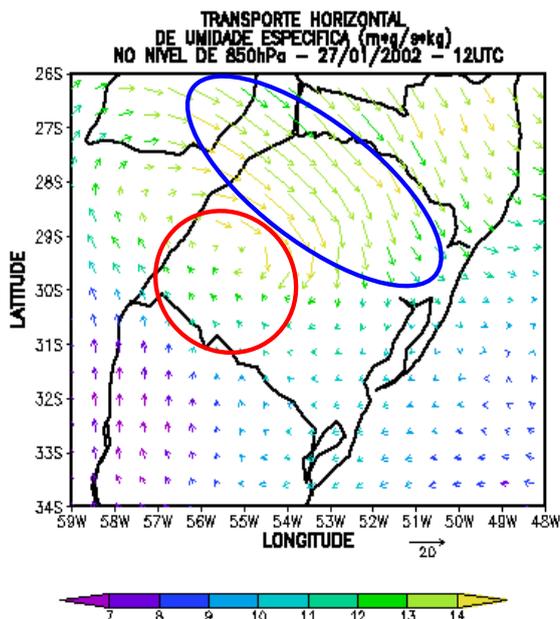


Figura 13 – Transporte horizontal de umidade específica ($\text{m s}^{-1} \text{ g kg}^{-1}$) no nível de 850 hPa gerada pelo modelo BRAMS (domínio 2) para o dia 27/01/2002 às 12:00 UTC.

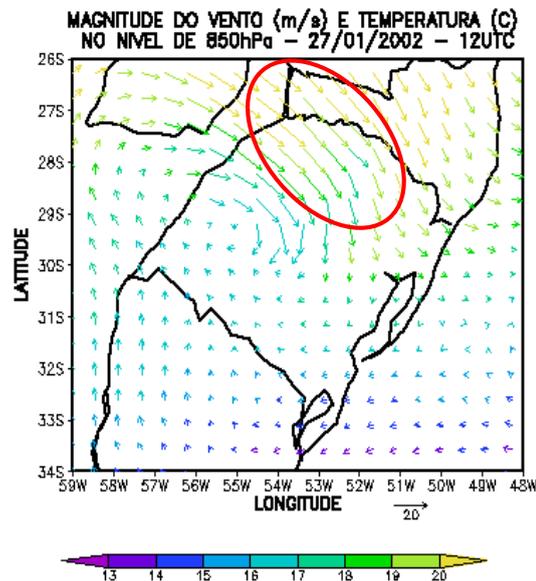


Figura 14 – Magnitude do vento (m s^{-1}) e temperatura ($^{\circ}\text{C}$) no nível de 850 hPa geradas pelo modelo BRAMS (domínio 2) para o dia 27/01/2002 às 12:00 UTC.

DISCUSSÃO

Análise observacional

As variabilidades temporal e espacial dos JBN são relativamente pouco entendidas por causa da limitada disponibilidade de informações de ar superior na AS a leste dos Andes e também, cidades como Porto Alegre. Em função deste fato, torna-se difícil obter informações das ocorrências dos JBN, no que diz respeito a sua extensão horizontal, intensidade e variabilidade temporal, principalmente quando se utilizam dados de radiossondagens disponíveis apenas em dois horários, como foi o caso do presente trabalho.

De uma forma geral, os perfis mostraram que a velocidade do vento no nível do JBN (em 850 hPa) apresentou valores distintos nos três horários. No nível de 850 hPa à 00:00 UTC do dia 27/01/2002 o valor da velocidade foi de 6 m s^{-1} , às 12:00 UTC do mesmo dia (JBN detectado), foi de $18,4 \text{ m s}^{-1}$ e à 00:00 UTC do dia 28/01/2002 foi de $13,4 \text{ m s}^{-1}$. Pôde-se observar um aumento da velocidade do vento de aproximadamente $12,3 \text{ m s}^{-1}$ da 00:00 às 12:00 UTC (27/01/2002) e uma diminuição de 5 m s^{-1} após a ocorrência do JBN. Estes resultados concordam com Salio et al. (2007) que estudaram 645 SCM sobre a AS, para um período de três anos, e sua relação com os JBN. Conseguiram verificar que a máxima velocidade do vento foi encontrada às 12:00 UTC, cobrindo o Uruguai, Rio Grande do Sul e norte da Argentina, com aparente declínio às 18:00 UTC. Outros resultados como os de Saulo et al. (2000) também mostraram que os

JBN da AS são mais freqüentes e mais intensos entre 06:00 e 12:00 UTC na estação quente.

Os três horários analisados mostraram uma predominância da direção do vento no terceiro e quarto quadrantes, sendo que o JBN detectado encontrava-se no quarto quadrante, isto é, direção predominante de NW (315°).

A temperatura potencial foi capaz de mostrar o grau de estabilidade estática verificada nos três horários, sendo assim classificada: à 00:00 UTC (27/01/2002) e às 12:00 UTC (27/01/2002) foi positiva e à 00:00 UTC (28/01/2002) como sendo negativa. Episódios de JBN são freqüentemente associados às modificações do perfil de temperatura. Uma das características marcantes é a inversão de temperatura potencial, logo abaixo do nível do vento máximo (Blackadar, 1957). Infelizmente, no perfil aqui analisado (às 12:00 UTC do dia 27/01/2002), não se verificou tal característica, pois a mesma não apresentou uma variação brusca de temperatura potencial no nível de ocorrência do JBN (em 850 hPa). Uma possível explicação para o fato de não ter ocorrido a inversão da temperatura potencial no nível do JBN, pode estar relacionada com o número reduzido de níveis atmosféricos, utilizados neste trabalho (1000, 925, 850 e 700 hPa), enquanto que Blackadar (1957) empregou um detalhamento mais refinado do perfil vertical com um maior número destes níveis.

A quantidade de umidade específica (na camada entre 880 e 850 hPa) observada antes, durante e após a ocorrência do JBN, mostrou um ressecamento entre os horários da 00:00 e das 12:00 UTC do dia 27/01/2002. E entre as 12:00 UTC do dia 27/01/2002 e a 00:00 UTC do dia 28/01/2002, este perfil não apresentou mudança significativa, com uma pequena tendência ao aumento da umidade mais próximo ao topo da camada.

Conforme se pôde observar nas imagens de satélite, o SCM teve sua formação durante a tarde, sua maturação na madrugada e dissipou-se na manhã do dia seguinte, com tempo de vida de aproximadamente trinta horas. Normalmente, os SCM têm suas fases de formação e de maturação ocorrendo durante a tarde e a noite. Como mostrado por Zipser et al. (2004) ao utilizarem a temperatura de brilho derivada de imagens de satélite para determinar a posição e estágio dos SCM que ocorreram durante o período do SALJEX. Durante o SALJEX houve um total de 112 casos de SCM sobre a região continental ao sul de 20°S com uma média de tempo de vida de 11 horas. Os estágios maduros dos sistemas tiveram picos em dois tempos, um com sua freqüência máxima bem definida durante o período da tarde e a outra durante a noite e nas primeiras horas do dia. Ratificando o horário de preferência para formação de SCM, Nicolini et al. (2004) encontraram que os sistemas que ocorreram sobre a Argentina, sul

do Brasil e Uruguai foram tipicamente noturnos. Em aproximadamente 70% dos casos, obtiveram sua máxima extensão na mesma fase de máximo JBN. Desta maneira, a estrutura termodinâmica do campo de vento aumenta a instabilidade convectiva pelo transporte de calor e umidade sobre a região.

Análise numérica

O confronto entre os valores simulados pelos modelos GLOBAL, ETA e BRAMS (domínio 1 e domínio 2) e os valores observados, mostraram que a umidade específica foi subestimada no horário da 00:00 UTC (27/01/2002), enquanto que nos outros horários, observaram-se valores superestimados em relação aos observados. Isto deve ter ocorrido, porque neste horário não havia a presença do JBN, deste modo o não transporte de umidade da bacia Amazônica para as latitudes médias. A temperatura potencial foi a variável que menos apresentou diferença entre os valores simulados pelos modelos e àqueles observados, nos três horários os dados observados foram superestimados em no máximo 0,9%. A velocidade do vento, das três variáveis analisadas, foi a que apresentou valores mais discrepantes em relação aos dados observados, isto é, em todos os horários a velocidade do vento gerada pelos modelos, subestimaram o valor observado. Isso pôde ter ocorrido pelo fato da região de estudo apresentar topografia bastante complexa. A parte norte-noroeste do Rio Grande do Sul, onde se localiza a Serra do Alto Uruguai e mais ao centro do Estado a Serra Geral, pode influenciar o fluxo em baixos níveis, ocasionado assim, valores subestimados de velocidade do vento simulados pelos modelos utilizados quando comparado com o dado observado na latitude de Porto Alegre. Em outras palavras, pode-se dizer que, em virtude da topografia a norte-noroeste do Estado, o fluxo de noroeste que foi observado, ao encontrar esta topografia, sofreu uma desaceleração que só volta a se restabelecer ao transpor a cadeia de montanhas, portanto pode-se dever a isto, o fato de os valores de velocidade do vento terem sido subestimados pelos modelos.

Conforme as análises das saídas dos modelos GLOBAL, ETA e BRAMS (domínio 1) no nível de 850 hPa o escoamento de norte observado nos três modelos apresentou três configurações diferentes, isto é, inicialmente era de norte no dia 27/01/2002 à 00:00 UTC (sobre o Paraguai, nordeste da Argentina e oeste do Brasil), depois este escoamento mudou sua direção para noroeste/sudeste no dia 27/01/2002 às 12:00 UTC (sobre o Paraguai, Paraná, Santa Catarina e norte do Rio Grande do Sul) e por último, foi verificado um escoamento tanto de norte (Paraguai, Paraná e Santa Catarina) como de sul (sul da Argentina,

Paraguai e Rio Grande do Sul) no dia 28/01/2002 à 00:00 UTC, convergindo sobre o Estado de Santa Catarina. Na região oeste da Bolívia e noroeste da Argentina, os valores de umidade específica (Fig. 9) não ultrapassaram 8 g kg^{-1} (círculo vermelho). Os valores de umidade específica simulados pelos três modelos apresentaram a mesma ordem de grandeza nos três horários analisados. O transporte de ar quente e úmido vindo das regiões tropicais para as latitudes médias, foi importante, porque favoreceu a formação e intensificação do SCM, como se pode observar nas Figuras 7 e 10.

Esse escoamento de ar úmido (Fig. 8, círculo azul) e quente (Fig. 11, círculo vermelho) foi importante, pois favoreceu a intensificação do SCM que se apresentava na sua fase de maturação no horário de ocorrência do JBN. Sabe-se que esses dois fatores (ar quente e úmido) dentre outros, funcionam como alimento para a formação e intensificação dos SCM (Marengo et al., 2004).

O domínio 2 gerado pelo modelo BRAMS com melhor resolução horizontal, representou o escoamento de norte com orientação noroeste/sudeste, trazendo ar quente e úmido. Este escoamento foi importante porque foi responsável pela formação e intensificação do SCM que esteve associado ao JBN em estudo. Vale ressaltar que, convecção e convergência de umidade estão rigorosamente relacionadas, elas basicamente coexistem quando há convecção.

O uso de modelos numéricos para estudar os JBN tem sido empregado intensivamente com o intuito de analisar o seu desenvolvimento e sua evolução, e esses modelos têm reproduzido as características básicas desses jatos (Stensrud, 1996). O escoamento observado neste estudo foi reproduzido pelos modelos subestimando os valores de vento observado. Um estudo mais detalhado deve ser realizado para verificar as causas dessa discrepância. A utilização de uma maior resolução topográfica do que a utilizada neste trabalho (10 km) minimizará essas diferenças, uma vez que levará em conta as diferenças de relevo da região de estudo.

O JBN foi responsável por um fluxo de norte advectando calor e umidade das regiões tropicais para as latitudes médias, assim favorecendo a gênese do SCM que ocorreu no sul da AS, resultado que se assemelha aos trabalhos de Velasco & Fritsch (1987); Fritsch & Forbes (2001); Justi da Silva & Silva Dias (2002); Salio et al. (2002); Nicoloni et al. (2004) e Salio et al. (2007).

O SCM foi mantido por advecção de ar tropical quente e úmido via JBN a leste dos Andes. Os resultados mostraram que, o JBN esteve presente antes do início da convecção, com o SCM ocorrendo durante o período com intenso fluxo de norte em bai-

xos níveis. Este JBN forneceu a máxima convergência do fluxo de umidade para o SCM, tornando-se assim, sua fonte primária de umidade.

Em estudos de Salio et al. (2007), para um período de três anos, ao menos um extenso SCM subtropical desenvolveu-se em 41% dos eventos de JBN em todas as estações do ano. Este resultado mostra a importância das condições sinóticas fornecidas pelo JBN no desenvolvimento de grandes SCM subtropicais. Portanto, fica evidenciado um consenso da relação próxima entre o JBN e o desenvolvimento e manutenção de SCM.

CONCLUSÃO

Este trabalho teve como objetivo verificar a capacidade dos modelos numéricos GLOBAL, ETA e BRAMS em simular o JBN observado no dia 27/01/2002 que estava associado a um SCM. Os resultados permitiram concluir que no horário de ocorrência do JBN (12:00 UTC do dia 27/01/2002):

- os três modelos superestimaram os valores observados de umidade específica e temperatura potencial em aproximadamente 8,4% e 0,4%, respectivamente, sendo o BRAMS o que melhor simulou a umidade específica. A temperatura potencial não apresentou grandes diferenças entre os três modelos;
- a velocidade do vento foi subestimada em aproximadamente 59,4% pelos três modelos em relação ao dado observado, sendo o ETA, o modelo que apresentou a menor diferença em relação ao valor observado;
- na região de estudo, foi observado um escoamento de norte, trazendo ar quente e úmido, que favoreceu a formação e intensificação do SCM observado.

Os resultados reforçam a importância da resolução topográfica utilizada nos modelos, pois as características do relevo da região de estudo serão mais bem reproduzidas quanto maior for a resolução utilizada. Desta forma, as circulações nas diversas escalas espaciais serão mais bem representadas pelos modelos. Também ficou evidenciada, pelos resultados, a relação próxima entre o JBN e o desenvolvimento e manutenção de SCM, uma vez que o transporte de ar quente e úmido pelo JBN, dentre outros fatores, funciona como alimento para a formação e intensificação dos SCM.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pelo apoio financeiro.

REFERÊNCIAS

- BOLTON D. 1980. The Computation of Equivalent Potential Temperature. *Monthly Weather Review*, 108(7): 1046–1053.
- BONNER WD. 1966. Case Study of Thunderstorm Activity in Relation to the Low-Level Jet. *Monthly Weather Review*, 94(3): 167–178.
- BONNER WD. 1968. Climatology of the Low Level Jet. *Monthly Weather Review*, 96(12): 833–850.
- BOTELHO CB. 2004. Análise dos Sistemas Convectivos de Mesoescala ocorridos em Março/2002 no Estado do Rio Grande do Sul. Faculdade de Meteorologia, Universidade Federal de Pelotas, Dissertação de Mestrado, 109 p.
- BLACKADAR AK. 1957. Boundary Layer Wind Maxima and their Significance for the Growth of Nocturnal Inversions. *Bulletin American Meteorological Society*, 38: 283–290.
- FRITSCH JM & FORBES GS. 2001. Mesoscale Convective Systems: Severe Convective Storms, *Meteorology Monographs*, 50: 323–356.
- GUEDES RL. 1985. Condições de Grande Escala Associadas a Sistemas Convectivos de Mesoescala sobre a Região Central da América do Sul. 1985. Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, Dissertação de Mestrado, 170 p.
- GRELL GA & DÉVÉNYI D. 2002. A Generalized Approach to Parameterizing Convection Combining Ensemble and Data Assimilation Techniques. *Geophysical Research Letters*, 29(14): 10.1029/2002GL015311.
- HERDIES DL, KOUSKY VE & EBISUZAKI W. 2007. The Impact of High-Resolution SALLJEX Data on Global NCEP Analyses. *J. Climate*, 20: 5765–5783.
- JUSTI DA SILVA MGA & SILVA DIAS MAF. 2002. Seasonal Predictability of Low Level Jet Occurrence in South America. In: Conference on South American Low Level Jet VAMOS/CLIVAR/WCRP. 2002. Santa Cruz de La Sierra/BO. CD-ROM.
- KLEMP JB & WILHELMSON RB. 1978. The Simulation of Three-dimensional Convective Storm Dynamics. *Journal of Atmospheric Science*, 35(6): 1070–1096.
- LIMA ECS. 2004. Análise de um Complexo Convectivo de Mesoescala (CCM) observado na região norte da Argentina no dia 27 de novembro de 2002: Um estudo de caso utilizando o modelo RAMS. Faculdade de Meteorologia, Universidade Federal de Pelotas, Dissertação de Mestrado, 73 p.
- MADDOX RA. 1980. Mesoscale Convective Complexes. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 61: 1374–1387.
- MAHRER Y & PIELKE RA. 1977. A Numerical Study of the Airflow over Irregular Terrain. *Beiträge zur Physik der Atmosphäre*, 50: 98–113.
- MARENGO JA & SOARES WR. 2002. Episódios de Jatos de Baixos Níveis ao Leste dos Andes durante 13-19 de abril de 1999. *Revista Brasileira de Meteorologia*, 17(1): 35–52.
- MARENGO JA, SOARES WR, SAULO C & NICOLINI M. 2004. Climatology of the Low-Level Jet East of the Andes as Derived from the NCEP-NCAR Reanalyses: Characteristics and Temporal Variability. *Journal of Climate*, 17(12): 2261–2280.
- MEJIA J. 2004. Boundary Layer Forcing Mechanisms of the Low-Level Jet Events during SALLJEX. Disponível em: <<http://www.nssl.noaa.gov/projects/pacs/salljex/archive/research/mejia/ABL.Mejia.htm>>. Acesso em: 2 jun. 2007.
- MELLOR GL & YAMADA T. 1974. A Hierarchy of Turbulence Closure Models for Planetary Boundary Layers. *Journal of Atmospheric Science*, 31(7): 1791–1806.
- NICOLINI M & SAULO AC. 2000. ETA Characterization of the 1997-1998 Warm Season Chaco Jet Cases. In: International Conference on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography, 6., Santiago/Chile. Anais... Santiago/Chile, 2000. p. 330–331.
- NICOLINI M, SALIO P, TORRES JC & ZIPSER EJ. 2004. The Relationship between South American Low Level Jet events with the Formation and Maintenance of Mesoscale Convective Systems. In: IAMAS/International Commission on Clouds and Precipitation, 14: 2004, Bologna/Italy. Anais... Bologna/Italy, 2004. p. 13–16.
- SALIO P, NICOLINI M & SAULO AC. 2002. Chaco Low Level Jet Events Characterization during the Austral Summer Season. *Journal Geophysical Research*, 107(D24): 4816, 10.1029/2001JD001315.
- SALIO P, NICOLINI M & ZIPSER EJ. 2007. Mesoscale Convective Systems over Southeastern South America and Their Relationship with the South American Low-Level Jet. *Monthly Weather Review*, 135(4): 1290–1309.
- SAULO AC, NICOLINI M & CHOU SC. 2000. Model Characterization of the South American Low-Level Flow during the 1997-1998 Spring-Summer Season. *Climate Dynamics*, 16(10): 867–881.
- STENSRUD DJ. 1996. Importance of Low Level Jet to Climate: A Review. *Journal of Climate*, 9(8): 1698–1711.
- VELASCO I & FRITSCH JM. 1987. Mesoscale Convective Complexes over the Americas. *Journal of Geophysical Research*, 92(D8): 9591–9613.
- VERA C, BAEZ J, DOUGLAS M, EMMANUEL CB, MARENGO JA, MEITIN J, NICOLINI M, NOGUES-PAEGLE J, PAEGLE J, PENALBA O, SALIO P, SAULO C, SILVA DIAS MA, SILVA DIAS PL & ZIPSER E. 2006. The South American Low-Level Jet Experiment. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 87(1): 63–77.
- WHITEMAN CD, BIAN X & ZONG S. 1997. Low-level Jet Climatology from Enhanced Rawinsonding Observations at a Site in the Southern Great Plains. *Journal of Applied Meteorology*, 36(10): 1363–1376.
- ZIPSER EJ, SALIO P & NICOLINI M. 2004. Mesoscale Convective Systems Activity during SALLJEX and the Relationship with SALLJ. *CLIVAR Exchanges*, 9(1): 14–19.

NOTAS SOBRE OS AUTORES

José Guilherme Martins dos Santos. Doutorando do programa de Pós-graduação em Meteorologia da USP. Graduação em Meteorologia pela Universidade Federal do Pará, UFPa (1998-2002). Mestrado em Meteorologia pela Universidade Federal de Pelotas, UFPel (2003-2005). Áreas de interesse: meteorologia, meteorologia de mesoescala e climatologia.

Cláudia Rejane Jacondino de Campos. Professora Associada do Departamento de Meteorologia, da Faculdade de Meteorologia da Universidade Federal de Pelotas. Graduação em Meteorologia, pela Universidade Federal de Pelotas, UFPel (1984-1987), Mestrado em Agronomia (Meteorologia Agrícola) pela Universidade Federal de Viçosa, UFV (1988-1990) e Doutorado em Física da Atmosfera, pela Université de Toulouse III (Paul Sabatier), U.T. III, França (1993-1996). Áreas de interesse: meteorologia, micrometeorologia, meteorologia de mesoescala, meteorologia sinótica e agrometeorologia.

Kellen Carla Lima. Doutoranda do programa de Pós-graduação em Meteorologia do INPE. Graduação em Meteorologia pela Universidade Federal do Pará, UFPa (1998-2002). Mestrado em Meteorologia pela Universidade Federal de Pelotas, UFPel (2003-2005). Áreas de interesse: meteorologia, meteorologia de mesoescala e meteorologia sinótica.