

Estudo de caso de convecção induzida pela topografia sobre a região sul do Brasil

Cleber Souza Correa¹, Marcos Daisuke Oyama¹,
Gerson Luiz Camillo², Leonardo Calvetti³

¹*Instituto de Controle do Espaço Aéreo- ICEA - São José dos Campos, SP*

²*Segundo Centro Integrado de Defesa e Controle de Tráfego Aéreo
CINDACTA II/DTCEA - Porto Alegre, RS*

³*Sistema Meteorológico do Paraná - SIMEPAR
Centro Politécnico/UFPR - Curitiba, PR*

e-mail: cleber@icea.gov.br

Resumo

Analisou-se um caso de formação de núcleo convectivo durante a manhã na região centro-oeste de Santa Catarina. Durante a noite do dia 06/06/2007, uma ampla área de nebulosidade de topo baixo (Cúmulos e Estratocúmulos) cobrindo Paraná e Santa Catarina propagou-se para leste; no interior dessa nebulosidade, no centro-oeste de Santa Catarina, formou-se um núcleo convectivo na manhã do dia 07/06/2007. Posteriormente, o núcleo convectivo intensificou-se, propagando-se para leste, interagiu com outros núcleos formados pela convecção diurna, enfraqueceu durante a noite e dissipou-se pouco antes do início da manhã de 08/06/2007. Simulações com o modelo regional MM5 com espaçamento horizontal de grade de 12 km mostram que a Serra do Mar agiu como barreira ao escoamento em baixos níveis de noroeste proveniente de Mato Grosso do Sul, gerando convergência atmosférica na borda oeste da Serra do Mar; associada a essa convergência, a presença de Jatós em Níveis Baixos (JNB) ou de um núcleo de velocidade máxima (NVM), como foram observadas em Porto Alegre durante o caso e simuladas pelo MM5, explicariam a formação do núcleo convectivo. Trata-se de um mecanismo que levou à formação de convecção e que dependeu fortemente da geração de JNB/NVM nos níveis mais baixos da atmosfera, ou seja, da influência do cisalhamento vertical do vento, sua estratificação e o desacoplamento vertical existentes na camada limite noturna.

Palavras-Chaves: Convecção, Camada Limite Planetária, Jatós de Nível Baixo, MM5.

Abstract

A case of formation of convective clouds over the center-western part of Santa Catarina State during the morning-time was studied. During the night-time of 06 Jun 2007, a large area of low top cloudiness (cumulus and stratocumulus) covering Paraná and Santa Catarina States propagated eastward; embedded in this cloud system, over the center-western part of Santa Catarina State, the onset of convective clouds took place during the morning-time of 07 Jun 2007. Later on, the convective cloud system enhanced, propagated eastward, interacted with other diurnal convective clouds, weakened during night-time and dissipated up shortly before the morning-time of 08 Jun 2007. Simulations using the MM5 regional model with horizontal grid spacing of 12 km showed that Serra do Mar acted as barrier to the low level northwesterly flow from Mato Grosso do Sul, bringing about atmospheric convergence at the western side of Serra do Mar; associated with this convergence, the presence of low level jets (LLJ) or a maximum velocity core (MVC), like those observed over Porto Alegre City during the case and simulated by MM5, would explain the formation of convective clouds. This mechanism would lead to convection formation and depended strongly on the generation of LLJ/MVC at the lowest levels of the atmosphere, i.e., the influence of the vertical wind shear, the vertical stratification and the vertical decoupling that exists within the nocturnal boundary layer.

Keywords: Convection, Planetary Boundary Layer, Low-Level Jet, MM5.

1. Introdução

A Camada Limite Planetária (CLP) está envolvida em uma contínua resposta ao aquecimento e resfriamento da superfície gerados pela radiação solar e pelo movimento de rotação do planeta. Normalmente, em um período de 24 horas, a CLP exibe diferentes características que resultam, em geral, da interação dos fluxos turbulentos superficiais com as camadas mais baixas da troposfera. A CLP pode ser classificada quanto às suas forçantes como Camada Limite Convectiva (CLC), Camada Limite Neutra e Camada Limite Estável (CLE). Os fluxos turbulentos presentes em uma CLP são fortemente influenciados por fenômenos atmosféricos de grande e de mesoescala, e também, pelos efeitos da interação destes fluxos com a topografia e a superfície adjacentes.

Experimentos mostram que, na ausência de forçantes de escalas maiores, meia hora antes do pôr-do-sol, o fluxo turbulento de calor torna-se negativo de modo que a forçante básica que mantém a estrutura da CLC desaparece. Como consequência, o resfriamento da superfície da terra por radiação de onda longa torna-se importante e inicia-se a formação de uma

CLE (Duckworth e Sandberg, 1954; Ackerman et al., 1981). Na CLE, a turbulência decai e passa a ser dominada por pequenos turbilhões isotrópicos, resultando em uma estrutura turbulenta estável estratificada, a qual é fortemente influenciada pela taxa de resfriamento radiativo e pela taxa de advecção da turbulência mecânica. Sobre a CLE, pode ocorrer um fluxo supergeostrófico conhecido como Jato de Níveis Baixos (JNB).

Stensrud (1996) argumenta que somente jatos com apreciável cisalhamento vertical e horizontal deveriam ser denominados de JNB; jatos onde a força de Coriolis não fosse importante não deveriam ser considerados como JNB, mas sim como vento máximo de inversão. Porém, o termo JNB tem sido usado extensivamente para todos os tipos de jatos troposféricos nas camadas mais baixas da atmosfera. Como os JNB são muito mais frequentes e estão associados aos processos sinóticos de forma mais significativa, o termo vento máximo de inversão é pouco utilizado, pois está associado predominantemente ao ciclo de desenvolvimento da inversão térmica noturna. Neste trabalho, utiliza-se o termo JNB para representar jatos com significativo cisalhamento vertical e horizontal associados a processos sinóticos.

Os JNBs são classificados quanto à sua intensidade e ao cisalhamento vertical do módulo do vento, e normalmente seguem a classificação proposta por Bonner (1968) e modificada por Whiteman et al. (1997). Corrêa et al. (2001) propuseram uma nova categoria, JNB Fraco, cujos valores são menores que 10 m s^{-1} e que apresenta cisalhamento significativo, igual ou maior que 5 m s^{-1} acima do núcleo do jato. Existem situações de máximo local no perfil vertical do vento que não se caracteriza como JNB clássico, e que não apresenta o cisalhamento significativo do vento acima deste máximo e possuem magnitude da velocidade do vento da ordem de um JNB; esta situação é chamada de núcleo de velocidade máxima (NVM) no perfil vertical do vento. O perfil vertical do vento mostra no decorrer do tempo a alternância de diferentes perfis associados a diferentes forçantes, mas os perfis associados a escalas sinóticas são os mais vigorosos e frequentes.

A presença de um JNB ou de um NVM, provoca um forte efeito no transporte de propriedades atmosféricas em alturas próximas à superfície, sendo um importante mecanismo de transporte de massa e energia entre regiões. Uccellini e Johnson (1979) mostraram que a existência de uma corrente de Jato em Nível Superior (JNS) juntamente com a existência de um JNB podem estar frequentemente acoplados pelos ajustamentos de massa na vertical, que ocorre com a propagação dos JNSs. O transporte realizado pelo JNB aumenta a transferência de umidade por um fator de três e a transferência de calor sensível por um fator de dois, sendo um mecanismo efetivo de otimização dos processos físicos na baixa troposfera

e ajudando a criar um ambiente favorável para o desenvolvimento de tempestades severas.

Para a América do sul já foram realizados alguns estudos importantes sobre JNB, como o trabalho de Marengo et.al. (2004) sobre as características e a variabilidade temporal da climatologia dos JNBs a leste dos Andes, e o de Garreaud e Muñoz (2005), que analisaram a existência de JNB sobre o Oceano Pacífico na costa do litoral do Chile.

Para o sul do Brasil, Corrêa (2005) observou, em dados de radiossondagens realizadas em Porto Alegre e Uruguaiana, uma estrutura dinâmica de NVM/JNB no processo de transporte em baixos níveis. Através do uso de Análise das Componentes Principais no perfil vertical do vento, mostrou que as componentes de maior ordem estavam associadas ao maior valor de precipitação total e na média, cujos perfis verticais do vento caracterizaram NVM e JNB próximos ao nível de 500 m isoladamente, correspondendo a níveis de pressão da ordem de 950 hPa, ou podendo caracterizar cisalhamento direcional do vento na baixa atmosfera, nas alturas próximas de 500 m e 1500 m com uma combinação entre os níveis de 950 hPa e de 850 hPa (Corrêa, 2005), resultando em uma estrutura cinemática muito complexa para a geração dos sistemas convectivos e com grande intensidade sobre a região sul do Brasil. Esta dinâmica pode gerar instabilidades baroclínicas independentemente de outra estrutura de escala sinótica presente. Raymond (1978), descreve o transporte realizado pelo JNB poderia ser suscetível a apresentar determinadas instabilidades dinâmicas, as quais podem ser simétricas e paralelas em linha e em banda, mostrando a associação em regiões de convergência na superfície e o movimento vertical próximo do topo da CLP dentro de regiões de forte cisalhamento do vento. A frequência e o período dos gradientes verticais associados a estes perfis verticais do vento nos dão informações do comportamento das escalas meteorológicas envolvidas e de suas intensidades.

Por outro lado, em simulações numéricas e estudos observacionais, é bem conhecida a influência do relevo (orografia) na formação de nebulosidade nas vizinhanças das elevações orográficas. A precipitação convectiva sobre as elevações orográficas frequentemente pode estar formada por bandas de nebulosidade quase-estacionária. Yoshizaki et. al. (2000) estudaram um caso de precipitação convectiva orográfica no qual bandas de nebulosidade quase-estacionária formaram-se a barlavento de um obstáculo orográfico com uma altura relativamente baixa (400 a 600 m). Kirshbaum e Durran, (2005) apontam dois fatores importantes para eventos convectivos associados à orografia: forte cisalhamento do perfil do vento em baixos níveis e condições propícias à instabilidade atmosférica. Segundo os autores, a resposta convectiva depende dos diferentes fatores atmosféricos e das condições iniciais sendo favorecida a convecção quando a topografia

está localizada em uma região de convergência de mesoescala no interior de uma circulação de grande escala favorável.

Neste trabalho, estuda-se um caso de convecção induzida pela topografia no qual ficou caracterizada a existência de uma dinâmica de NVM/JNB com a existência significativa de cisalhamento direcional do vento na baixa atmosfera sobre a região Sul do Brasil, onde existem serras com diferentes alturas da ordem de 900 m e máximos da ordem de 1200 m do oeste para leste nos Estados do Paraná e de Santa Catarina.

2. Material e métodos

O período analisado está compreendido entre os dias 06/06/2007 às 0000 UTC e 09/06/2007 às 0000 UTC. Para caracterizar a situação sinótica, utilizaram-se imagens de satélite GOES 10 de alta resolução nos canais infravermelho e visível obtidas do CPTEC/INPE (www.cptec.inpe.br), e dados obtidos de radiossondagens no aeroporto internacional Salgado Filho em Porto Alegre (latitude 29°59' S, longitude 51°10' W, altitude 10 m). Utilizaram-se imagens de radar Doppler, banda S do SIMEPAR para caracterizar as estruturas convectivas e, devido à localização do evento, utilizaram-se imagens em 480 km. Estas imagens são do tipo PPI (Plan Position Indicator) com elevação de 0 grau. Para as simulações, utilizou-se o MM5, que é a quinta geração do modelo regional desenvolvido conjuntamente pela Pennsylvania State University (PSU) e pelo National Center for Atmospheric Research (NCAR) (Grell et. al., 1995). O MM5 tem sido extensamente utilizado tanto operacionalmente quanto em pesquisas de tempo e clima (<http://box.mmm.ucar.edu/mm5>), e possui como características principais a capacidade de múltiplos aninhamentos (“nesting”), dinâmica não-hidrostática e assimilação de dados em 4 dimensões. O modelo utiliza a coordenada vertical sigma. Para condições iniciais e de contorno, utilizaram-se as análises do “Global Forecast System” (GFS) do NCEP a cada 6 h com 1 grau de resolução horizontal (<http://www.srh.noaa.gov/ssd/nwpmoel/html/gfs.htm>). O modelo foi configurado com um aninhamento, com todas as grades centradas em Porto Alegre (Tabela 1). A primeira grade foi definida com 90 por 90 pontos nas direções zonal e meridional, respectivamente, com espaçamento horizontal de grade de 36 km. A segunda, 97 por 91 pontos e 12 km de espaçamento horizontal de grade. As parametrizações utilizadas foram: “simple ice” para microfísica de nuvens explícita (Dudhia, 1989), WRF-PBL para a camada limite atmosférica (Troen e Mahrt, 1986; Hong e Pan, 1996); Grell para convecção rasa (Grell et. al., 1995). A parametrização de convecção profunda seguiu o esquema de Grell et. al. (1994). O processo de radiação utilizado foi o esquema de radiação com nuvem “cloud-radiation scheme”

(Zaengl, 2003). Os processos de superfície foram parametrizados por difusão térmica de solo em multicamadas. Foram utilizados 41 níveis na vertical. O tempo total de integração foi de 72 h a partir da 0000 UTC do dia 6 de junho de 2007.

Tabela 1. Informações das grades e das parametrizações usadas nas simulações com o modelo MM5.

GRADE	1	2
NÚMERO DE PONTOS	90 x 90 pontos	97 x 91 pontos
ESPAÇAMENTO HORIZONTAL DA GRADE	36 km	12 km
Microfísica de Nuvens	"Simple ICE" (Dudhia, 1989)	
Camada Limite	"WRF-PBL" (Troen e Mahrt, 1986; Hong e Pan, 1996)	
Convecção Rasa	GRELL (Grell et al., 1995)	
Convecção Profunda	GRELL (Grell et al., 1994)	
Radiação	"Cloud-Radiation" (Zaengl, 2003)	

3. Análise observacional

Os gráficos do perfil vertical de intensidade e direção do vento mostram a existência de um cisalhamento direcional do vento com NVM e JNB fraco associados aos processos de convecção noturna sobre a Região Sul do Brasil. Perfis verticais do vento sobre Porto Alegre estão mostrados na Figura 1.1. Às 0000 UTC de 07/06/2007, no qual se nota um JNB fraco no nível de 250 m e um NVM no nível de 1500 m, com as respectivas intensidades de 6 m s^{-1} e 10 m s^{-1} . Estas velocidades são substanciais, pois podem manter, por grau de latitude ($H \approx 111 \text{ km}$), um transporte da ordem de 7 milhões de $\text{m}^3 \text{ s}^{-1}$ em uma espessura de 10 m no nível do JNB fraco, e da ordem de 22 milhões de $\text{m}^3 \text{ s}^{-1}$ em uma espessura de 20 m no nível do fluxo. A Figura 1.2 A mostra o perfil vertical da direção do vento às 0000 UTC de 07/06/2007, no qual se nota que a direção do JNB fraco é de 80 graus, e o NVM em 1500 m, a direção de 330 graus. Isso caracteriza a ocorrência de um cisalhamento direcional do vento. A Figura 1.2 B apresenta o perfil vertical da direção do vento às 0000 UTC no dia 08/06/2007, mostrando que o JNB fraco possui direção de 100 graus, e o NVM em 1500 m, a direção de 280 graus. Cabe esclarecer que, na Figura 1.2, o aparente giro

horário do vento com a altura não é real e decorre da forma escolhida (não-usual) para plotar o perfil vertical do vento; essa forma foi escolhida para visualizar de forma mais clara as alturas e direções predominantes.

O estudo realizado por Corrêa (2005) mostrou que sistemas associados à maior atividade convectiva possuíam NVM e JNB próximos a 500 m da superfície e alturas da ordem de 1500 metros ou mais. Naqueles casos, alguns perfis caracterizaram por possuir significativo cisalhamento direcional do vento entre 950hPa e 850 hPa.

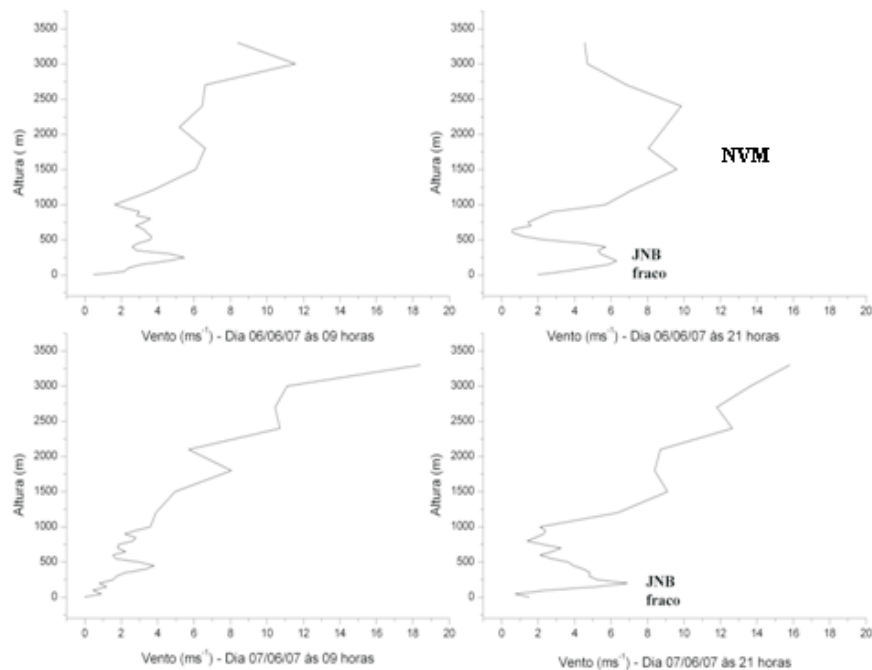
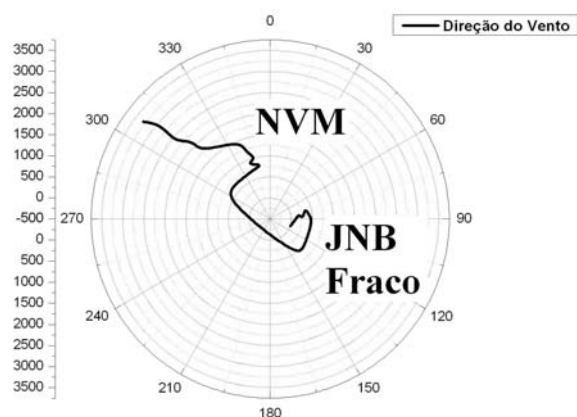


Figura 1.1. Perfis verticais da intensidade do vento entre os dias 06 de junho de 2007 às 1200 UTC e 08 de junho de 2007 às 0000 UTC sobre o Aeroporto Internacional de Porto Alegre. Os níveis do JNB fraco em 250 m e do NVM em 1500 m estão indicados.

A Figura 2 apresenta a seqüência de imagens de alta resolução do satélite GOES 10 no canal infravermelho entre 06/06/2007 às 1500 UTC e 07/06/2007 às 1500 UTC. No início da noite às 2100 UTC de 06/06/2007 (Fig. 2B), sobre uma ampla região abrangendo os estados do Paraná e de Santa Catarina, há nebulosidade de topo baixo [cúmulos (Cu) e

estratocúmulos (Sc)] que não estão associados a nenhuma estrutura sinótica de escala continental. No transcorrer da noite de 06 a 07/06/2007, a nebulosidade de topo baixo aumenta a sua área (expande-se) e propaga-se para leste (Figs. 2C e 2D). No meio da manhã de 07/06/2007, como mostrado na Figura 2E para as 1200 UTC, nota-se a organização de um núcleo convectivo (topo alto) sobre a parte central de Santa Catarina. A formação do núcleo ocorre entre 0900 e 1200 UTC (i.e., nas primeiras horas da manhã) no interior da nebulosidade de topo baixo, que agora se estende desde o Paraguai até o oceano adjacente ao litoral do Paraná e Santa Catarina. Do meio ao final da manhã, nos horários de 1200 (Fig. 2E) e 1500 UTC (Fig. 2F), o núcleo convectivo intensifica-se e tem pequeno deslocamento para leste.

A - 07/06/2007 às 0000UTC



B - 08/06/2007 às 0000UTC

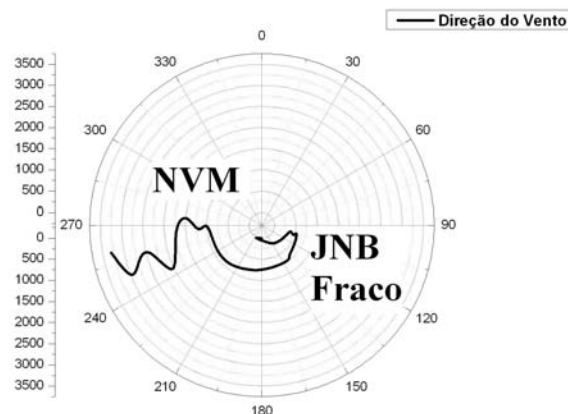
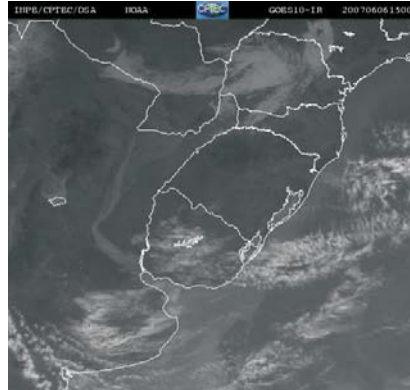


Figura 1.2 - Perfil vertical da direção do vento no dia 07 e 08 de junho de 2007 às 0000 UTC sobre o Aeroporto Internacional de Porto Alegre. Nas Figuras 1.2 A e B, estão indicadas a localização do JNB baixo em 250 m e do NVM em 1500 m.

A - 1500 UTC do dia 06 de junho de 2007



B - 2100 UTC do dia 06 de junho de 2007



C - 240000 UTC do dia 06 de junho de 2007 D - 0600 UTC do dia 07 de junho de 2007



E - 1200 UTC do dia 07 de junho de 2007



F - 1500 UTC do dia 07 de junho de 2007

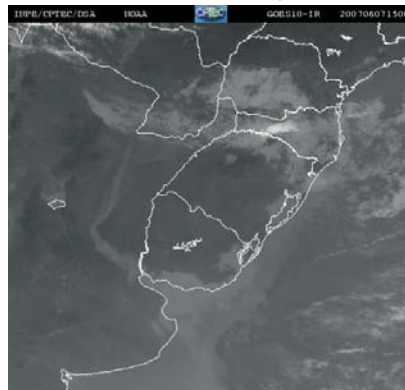


Figura 2. Imagens de alta resolução do satélite GOES 10 no canal infravermelho entre os horários das 1500 UTC de 06/06/2007 e 1500 UTC de 07/06/2007.

No que diz respeito à formação do núcleo convectivo, o mesmo coincidiu com a borda oeste da Serra do Mar em Santa Catarina (Figura 3), o que sugere ascensão mecânica, induzida pela topografia, das parcelas de ar em um escoamento de oeste. Como o disparo convectivo se deu apenas na parte da manhã, após várias horas de condições propícias para o levantamento orográfico, algum fator adicional deve ter desempenhado papel relevante para o início matutino da convecção. Durante esse horário, a CLP talvez contenha JNB ou NVM mais intensos, tais como os observados em Porto Alegre no início da noite (Fig. 1.1). Embora relativamente distante da região de convecção, a radiossondagem de Porto Alegre é utilizada porque não existem radiossondagens para os locais mais próximos com o mesmo nível de detalhamento (vertical) da de Porto Alegre. Assim, conjectura-se que a formação do núcleo convectivo se deve à ação conjunta de dois mecanismos: ascensão mecânica devido à topografia e presença de JNB ou NVM em baixos níveis influenciando e organizando regiões de convergência e de convecção na baixa atmosfera.

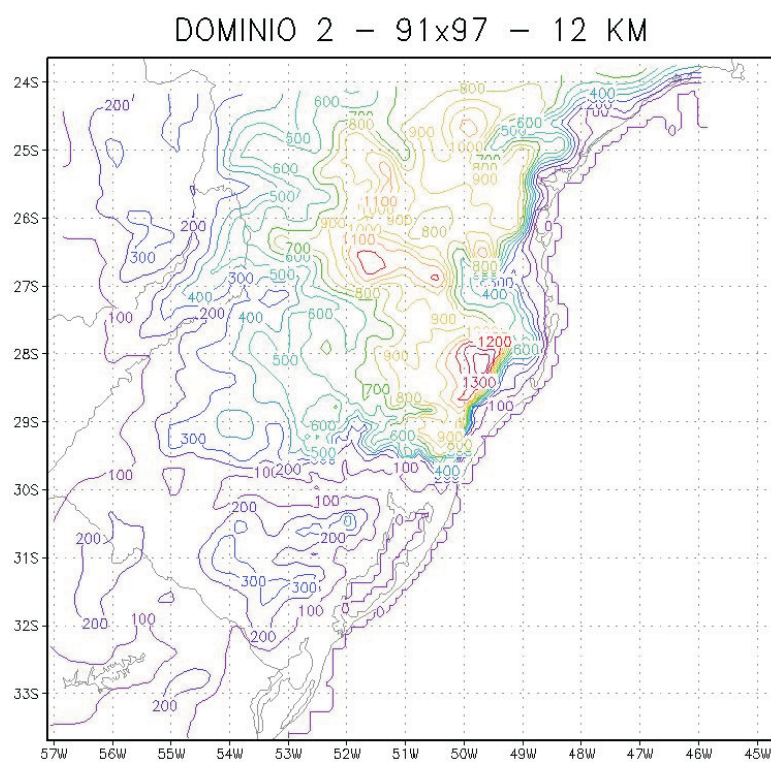


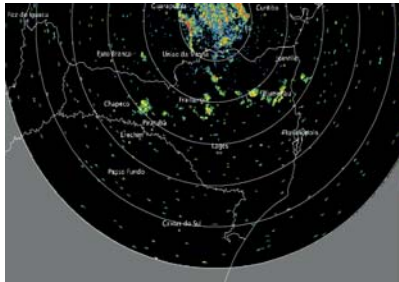
Figura 3. O relevo utilizado pelo MM5 no domínio 2, com resolução espacial de 12 quilômetros.

Para confirmar a natureza convectiva do núcleo formado no meio da manhã [i.e., excluir a hipótese do núcleo ser composto somente por nuvens cirros (Ci)] e acompanhar a evolução do núcleo convectivo, na Figura 4 estão apresentadas imagens de radar meteorológico do SIMEPAR, que mostram o ciclo convectivo de estruturas de mesoescala que ocorreram no sul do Paraná, Santa Catarina e no norte do Rio Grande do Sul. Os ecos com baixa refletividade próximos do radar (no centro do topo das Figuras 4) são devidos ao rebatimento do campo eletromagnético nas montanhas (ecos de terreno). As circunferências concêntricas que aparecem nas imagens de radar são as distâncias de afastamento em relação ao radar. O feixe eletromagnético atinge a atmosfera a uma determinada altura na atmosfera que é função da distância do alvo ao radar, de tal forma que, as distâncias de afastamento do radar de 160 e 240 km, as alturas são aproximadamente 1,8 e 3,9 km, respectivamente, sendo calculadas segundo a formulação escrita por Rinehart (1991). As imagens de radar mostram a refletividade, representando os processos de convecção e o desenvolvimento vertical dentro destes limites verticais.

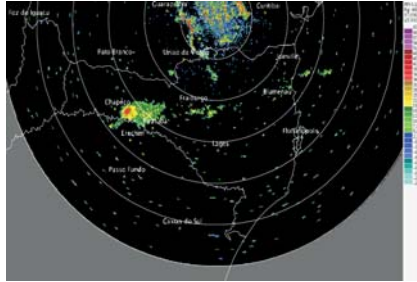
Segundo a Figura 4, durante a tarde do dia 07/06/2007 (1500 a 2100 UTC), o núcleo convectivo intensifica-se (provavelmente por convecção diurna), expande-se e desloca-se para leste. Às 2100 UTC (Fig. 4D), a região de convecção encontra-se no leste de SC. Esta trajetória zonal de oeste para leste em Santa Catarina é feita com velocidade de propagação aproximada de 14 m s^{-1} , ou seja, uma propagação rápida para sistemas de mesoescala na região (Kneib, 2004). Nota-se também que, durante o final da tarde às 1800 UTC (Fig. 4C) e 2100 UTC (Fig. 4D), na borda oeste da Serra do Mar, formam-se também alguns núcleos convectivos, provavelmente decorrentes da ascensão mecânica induzida pela topografia aliada à ascensão térmica devido à convecção diurna. Durante a noite, as regiões de convecção se unem no centro/leste de SC às 0000 UTC (Fig. 4E) e os sistemas associados à atividade convectiva se organizam meridionalmente no centro do estado de Santa Catarina. Em seguida (0300 UTC), fragmentam-se em duas partes, uma permanecendo no centro de SC (sistema 1) e a outra seguindo uma trajetória zonal para leste em direção ao oceano (sistema 2) (0300 UTC). Às 0600 UTC (Fig. 4G), o sistema 2 é observado em fase de dissipação (e quase desaparece) e o sistema 1 propaga-se para leste em direção ao litoral de SC. Às 0900 UTC (Fig. 4H) não há mais sinais do sistema 1 nas medidas de radar meteorológico e, portanto, de núcleos convectivos na região.

Em resumo, um núcleo convectivo iniciado no meio da manhã do dia 07/06/2007 intensificou-se durante o dia (convecção diurna), propagou-se para leste seguindo o fluxo de oeste em baixos níveis, e enfraqueceu-se e dissipou-se durante a madrugada. Trata-se de um ciclo de vida de

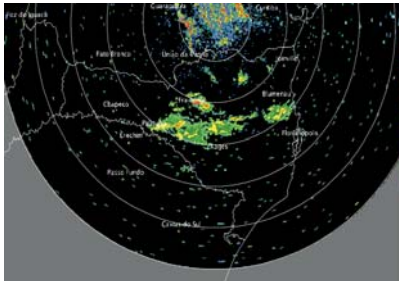
A - 07/06/2007 às 1200 UTC



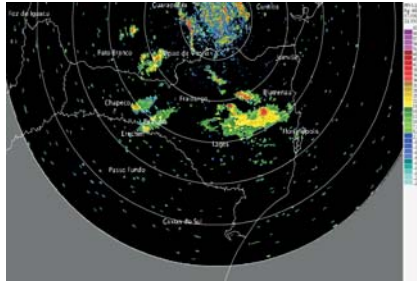
B - 07/06/2007 às 1500 UTC



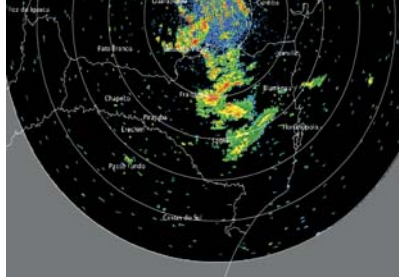
C - 07/06/2007 às 1800 UTC



D - 07/06/2007 às 2100 UTC



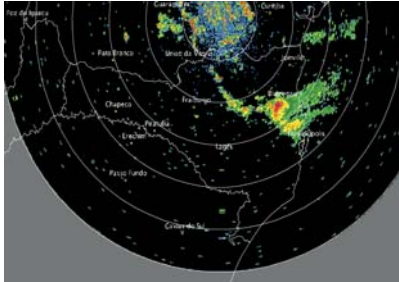
E - 08/06/2007 às 0000 UTC



F - 08/06/2007 às 0300 UTC



G - 08/06/2007 às 0600 UTC



H - 08/06/2007 às 0900 UTC

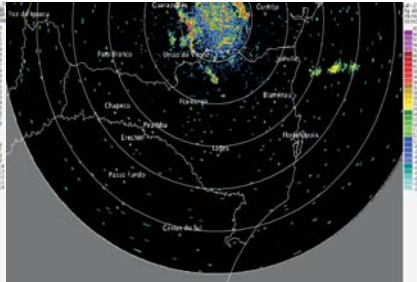


Figura 4. Imagens de Refletividade (dBZ) obtidas pelo Radar do SIMEPAR em PPI com 0° de elevação, compreendem o período entre 1200 UTC de 07/06/2007 e 1500 UTC de 08/06/2007.

cerca de 24 h. Assim, a presença de JNB ou de NVM associada à ascensão mecânica forçada pela topografia apresentam-se aparentemente como mecanismos fundamentais para o disparo da convecção na região em estudo, sendo talvez responsáveis pela organização de um sistema convectivo que se manteve ativo por 24 horas.

4. Simulações

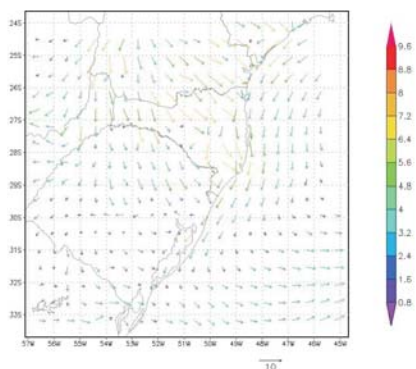
4.1 Influência da topografia na circulação atmosférica em baixos níveis

Como a topografia pode ser um fator importante na produção do núcleo convectivo observado pelos dados de radar, esta seção verifica inicialmente como o modelo numérico MM5 simula a circulação atmosférica nos níveis mais baixos da troposfera na presença de topografia realística. A Figura 5 apresenta o campo do vento no nível sigma 10 (0.967) e sigma 17 (0.837) [que correspondem, ao nível aproximado do JNB fraco (250 m) e ao nível do NVM (1500 m) em Porto Alegre], desde 0000 UTC de 06/06/2007 a 00 UTC de 09/06/2007, com resolução de 12 km.

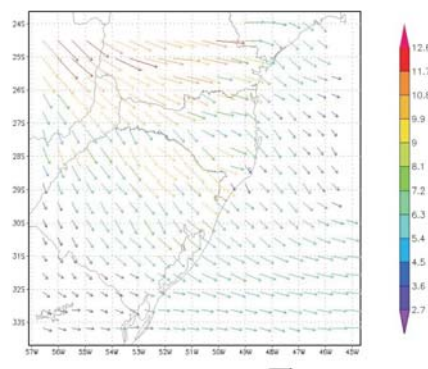
No nível sigma 10, a circulação horizontal mostra a influência do relevo da Serra do Mar no Rio Grande do Sul e Santa Catarina. Por exemplo, às 0000 UTC de 07/06/2007 (Fig. 5A), a barreira topográfica impede que a circulação de nordeste em baixos níveis em 200/500 metros (sentido Atlântico sul para o continente) adentre o continente; o escoamento muda de direção (de nordeste para norte) e é forçado a descer pelo litoral até o Rio Grande do Sul. No litoral da Região Sul, claramente ocorre uma canalização do escoamento (figuras não mostradas). No nível sigma 17, o padrão de circulação é completamente diferente no litoral da Região Sul: a circulação é de noroeste e sem descontinuidades horizontais. Isso significa que, no litoral da Região Sul, ocorrem condições favoráveis para a existência de significativo cisalhamento direcional do vento.

Às 0000 UTC de 08/06/2007 (Fig. 5E), em Porto Alegre, a simulação mostra um escoamento de sudeste (noroeste) no nível sigma 10 (17). Trata-se de circulação que apresenta um significativo cisalhamento direcional do vento, o qual é verificado na sondagem (Figura 1.2). Assim, o modelo MM5 foi capaz de reproduzir o cisalhamento direcional do vento, tal como observado sobre Porto Alegre. Portanto, as simulações geram uma circulação em baixos níveis coerente com a barreira topográfica da Serra do Mar. A Figura 3 mostra o relevo sobre a Região Sul do Brasil apresentando no nordeste do Rio Grande do Sul o início da Serra do Mar que acompanha o litoral até o Paraná. As alturas apresentam valores superiores a 900 m em quase sua totalidade, sendo que próxima ao litoral de Santa Catarina apre

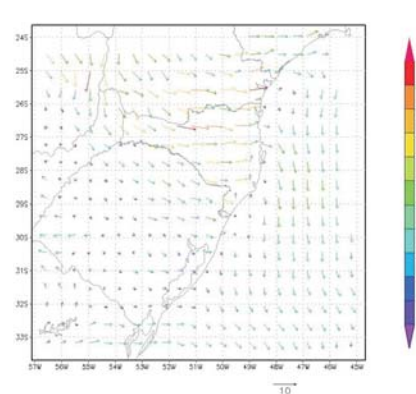
A - nível sigma 10-07/06/2007 às 0000UTC



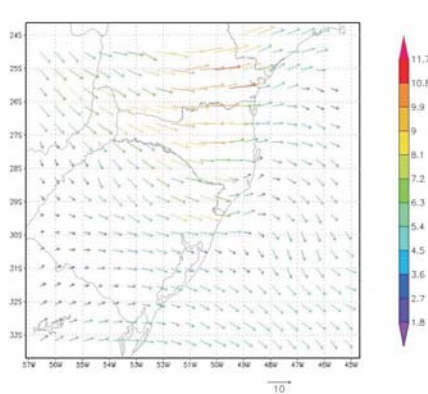
B - nível sigma 17-07/06/2007 às 0000UTC



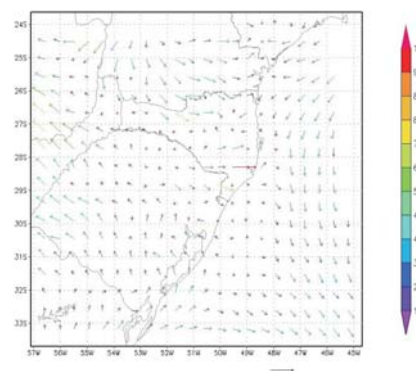
C - nível sigma 10-07/06/2007 às 1500UTC



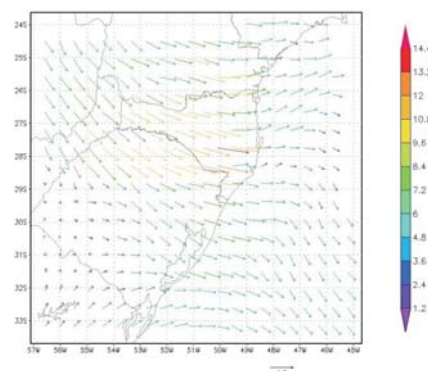
D - nível sigma 17-07/06/2007 às 1500UTC



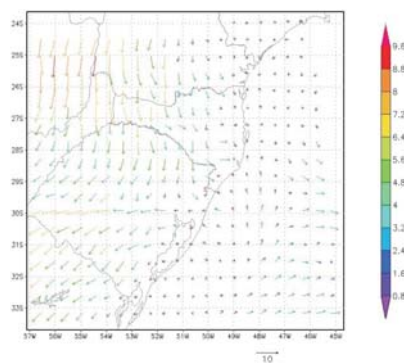
E - nível sigma 10-08/06/2007 às 0000UTC



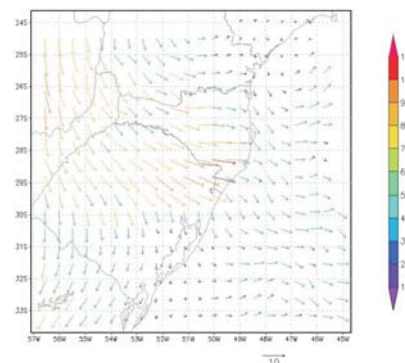
F - nível sigma 17-08/06/2007 às 0000UTC



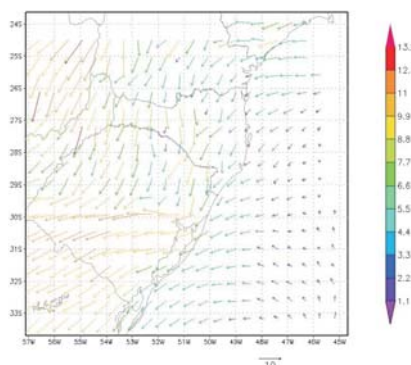
G - nível sigma 10-08/06/2007 às 1500UTC



H - nível sigma 17- 08/06/2007 às 0000UTC



I - nível sigma 10-09/06/2007 às 0000UTC



J - nível sigma 17-09/06/2007 às 0000UTC

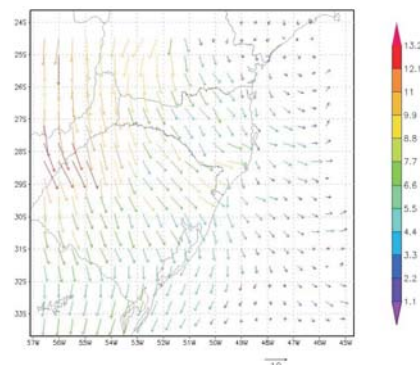


Figura 5. Campos simulados de vento nos níveis sigma 10 (campos da coluna esquerda) e 17 (campos da coluna direita) entre (A) 0000UTC de 06/06/2007 e (J) 0000UTC de 09/06/2007. Espaçamento horizontal da grade de 12 Km e a unidades em ms^{-1}

sentam valores acima de 1200 m. Como mostrado nas simulações, essa barreira cria uma clara descontinuidade para as circulações na baixa troposfera (e, conseqüentemente, para os NVM e JNB nas alturas de 250 a 500 m). Enquanto no litoral da Região Sul o padrão de circulação nos níveis 10 e 17 é bastante diferente [e, assim, pode gerar significativo cisalhamento direcional do vento], na parte oeste da Serra do Mar, onde se formou o núcleo convectivo na manhã do dia 07/06/2007, as diferenças são menos pronunciadas. Por exemplo, em 07/06/2007 às 1500 UTC (Fig. 5C), no

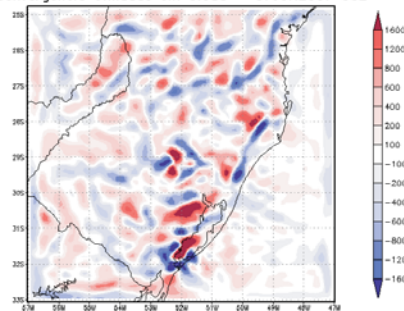
centro-oeste de SC, onde se encontra o núcleo convectivo, o escoamento é de noroeste nos níveis sigma 10 e 17, embora seja mais de norte em sigma 10 (pequena transversalidade). A influência da topografia aparece em sigma 10 na borda oeste da Serra do Mar. Portanto, na parte oeste da Serra do Mar, i.e., onde o NVM de noroeste em baixos níveis encontra a Serra do Mar (barlavento), a topografia ajuda a gerar o cisalhamento direcional do vento e a convergência de massa nos níveis mais baixos. Se há JNB ou NVM (convecção noturna) adentrando a região de convergência, então a ascensão mecânica no oeste da Serra do Mar torna-se intensa e pode levar ao aparecimento do núcleo convectivo.

4.2. Representação da convergência de umidade

Para verificar a convergência de umidade na baixa atmosfera simulada pelo modelo MM5, analisa-se a Figura 6 (B e E), que apresenta a convergência de umidade em 07/06/2007 às 1200 UTC e 08/06/07 às 1200 UTC. Ocorre um incremento de convergência de umidade no período da manhã a partir do oeste da serra no Paraná e Santa Catarina para a direção leste (litoral) e de norte para o sul, acompanhando espacialmente a topografia da Serra do Mar. Os demais painéis da Figura 6 mostram um padrão semelhante de convergência de umidade nas regiões analisadas, porém com menor intensidade. Assim, o MM5 representou a convergência de umidade alinhada com a linha de topografia à barlavento.

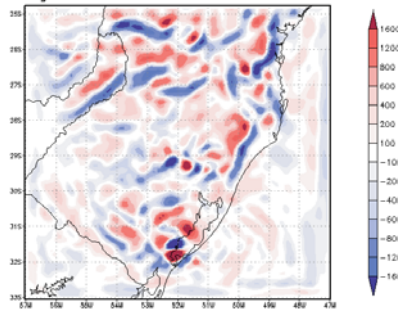
A - 07/06/2007 às 0000UTC

Convergencia Umidade em 0.985 - 07JUN2007 00Z



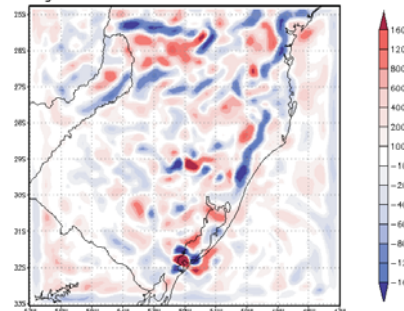
B - 07/06/2007 às 1200 UTC

Convergencia Umidade em 0.985 - 07JUN2007 12Z



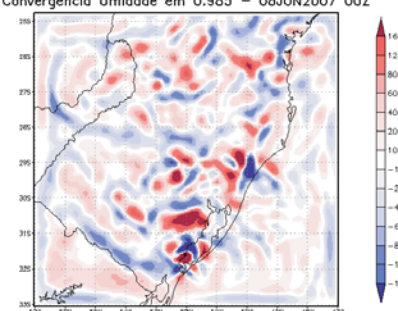
C - 07/06/2007 às 1500UTC

Convergencia Umidade em 0.985 - 07JUN2007 15Z



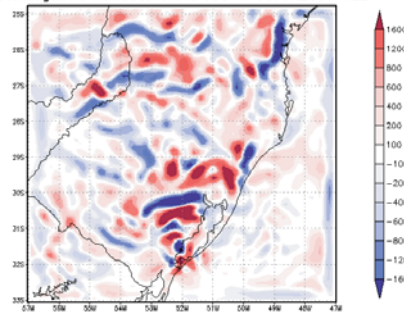
D - 08/06/2007 às 1200 UTC

Convergencia Umidade em 0.985 - 08JUN2007 00Z



E - 08/06/2007 às 1200UTC

Convergencia Umidade em 0.985 - 08JUN2007 12Z



F - 09/06/2007 às 1200 UTC

Convergencia Umidade em 0.985 - 09JUN2007 00Z

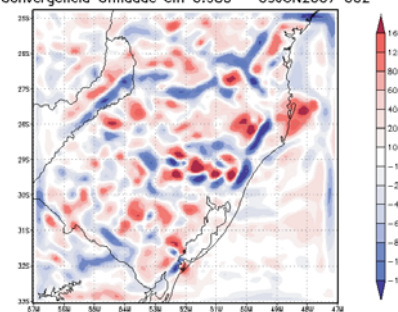


Figura 6. Campo de Convergência de Umidade do dia 07/06/2007 às 0000 UTC, até o dia 09/06/07 às 0000 UTC, com espaçamento horizontal da grade de 12 quilômetros, $\times 10^{-5}[\text{g}/\text{kg s}^{-1}]$.

5. Conclusões

Este trabalho mostrou que o mecanismo de desacoplamento no perfil vertical do vento na baixa atmosfera (JNB e NVM) associado ao relevo sobre a região Sul (Serra do Mar com altitudes médias de 950 m) pode induzir a formação de núcleos convectivos a partir de nebulosidade de topo baixo durante a manhã. Analisou-se o caso ocorrido entre 06 e 08/06/2007, quando se formou um núcleo convectivo a oeste da Serra do Mar em Santa Catarina na manhã de 07/06/2007.

A circulação em baixos níveis utilizando o modelo MM5 com espaçamento horizontal de 12 km mostra que o relevo cria uma barreira ao fluxo de nordeste em baixos níveis proveniente do Atlântico Sul, levando o escoamento (e os NVM/JNB) entre 250/500 m a uma canalização em direção ao sul contornando o litoral da Região Sul. No lado oeste da Serra do Mar, a barreira age, nos níveis mais baixos, formando ondulações no escoamento de noroeste que geram convergência atmosférica a barlavento. Essa convergência somada a NVM/JNB no período noturno na baixa atmosfera explica a formação do núcleo convectivo estudado no caso.

Este estudo procura contribuir para o entendimento dos casos de convecção noturna observadas na Região Sul. O caso estudado permite propor um modelo conceitual que explica o surgimento das condições físicas que atuam diretamente na geração da convecção noturna sobre a região Sul do Brasil. A existência de NVM/JNB na baixa atmosfera, no período noturno, são elevadas mecanicamente pela topografia gerando convecção. O levantamento de mais casos em que esse mecanismo ocorre será abordada em trabalhos futuros.

6. Referências bibliográficas

ACKERMAN, B.; WESTCOTT, N.; HILDEBRAND, P. H. Diurnal cycle of the structure of the PBL over a metropolitan area. Fifth Symp. On Turbulence Diffusion and Air Pollution. Atlanta, **American Meteorological Society**, p. 175-176, 1981.

BONNER, W. A. Climatology of the low level jet. **Monthly Weather Review**, v. 96, p. 833-850, 1968.

CORRÊA, C. S.; DALLAROSA, R. L. G. e DEGRAZIA, G. A. Estudo observacional dos Jatos de Nível Baixo sobre a região metropolitana de Porto Alegre. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v6, n.º 4, p19-27, 2001.

CORRÊA, C. S., Estudo estatístico da ocorrência de jatos no perfil vertical do vento na baixa atmosfera e a sua relação com eventos de intensa precipitação pluvial no Rio Grande do Sul. UFRGS, 2005. Tese (Doutorado em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental), Curso de Pós-Graduação em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental. Instituto de Pesquisas Hidráulicas. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2005.

DUCKWORTH, F. S.; SANDBERG, J. S. The effect of cities upon horizontal and vertical temperature gradients. **Bulletin of the American Meteorological Society**, 35, p. 198-207, 1954.

DUDHIA, J. Numerical study of convection observed during winter monsoon experiment using a mesoscale two-dimensional model. **Journal of Atmospheric Sciences**, v.46, p.3077-3107, 1989.

GARREAUD, R. D. e MUÑOZ, R. C. The low-level jet of the west coast of subtropical South America: Structure and variability. **Monthly Weather Review**, 133(8), p2246-2261. 2005.

GRELL, G. A.; DUDHIA, J.; STAUFFER, D.R.. A Description of the Fifth-Generation Penn State/NCAR Mesoscale Model (MM5). NCAR Technical Note, NCAR/TN-397+STR, p114, 1994.

GRELL, G. A.; DUDHIA, J.; STAUFFER, D.R.. A Description of the Fifth-Generation Penn State/NCAR Mesoscale Model (MM5). NCAR Technical Note, NCAR/TN-398+STR, p,122, 1995.

HONG, S.-Y. e PAN, H.-L.. Nonlocal boundary layer vertical diffusion in a medium-range forecast model. **Monthly Weather Review**, 124, p.2322-2339. 1996.

KIRSHBAUM, D. J. e DURRAN, D. R.. Atmospheric Factors Governing Banded Orographic Convection. **Journal of Atmospheric Sciences**, v.62, p 3758-3774, 2005.

KNEIB, R. O. Estudo observacional das linhas de instabilidade no Estado do Paraná. Dissertação (Mestrado em Meteorologia). Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, orientador: Manoel Alonso Gan. 2004.

MARENGO, J. A., SOARES, W. R., SAULO, C. e NICOLINI, M. Climatology of the Low-level jet east of the Andes as derived from the NCEP-NCAR reanalysis: Characteristics and temporal variability. **Journal of Climate**, 17, p2261-2280.2004.

RAYMOND, D. J.. Instability of the low-level jet and severe storm formation. **Journal of Atmospheric Sciences**, v35, p2274-2280, 1978.

RINEHART, R. E., Radar for Meteorologists. Grand Forks, North Dakota, p 334, 1991.

STENSRUD, D. J.. Importance of Low-level Jets to climate: A Review. **Journal of Climate**, v. 9, n 8, p 1698-1711. 1996.

TROEN, I. e MAHRT, L.. A simple model of the Atmospheric Boundary Layer: sensitivity to surface evaporation. **Boundary Layer Meteorology**, 37: p. 129-148, 1986.

UCCELLINI, L. W.; JOHNSON, D. R.. The coupling of upper and lower tropospheric jet streaks and implications for the development of severe convective systems. **Monthly Weather Review**, v107(6), p662-703, 1979.

WHITEMAN, C. D., XINDI B. e SHIYUAN Z.. Low-level jet climatology from enhanced Rawinsonding observations at a site in the Southern Great Plains. **Journal of Applied Meteorology**, v. 36, p. 1363-1376, 1997.

YOSHIZAKI, M.; KATO, T.; TANAKA, Y.; TAKAYAMA, H.; SHOJI, Y. e SEKO, H.. Analytical and numerical study of the june 1998 orographic rainband observed in western Kyushu, Japan. **Journal Meteorology Society Japan**. V.78, p. 835-856, 2000.

ZAENGL, G.. A generalized sigma coordinate system for the MM5. **Monthly Weather Review**. v131, p2875-2884, 2003.

Submetido em: 28/outubro/2009

Aceito em: 27/abril/2010