

INFLUÊNCIA DOS JATOS EM MÉDIOS E BAIXOS NÍVEIS NOS PROCESSOS DE NUVEM: ESTUDO NUMÉRICO DE UMA LINHA DE INSTABILIDADE AMAZÔNICA

CLÊNIA RODRIGUES ALCÂNTARA¹, ENIO PEREIRA DE SOUZA¹, MARIA ASSUNÇÃO FAUS
DA SILVA DIAS², BRUNO BIAZETO²

¹Universidade Federal de Campina Grande, Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas (UFCG/UACA),
Campina Grande, PB, Brasil

²Universidade de São Paulo, Departamento de Ciências Atmosféricas (USP/DCA), São Paulo, SP, Brasil

clenia@dca.ufcg.edu.br, esouza@dca.ufcg.edu.br, massuncao.dias@gmail.com, bruno@master.iag.usp.br

Recebido Outubro de 2012 - Aceito Junho de 2013

RESUMO

As linhas de instabilidade (LI) são tempestades multicelulares e é bem conhecido que fatores como o cisalhamento vertical do vento podem agir para organizar a convecção, porém há poucos indícios de como jatos de médios e baixos níveis podem alterar os processos de nuvens e, por sua vez, interferir na intensidade, duração e propagação desses sistemas. Este trabalho tenta mostrar esse papel utilizando um caso de LI amazônica simulada a partir de um perfil atmosférico do vento em Belém - PA às 12:00 UTC do dia 30 de maio de 2008. Para isso, uma série de 8 experimentos numéricos, alterando-se o perfil do vento e utilizando-se o BRAMS, foi realizada. Os resultados mostraram que com a ocorrência de um jato profundo e intenso até os médios níveis pode haver uma maior ventilação nas nuvens, implicando em mais evaporação e secagem, ou seja, maior entranhamento. O entranhamento sendo maior pode interferir nas correntes descendentes, nas piscinas frias, na convergência à frente do sistema e nas correntes ascendentes, de forma que mais energia pode estar disponível para o sistema. Assim, as LI têm maior possibilidade de se propagarem com maior velocidade e perdurarem por mais tempo. **Palavras-chave:** Linhas de Instabilidade Amazônicas, Jatos de Baixos Níveis, BRAMS, Amazônia, Jatos de Médios Níveis.

ABSTRACT: INFLUENCE OF MEDIUM AND LOW LEVEL JET IN CLOUD PROCESSES:
NUMERICAL STUDY OF AN AMAZON SQUALL LINE

Squall lines (SL) are multicellular storms and it is well known that factors such as vertical wind shear can act to organize their convection. However there is few evidences of how medium and low level jets can alter the cloud processes, and as a consequence to affect the intensity, duration and propagation of such systems. This work attempts to clarify those jets role by discussing a simulated case of an Amazon SL based on an atmospheric wind profile over Belem - Brazil at 12:00 UTC of May 30, 2008. To accomplish the proposed goal a set of eight numeric experiments, with different wind profiles was performed using the BRAMS model. The results showed that the occurrence of a deep and intense jet may increase ventilation in clouds, resulting in more evaporation and drying, i.e. more mass entrainment. If the entrainment is higher, it can influence downdrafts, cold pools, convergence ahead of the system, and updrafts, so that more energy can be available to the system. Thus, under these conditions SL are more likely to propagate at higher speed with longer life time.

Keywords: Amazonian Squall Line, Low Level Jet, BRAMS, Amazonia, Medium Level Jet.

1. INTRODUÇÃO

As linhas de instabilidade fazem parte das chamadas tempestades multicelulares descritas na literatura (Weisman e Klemp, 1986; Cotton e Anthes, 1989; Houze, 1993), pois elas podem ser pensadas como um aglomerado de células de curta duração. As correntes frias que saem de cada célula combinam-se para formar uma grande frente de rajada. A convergência ao longo desta borda principal, geralmente, fica mais forte na direção do movimento da tempestade. Esta convergência dispara o desenvolvimento de novas correntes ascendentes ao longo e atrás da frente de rajada, de forma que novas células evoluem.

É bem conhecido que fatores como o cisalhamento vertical do vento podem agir para organizar a convecção em sistemas de mesoescala (Byers e Braham, 1949; Newton, 1950; Hane, 1973; Thorpe *et al.*, 1982; Bluestein e Jain, 1985; Rotunno *et al.*, 1988 (de agora em diante RKW); LeMone *et al.*, 1998; Weisman *et al.*, 1988 (de agora em diante WKR); Fovell e Ogura, 1989; Robe e Emanuel, 2001). Usando modelo numérico bidimensional, Thorpe *et al.* (1982) notaram que as linhas de instabilidade simuladas foram mais fortes em ambientes no qual o cisalhamento vertical foi confinado aos baixos níveis. RKW e WKR notaram uma dependência similar da extensão e longevidade da linha de instabilidade com o cisalhamento do vento, usando simulações bi e tri dimensionais. Observaram também que a linha simulada manteve-se através da regeneração de novas células ao longo da borda da piscina fria, produzida durante o decaimento das células velhas. RKW e Weisman e Rotunno (2004) encontraram que a habilidade da piscina fria em levantar o ar da camada limite ao seu nível de convecção livre (e produzir novas células) é aumentada com o cisalhamento em baixos níveis, e concluíram que a interação cisalhamento-piscina fria é um elemento central no entendimento da manutenção das fortes linhas de instabilidade na ausência de forçantes externos significativos (como, frentes frias e etc.).

Desta discussão uma pergunta surge. Um balanço apropriado entre a circulação gerada pela piscina fria e a circulação associada com o cisalhamento em baixos níveis é um requisito necessário para sustentar linhas de instabilidade com maior tempo de vida e mais intensas, como sugerido por RKW, WKR e Rotunno *et al.* (1990), ou outros aspectos do perfil de cisalhamento, como camadas de cisalhamento mais profundas ou jatos em médios níveis, podem ser importantes no controle da estrutura do sistema, intensidade e longevidade? Alguns autores indicaram que esta relação é um pouco mais complexa do que a relação pensada por RKW e WKR.

Tompkins (2001), por exemplo, observou que nas situações de convecção profunda sobre o oceano, sob baixo cisalhamento vertical do vento, o mecanismo pelo qual as

piscinas frias geradas convectivamente disparam novas células convectivas profundas é completamente diferente do papel de levantamento dinâmico previamente assumido. Apesar do fato de que Rotunno *et al.* (1988) propuseram que a piscina fria gerada pelas circulações sem cisalhamento vertical do vento em baixos níveis inibe levantamento profundo e não conduz a formação de novas células convectivas profundas, este papel dinâmico das piscinas frias foi o único mecanismo sugerido anteriormente. De fato, o papel da piscina fria de inicialização de nova convecção em situações de baixo cisalhamento do vento é mais um papel termodinâmico do que dinâmico (Zipser, 1977; Whilhelmson e Chen, 1982; Peterson Jr, 1984; Mapes, 2000).

Quanto às LI amazônicas, trabalhos como de Cohen (1989) e Silva Dias e Ferreira (1992) são pioneiros na identificação destes sistemas e observação da presença de jatos de baixos níveis associados.

Silva Dias e Ferreira (1992) aplicaram um modelo linear simples para verificar a dependência da velocidade de soluções instáveis propagantes ao perfil vertical do vento. Foram estudados quatro casos, nos quais o caso 1 correspondeu à média dos perfis de vento de dias em que se observou a formação de LI; o caso 2, em que se observou a formação de linhas de cumulonimbus sem propagação; o caso 3, sem a formação de sistemas convectivos organizados e o caso 4 com a média de 5 dias consecutivos nos quais se observou a formação de LI. Os perfis verticais do vento para os casos 1 e 4 mostraram um máximo relativo na velocidade em aproximadamente 800 hPa, com intensidade de 13 ms^{-1} e direção de leste. No caso 1, o modelo produziu um modo instável, mas com velocidade mais baixa que os casos observados de LI. No caso 4, foram produzidos modos instáveis com velocidades comparáveis àquelas observadas. Além disso, a profundidade do jato de baixos níveis (JBN) e o cisalhamento para estes casos foram maiores. Para os casos 2 e 3, a intensidade do vento foi de 10 ms^{-1} e o modelo foi consistente em não ter um distúrbio instável propagante.

Cohen *et al.* (1995) documentaram as condições ambientais associadas com as LI na ocasião do ABLE 2B. Verificaram que o vento zonal médio máximo ocorreu em torno de 800 hPa em todos os casos e que havia uma camada contendo velocidade constante, sendo que esta camada variava entre as diferentes situações estudadas.

Mais recentemente, Alcântara *et al.* (2011) fizeram uma climatologia de 10 anos de casos de LI que se formam na costa norte do Brasil e confirmaram que um JBN mais profundo estaria associado com linhas de instabilidade que se propagaram por longas distâncias. Neste caso, suspeitou-se que o JBN estaria favorecendo a intrusão de ar mais seco e frio pelos médios níveis, aumentando a intensidade das correntes descendentes e, por consequência, aumentando a intensidade da piscina fria dos sistemas (Betts, 1976; Betts e Silva Dias, 1979).

Assim, o objetivo deste trabalho é tentar compreender características da dinâmica associada com as LI amazônicas e, mais especificamente, como os jatos de médios e baixos níveis interagem com estes sistemas, qual sua importância e qual sua sensibilidade com relação às características cinemáticas do ambiente.

2. SIMULAÇÕES NUMÉRICAS

Foram feitas simulações utilizando-se o *Brazilian developments on the Regional Atmospheric Modelling System* (BRAMS) [Freitas *et al.*, 2007] versão 5.02. As simulações utilizaram condição inicial homogênea, isto é, a condição inicial é dada por um perfil vertical de temperatura, umidade relativa e velocidade e direção do vento igual para todos os pontos de grade. A razão para o uso dessa opção é que dessa forma pode-se controlar as características do perfil inicial e avaliar seu impacto na simulação do sistema pretendido. A justificativa para o uso desse tipo de inicialização, ao invés de uma inicialização heterogênea mais realista, está no fato de que para um sistema de mesoescala a informação inicial representando a grande escala pode ser considerada, em primeira aproximação, como constante na área de formação do sistema.

As características comuns às simulações estão resumidas na Tabela 1. As simulações foram desenvolvidas em um tempo total de 12h com saídas a cada 30 minutos. Apenas uma grade foi utilizada com 300 X 300 pontos em x e y, 36 níveis em z e 11 níveis no solo, centralizada nas coordenadas de Belém – PA [1,4°S; 48,5°W]. A resolução horizontal foi de 6 km e a vertical de 120 m a partir da superfície e aumentando a uma taxa de 1,2 até um máximo de 1000 m. Foram utilizados arquivos de entrada da topografia com 1 km de resolução e de temperatura da superfície do mar com resolução temporal semanal. As parametrizações escolhidas foram de Chen e Cotton (1983, 1987) para a radiação de onda curta e onda longa, que considera os processos de nuvem de forma que todo condensado é líquido, as parametrizações de cúmulos e cúmulos rasos foram desativadas e a de microfísica foi ativada no nível 3, ou seja, foi considerado o esquema completo de momento simples (Walko *et al.*, 1995). As informações de microfísica inseridas no modelo correspondem a uma atmosfera limpa típica da região (Martins *et al.*, 2009). Por fim, a tabela mostra os 11 níveis de solo escolhidos e grau de saturação de cada nível, ou seja, a porcentagem de umidade encontrada em cada nível.

A simulação principal, chamada simulação controle (SC), foi feita utilizando-se uma sondagem retirada do banco

Tabela 1 – Características gerais das simulações.

Tempo de simulação	12 horas
Início	12 UTC de 30 de maio de 2008
Saídas	30 min
Número de grades	1
Pontos em x, y, z e camadas de solo	(300X300), 36, 11
Δx e Δy	6 km
Δz, razão e Δz máximo	120, 1.2, 1000
Centro do domínio	1,4°S; 48,5°W (Belém – PA)
Arquivos de topografia	USGS, com 1 km de resolução
Arquivos de TSM	NCEP, semanal
Microfísica	3
Radiação de ondas curta e longa	Chen e Cotton
Parametrização de cúmulos	Desativada
Umidade do solo	Homogênea
Níveis de solo	
-3; -2; -1; -0,5; -0,3; -0,2; -0,15; -0,1; -0,05; -0,03; -0,01	
Grau de saturação	
0,45; 0,45; 0,45; 0,39; 0,39; 0,39; 0,39; 0,39; 0,39; 0,39; 0,39	

de dados da Wyoming University (<http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>) para Belém – PA das 1200 UTC de 30 de maio de 2008 (ver Figura 1), que corresponde a momentos antes da formação de uma linha de propagação do tipo 1, segundo classificação de Cohen *et al.* (1995). Logo, foi um sistema que realmente se desenvolveu na região e que teve propagação entre 170 e 400 km.

Percebe-se que a sondagem teve temperatura à superfície próxima dos 28 °C (Figura 1a) e com razão de mistura próxima dos 19 gkg⁻¹ (Figura 1b). Observando o perfil de temperatura, percebe-se que ela diminuiu ao longo da atmosfera chegando até -83,5 °C em 100 hPa. A razão de mistura caiu rapidamente com a altura, de forma que em 400 hPa seu valor foi de aproximadamente 0,6 gkg⁻¹. A Figura 1c mostra que houve um jato em médios níveis e outro jato em baixos níveis com máximos que ocorreram em 850 e 400 hPa, com intensidade máxima de 10 e 12 ms⁻¹, respectivamente. Ou seja, o perfil de intensidade de vento mostra máximos relativos em torno destes níveis. Também apresentou um jato em altos níveis com máximo em 100 hPa e 15 ms⁻¹ de intensidade. Quanto ao cisalhamento direcional (Figura 1d), tem-se que foi fraco entre 850 e 450

hPa, sendo o vento predominantemente de leste. O jato em altos níveis também foi de leste.

As demais simulações foram feitas com o intuito de entender o impacto do cisalhamento do vento, nos médios e baixos níveis, na formação e desenvolvimento do sistema aqui estudado, em especial, a contribuição do JBN. As situações estudadas são aquelas mostradas na Figura 2 e estão resumidas na Tabela 2. A Simulação Idealizada 1 (SI1) corresponde a média móvel de 3 pontos do perfil original e com ela pretende-se identificar qual a importância dos dois máximos relativos observados no perfil do vento, um em 850 hPa e outro em 400 hPa. SI2 e SI3 foram desenvolvidas para se entender as diferenças observadas entre SC e SI1. Em SI2, o perfil de intensidade do vento observado em SC foi alterado no nível de 700 hPa. Este valor foi aumentado para que não houvesse tanto cisalhamento entre os jatos de médios e baixos níveis. O perfil observado em SI3 foi alterado a partir de SI1, aumentando o valor da intensidade do vento em 700 hPa. SI4 e SI5 tentam complementar o entendimento do que foi observado com as simulações anteriores. Ambos têm perfil de intensidade alterado a partir de SI2. SI4 teve os valores de intensidade diminuídos

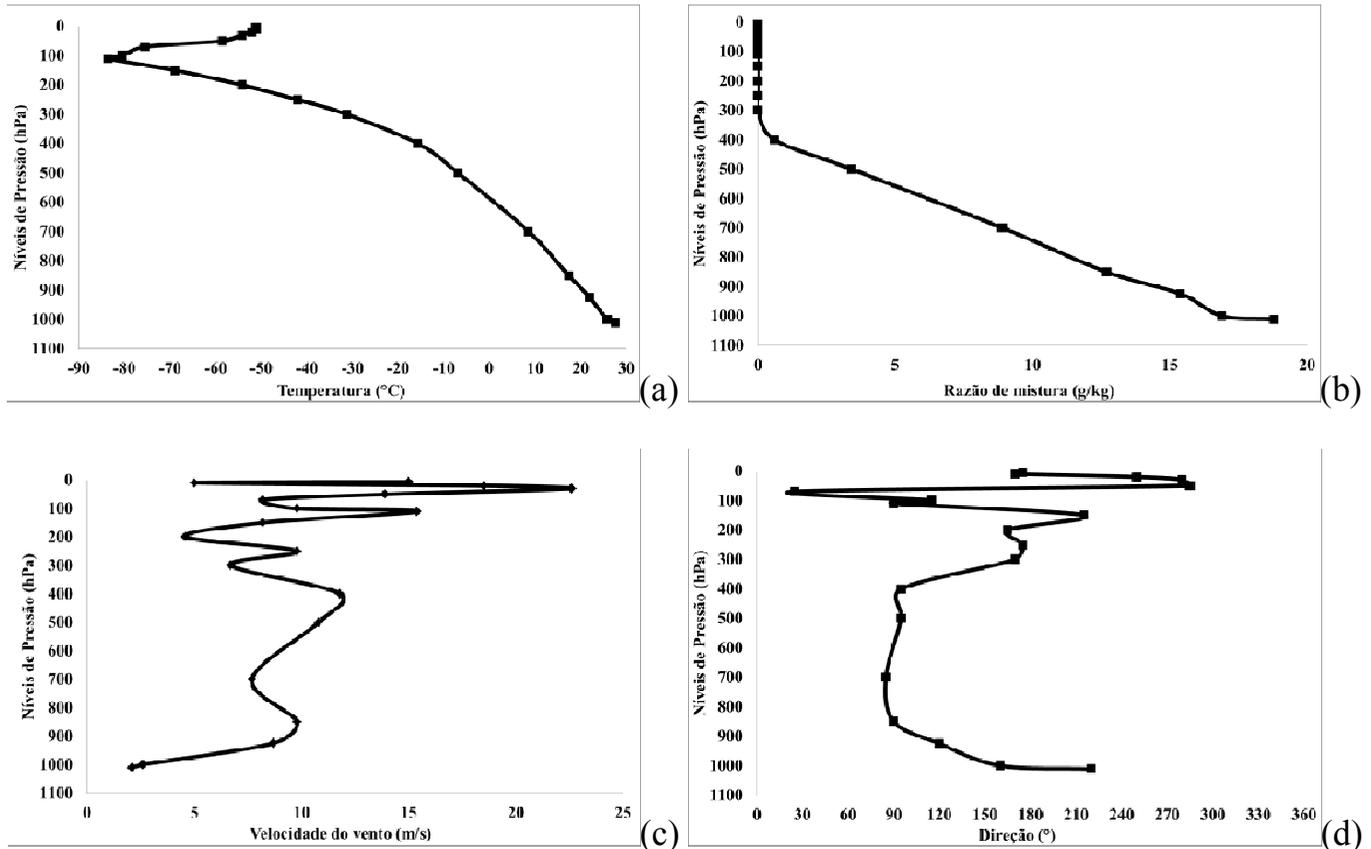


Figura 1 - Sondagem de Belém - PA do dia 30 de maio de 2008 às 1200 UTC, em que (a) é a temperatura ambiente (°C), (b) razão de mistura (gkg⁻¹), (c) velocidade (ms⁻¹) e (d) direção (°) do vento.

Tabela 2 – Experimentos realizados e suas descrições.

Experimento	Descrição
SC	Perfis de velocidade e direção do vento originais da radiossondagem de Belém – PA do dia 30 de maio de 2008 às 1200 UTC
SI1	Perfil de velocidade do vento construído com média móvel de 3 pontos a partir da simulação controle
SI2	Perfil de velocidade do vento com JBN profundo até médios níveis, aumentou-se a intensidade do vento em 700 hPa
SI3	Perfil de velocidade do vento construído a partir de SI1, aumentou-se a intensidade do JBN em 700 hPa
SI4	Perfil de velocidade do vento construído a partir de SI2, diminuiu-se a intensidade entre 700 e 400 hPa
SI5	Perfil de velocidade do vento zerado acima de 300 hPa
SI6	Perfil com intensidades e direções do vento iguais a zero
SI7	Perfil de direção do vento com acentuado cisalhamento direcional em 700 hPa

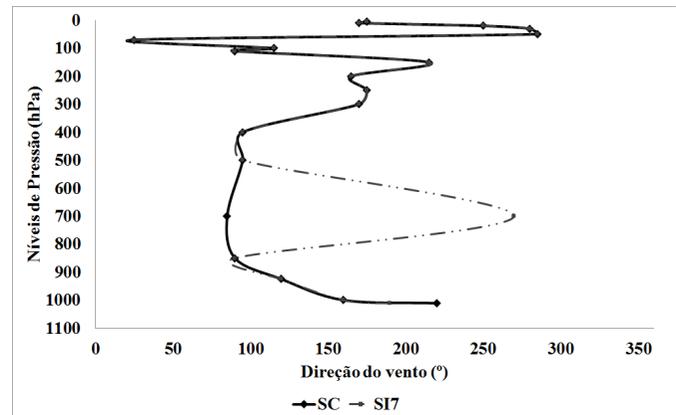
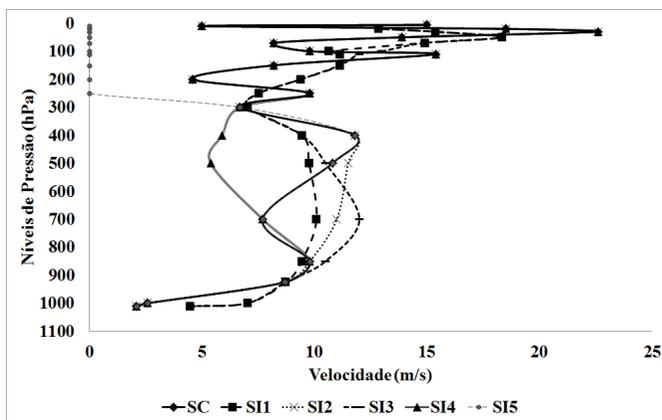


Figura 2 - Perfis de velocidade e direção do vento para alguns experimentos idealizados.

entre 700 e 400 hPa para eliminar o jato em médios níveis e SI5 teve seu perfil zerado acima de 300 para eliminar o jato observado em altos níveis. Por fim, SI6 corresponde aos perfis de velocidade e direção do vento zerados e SI7 corresponde ao perfil alterado da direção do vento entre 900 e 400 hPa, já que esta corresponde a uma camada quase sem cisalhamento direcional. Para este último experimento, o perfil de velocidade do vento corresponde ao mesmo observado em SI2 (Figura 2b).

3. RESULTADOS DA SIMULAÇÃO CONTROLE

Serão analisadas a seguir figuras que mostram a evolução temporal das linhas de corrente do vento horizontal e das razões de mistura de líquido mais gelo (gkg^{-1}) a 3000 m

acima da superfície (Figura 3), da componente vertical do vento (ms^{-1}) e da umidade específica (gkg^{-1}) a 1000 m (Figura 4) e da temperatura (K) e da velocidade do vento horizontal (ms^{-1}) em 500 m (Figura 5). Estes níveis foram escolhidos para uma melhor visualização do sistema.

Uma linha de instabilidade começou a surgir 5 horas após o início da simulação. Ela pode ser vista paralela à costa e com orientação de noroeste-sudeste sempre perpendicular ao escoamento em 3000m que foi, aproximadamente, de leste e pode ser visto na Figura 3. Trata-se de um sistema com vários núcleos de convecção, que vão ficando cada vez mais profundos com o passar do tempo, chegando a valores de razão de mistura de líquido e gelo acima de $0,6 gkg^{-1}$. Estão muito bem organizados em linha e se propagam na medida em que

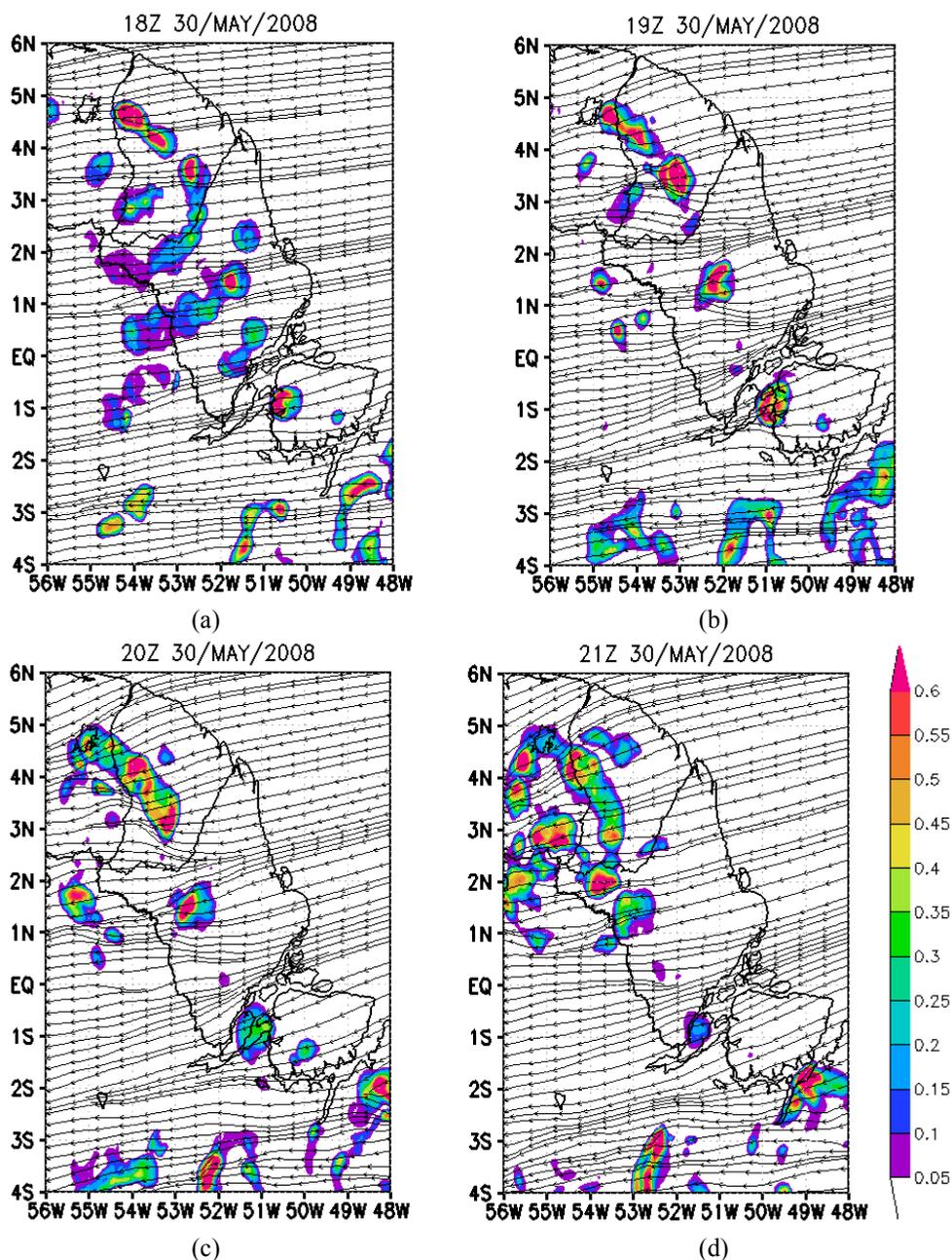


Figura 3 – Evolução temporal do vento horizontal (linhas de corrente) e das razões de mistura de líquido mais gelo (gkg^{-1}) [escala de cores] a 3 km de altitude após as (a) 6, (b) 7, (c) 8 e (d) 9 horas de simulação para o caso Controle.

o tempo avança até sair da grade em estudo. Sua velocidade foi em torno de 25 ms^{-1} e o comprimento inicial de 750 km, aproximadamente, sendo que até sair da grade, percorreu em torno de 490 km. Estas características são semelhantes às encontradas no sistema que realmente aconteceu neste dia.

O sistema simulado surgiu da formação da circulação de brisa marítima que ocorreu poucas horas antes, aproximadamente às 1500 UTC. A circulação de brisa pode ser vista de forma bem definida na Figura 4a pelas regiões distintas de ascendência e descendência, localizadas ao longo da linha da costa. As regiões

de ascendência se encontram no continente e as de descendência, no mar, caracterizando a presença de uma brisa marítima. Uma hora depois (Figura 4b), se percebe que a frente de brisa está formada e se deslocou no sentido do interior do continente, provavelmente devido à intensificação dos ventos alísios. À medida que o tempo avança, essa frente de brisa toma novas dimensões e passa a se propagar com maior velocidade, já como uma linha de instabilidade bem formada (Figura 4d).

Percebe-se que as células do sistema são formadas por várias regiões de descendência envoltas em uma região de

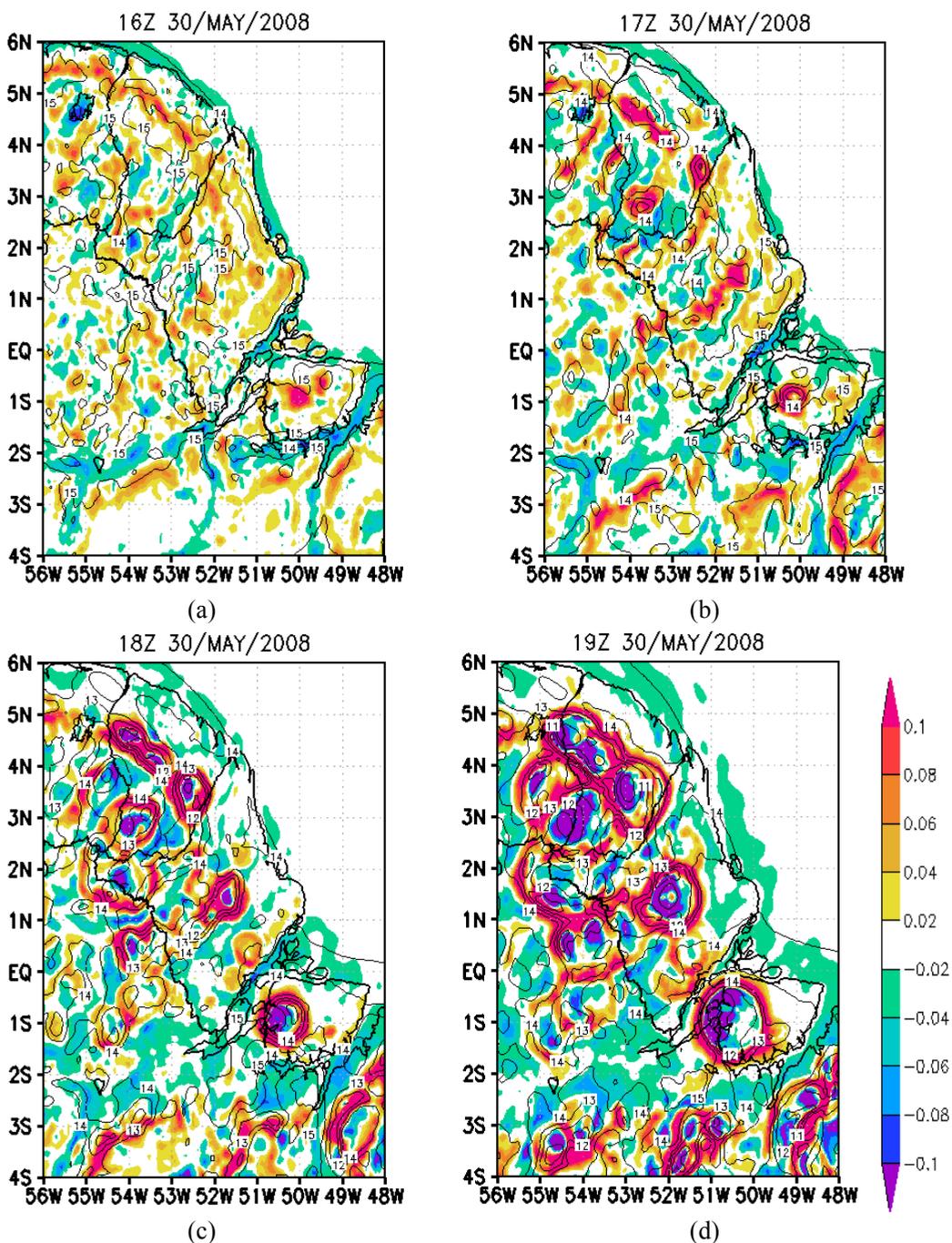


Figura 4 – Evolução temporal da componente vertical do vento (ms⁻¹) [escala de cores] e da umidade específica (gkg⁻¹) [linhas de contorno] a 1 km após as (a) 4, (b) 5, (c) 6 e (d) 7 horas de simulação para o caso Controle.

ascendência, ambas com intensidade superior a 0,1 ms⁻¹. Através da simulação, também é possível observar a formação de várias células novas a frente do sistema à medida que este se propaga. No início da formação da brisa marítima, a umidade específica na grade é praticamente homogênea e igual a 15 gkg⁻¹. Com a formação e evolução da linha, as regiões de descendência passam a estar associadas com mínimos relativos de umidade específica e as de ascensão passam a estar relacionadas com

máximos relativos. De forma que nas regiões de descendência, a umidade específica se mostrou de 10-11 gkg⁻¹ e nas regiões de ascensão foi de 15-16 gkg⁻¹. A diferença entre a umidade específica das duas regiões chegou a 6 gkg⁻¹ em algumas células.

O contraste de temperatura entre terra e mar foi em torno de 6 K em algumas regiões, antes da formação da linha de instabilidade (Figura 5). Com a formação da LI, surgiram regiões de mínimos relativos de temperatura (Figura 5b). Estas

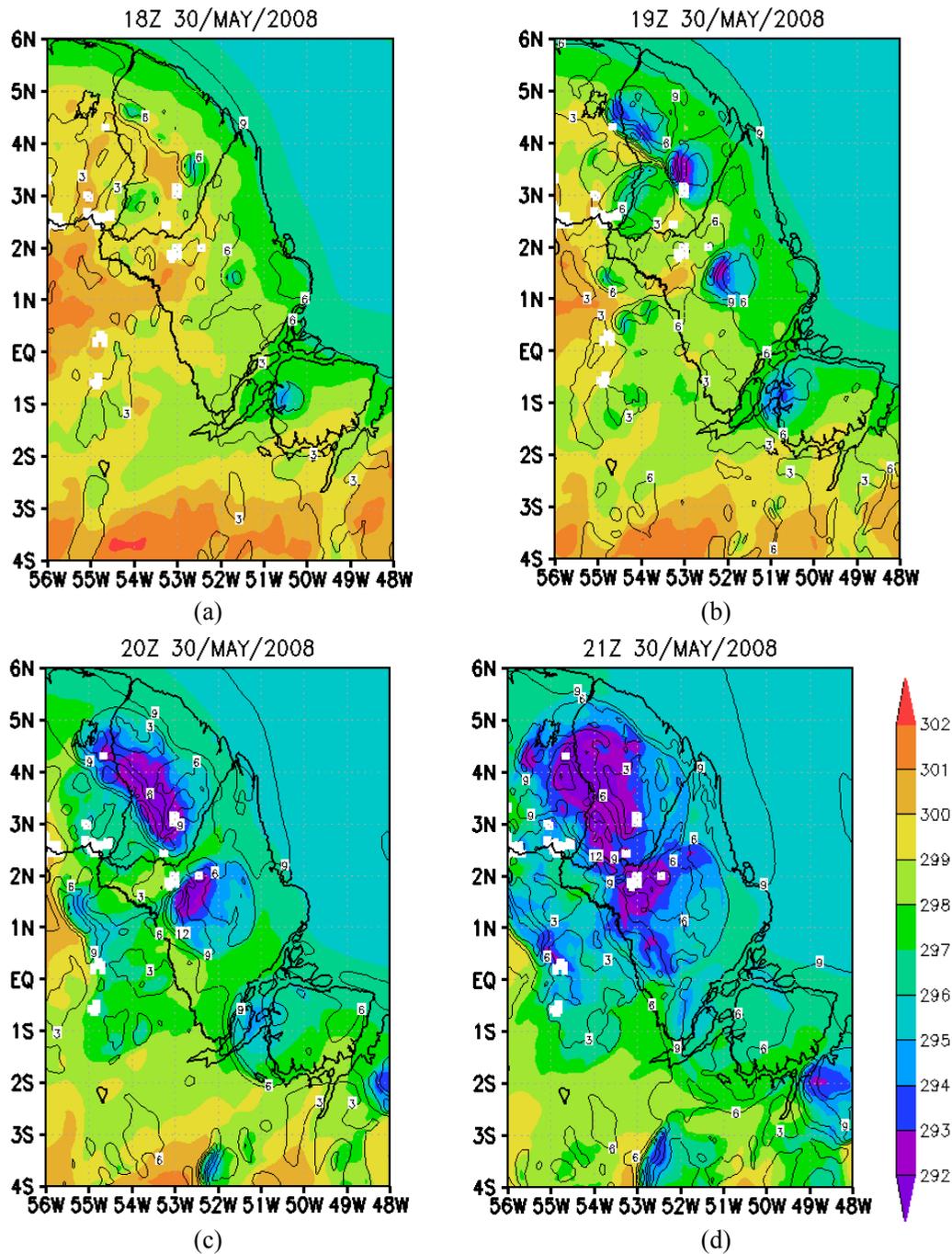


Figura 5 – Evolução temporal da temperatura (K) [escala de cores] e da velocidade do vento horizontal (ms^{-1}) [linhas de contorno] a 500 m após as (a) 6, (b) 7, (c) 8 e (d) 9 horas de simulação para o caso Controle.

regiões correspondem às regiões de descendência e baixa umidade específica observadas na Figura 4, de máximo valor de razão de mistura de líquidos e gelo na Figura 3 e compõem a piscina fria do sistema. Estas regiões de mínimos relativos de temperatura surgem associadas com a região de bigorna da linha de instabilidade. Inicialmente, o valor deste contraste é de apenas 3 K entre a frente e a retaguarda do sistema. No auge de desenvolvimento da LI, essa diferença de temperatura entre os

dois setores é de mais de 6 K, possibilitando o desenvolvimento de uma linha de instabilidade vigorosa e propagante. Também é possível verificar pela Figura 5, que as maiores velocidades horizontais estão à frente dessas regiões de menor temperatura. Elas coincidem com as regiões de movimentos ascendentes e as de maiores valores de umidade específica, vistas anteriormente, e correspondem à frente de rajada da LI. As velocidades horizontais chegaram a 13 ms^{-1} na frente de rajada e apenas 4

ms^{-1} na retaguarda do sistema, por volta das 2100 UTC (Figura 5d), quando ela está bem formada.

A Figura 6 mostra a evolução temporal do vetor (u ; $w*100$) e da razão de mistura de líquidos mais gelos (gkg^{-1}) sobre $3,5^\circ\text{N}$. Através dela é possível visualizar o desenvolvimento de uma célula convectiva que faz parte do sistema. A célula convectiva aparece na simulação a partir das 1630 UTC entre 52°W e $52,5^\circ\text{W}$, apoiada por uma região de movimentos ascendentes mais fortes. No decorrer do tempo, esse ramo ascendente se desenvolve muito rapidamente e, nos primeiros momentos, chegou a atingir 14 km de profundidade (Figura

6b). Às 1830 UTC, a célula já se mostrou com uma corrente ascendente muito intensa acima de 3 km e com a sua bigorna formada (Figura 6b). Ela atingiu sua intensidade máxima as 1930 UTC em torno de 53°W e, a partir deste momento, começou seu processo de dissipação. A corrente ascendente teve sua intensidade diminuída a partir das 2030 UTC (Figura 6d). Entre a superfície e 4 km de altura, se estabeleceu uma região de descendência do ar na base da célula. Também é possível verificar que uma parte da bigorna se desprendeu, ficando para trás, enquanto a célula ainda se propagou, mas já com uma velocidade bem menor do que nos seus primeiros estágios de

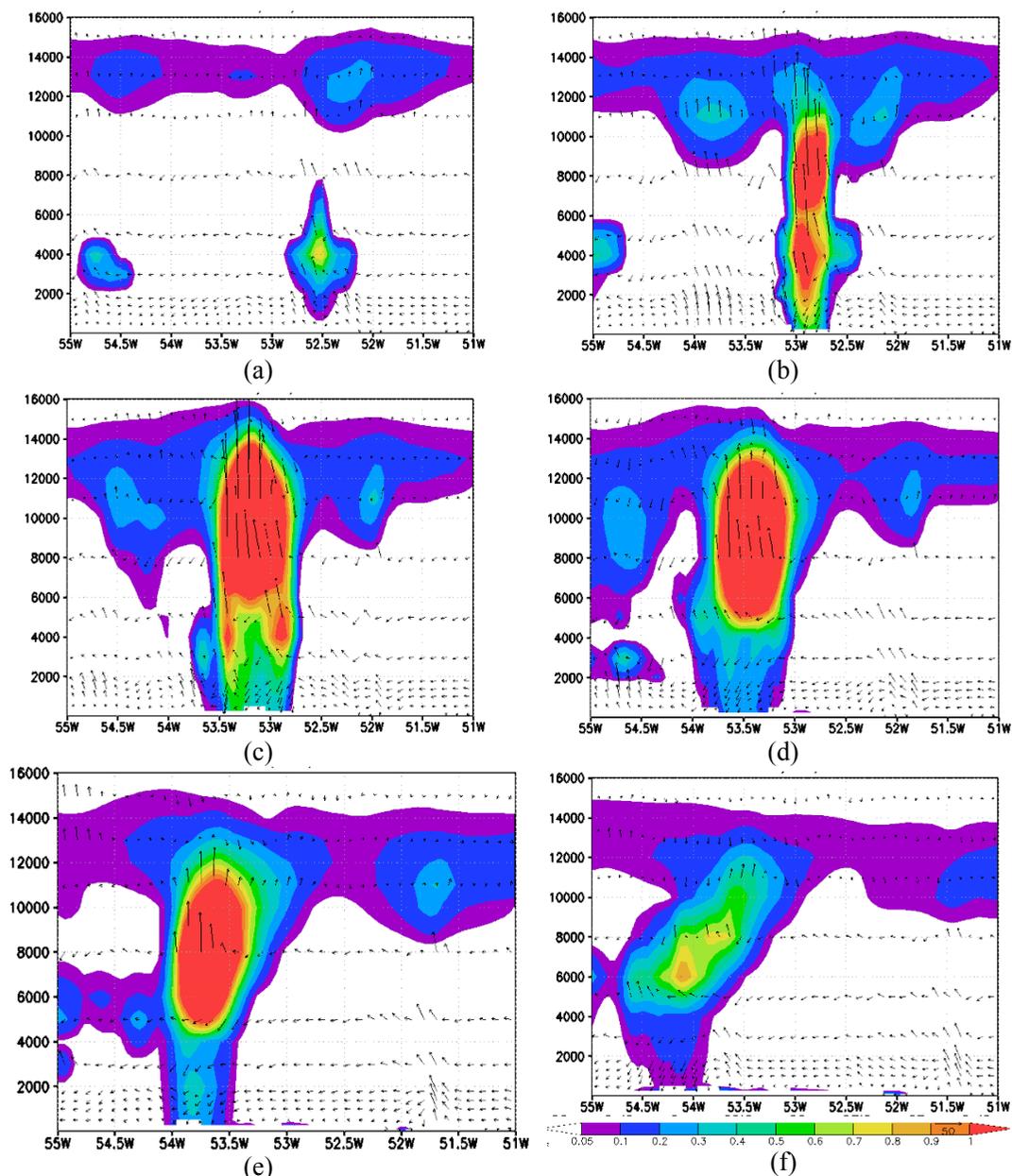


Figura 6 – Evolução temporal do vetor (u ; $w*100$) e da razão de mistura de líquidos mais gelos (gkg^{-1}) [escala de cores] sobre $3,5^\circ\text{N}$ após as (a) 5h 30min, (b) 6h 30min, (c) 7h 30min, (d) 8h 30min, (e) 9h 30min e (f) 10h 30min de simulação para o caso Controle.

desenvolvimento. Com o auxílio das figuras anteriores (Figuras 3, 4 e 5), pode-se perceber que esta célula convectiva, à medida que se dissipa, passa a fazer parte da chamada região de bigorna do sistema. A partir das 2230 UTC, ela se manteve estacionária entre 54° e 54,5°W, já com fraca corrente ascendente e com uma ampla região descendente em sua base, até a dissipação total.

4. RESULTADOS DOS TESTES DE SENSIBILIDADE

O experimento SII foi desenvolvido com um perfil de velocidade do vento correspondente a média móvel de 3 pontos do perfil original (ver Figura 2). O perfil de direção do vento permaneceu sem alterações. O intuito foi simplificar ao máximo o perfil original da velocidade do vento para que se pudesse saber que características são, realmente, importantes para a formação da linha de instabilidade. Como por exemplo, a importância dos dois máximos relativos de velocidade nos médios e baixos níveis. Assim, o perfil de velocidade do vento, introduzido no BRAMS, possuiu um JBN de leste com intensidade constante de 10 ms^{-1} entre 925 hPa e 400 hPa. Logo, se percebe que os dois máximos nos médios e baixos níveis, observados no perfil original, foram substituídos por uma camada de velocidade quase constante, porém com intensidade menor.

O que se pode perceber deste experimento é que as primeiras células surgem às 1800 UTC, com cerca de uma hora de atraso com relação à SC (não mostrado). São menos intensas e em apenas algumas se observa a razão de mistura de líquido mais gelo superior a $0,6 \text{ gkg}^{-1}$. Ela também surgiu a partir da frente de brisa, porém com menor intensidade do que o sistema do caso controle. Sua velocidade de propagação também foi menor do que a observada em SC. O atraso na formação do sistema pode ter se dado porque a frente de brisa não se intensificou tão rapidamente quanto em SC, embora a circulação de brisa tenha se desenvolvido de forma idêntica nos dois casos. Enquanto o contraste entre a frente e a retaguarda do sistema foi de até 8 K para o caso controle, neste experimento ficou em apenas 4 K. As indicações da formação da piscina fria só surgiram às 1900 UTC e suas áreas parecem menores e mais espaçadas do que na SC (não mostrado). A velocidade horizontal também se mostrou menor, com intensidade em torno de 3 ms^{-1} . Na vertical, tem-se que a corrente ascendente foi muito menos intensa, só aparecendo nesta simulação após às 1800 UTC. Uma célula profunda só surgiu às 1900 UTC atingindo 13 km, 1 km mais baixa que no caso controle.

Nas figuras que se seguem, estas diferenças se mostram mais claras. Elas apresentam a diferença entre a SC e SII para os campos de temperatura (K) e velocidade horizontal do vento (ms^{-1}) a 500m as 1900 UTC (Figura 7a), velocidade vertical (ms^{-1}) e razão de mistura (gkg^{-1}) a 1 km as 1900 UTC (Figura 8a) e, por fim, razão de mistura de líquidos e gelo (gkg^{-1}) e da

velocidade vertical (ms^{-1}) em uma seção vertical na latitude de 3,5°N as 1900 UTC (Figura 9a). Neste horário foi observado o auge de desenvolvimento do sistema para SC.

A temperatura da piscina fria no sistema simulado em SII foi maior do que em SC, desta forma o sistema se mostrou menos intenso (Figura 7a). Uma piscina fria menos intensa implica em um contraste de temperatura menor entre a frente e a retaguarda do sistema, que por sua vez, diminui a convergência na frente de rajada. Prova disto, é que a velocidade horizontal à frente das piscinas frias é menor em SII. Os valores positivos da velocidade vertical na Figura 8a indicam forte ascendência em SC quando comparado com SII. O padrão das diferenças, mostrado pela razão de mistura de líquido e gelo na Figura 9a, revela que a primeira célula de SII se formou a frente da célula única gerada em SC e com mais intensidade.

O perfil de velocidade do vento em SII contém uma camada muito profunda de velocidade quase constante entre 925 e 400 hPa. As células convectivas deslocaram-se com a velocidade do vento médio (Cotton e Anthes, 1989). Assim, no caso de existir cisalhamento vertical do vento definem-se regiões de entrada de ar e de saída de ar onde a velocidade relativa é diferente de zero. No caso de vento constante com a altura, praticamente não existe entranhamento, já que as LI se movem com o escoamento básico. Menos entranhamento de ar seco dos níveis médios, implica em correntes descendentes menos intensas, que por sua vez, implica em piscinas frias menos intensas. Outra característica do perfil introduzido é que o máximo de velocidade foi menor em 2 ms^{-1} do que no perfil de SC. Isso também pode ter contribuído para a formação de uma LI menos intensa, pois menores velocidades estão associadas com menor ventilação.

Para se entender um pouco mais das diferenças apresentadas entre as simulações SC e SII, foram desenvolvidas as simulações SI2 e SI3 (ver Figura 2). O perfil de velocidade introduzido em SI2 é uma alteração do perfil de SC. Nele, a velocidade em 700 hPa foi aumentado, de forma a fazer uma camada com maior velocidade, porém constante com 12 ms^{-1} , 2 ms^{-1} maior do que no caso SII. Já o perfil introduzido em SI3 é uma alteração de SII. Nele, o valor da velocidade do nível de 700 hPa foi aumentado (mais 2 ms^{-1}) para que houvesse maior cisalhamento no perfil de vento.

Os resultados das simulações mostram que a diferença entre SC e SI2 é muito pequena. Na Figura 9b, que mostra os campos de diferenças entre as simulações, fica possível perceber algumas delas. A temperatura é ligeiramente maior em SI2, com diferença em torno de 1 K. Na região de formação das novas células, SC possui temperatura ligeiramente maior. Quando se observa a Figura 8b, percebe-se que surgiu um padrão de dipólo, isto por que, SI2 teve uma célula que se propagou com mais velocidade do que a célula de SC. Embora seja mais rápida,

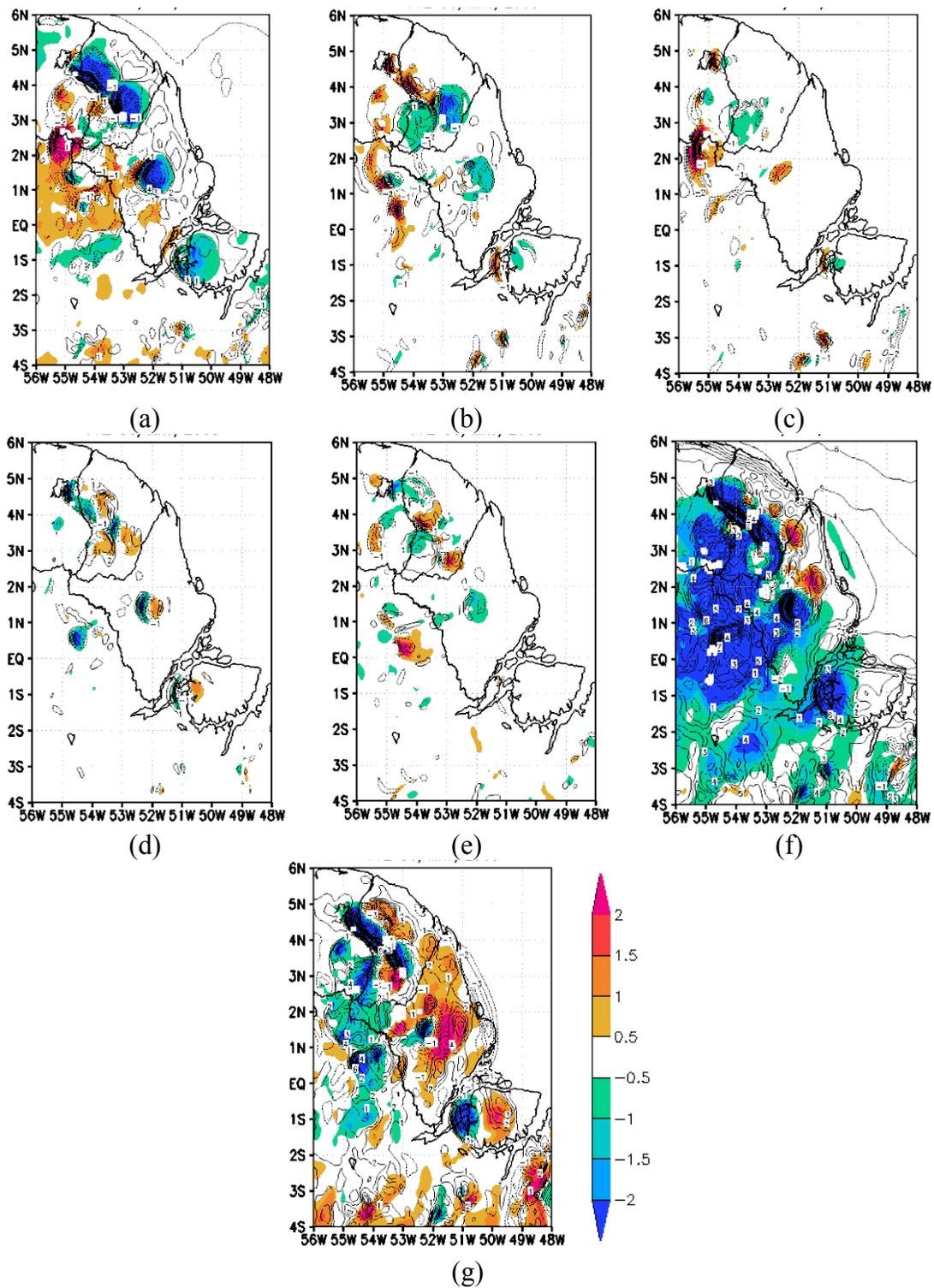


Figura 7 – Diferença de temperatura (K) [Escala de cores] e velocidade horizontal (ms^{-1}) [linhas de contorno] a 500 m entre as simulações (a) SC e SI1, (b) SC e SI2, (c) SI1 e SI3, (d) SI2 e SI4, (e) SI2 e SI5, (f) SI2 e SI6 e (g) SI2 e SI7 as 1900 UTC..

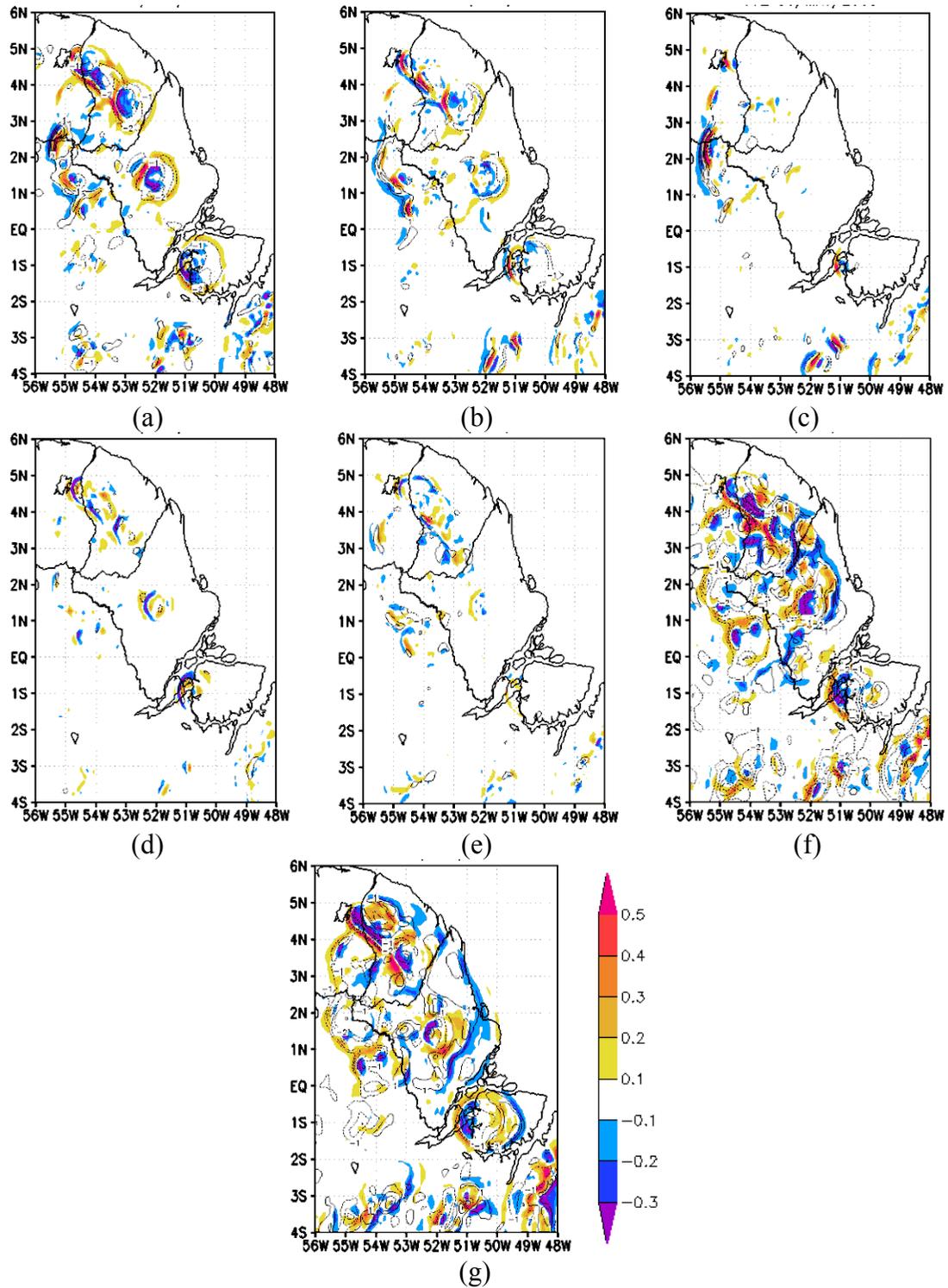


Figura 8 – Diferença da velocidade vertical (ms^{-1}) [escala de cores] e da umidade específica (gkg^{-1}) [contorno] entre as simulações (a) SC e SI1, (b) SC e SI2, (c) SI1 e SI3, (d) SI2 e SI4, (e) SI2 e SI5, (f) SI2 e SI6 e (g) SI2 e SI7 às 1900 UTC.

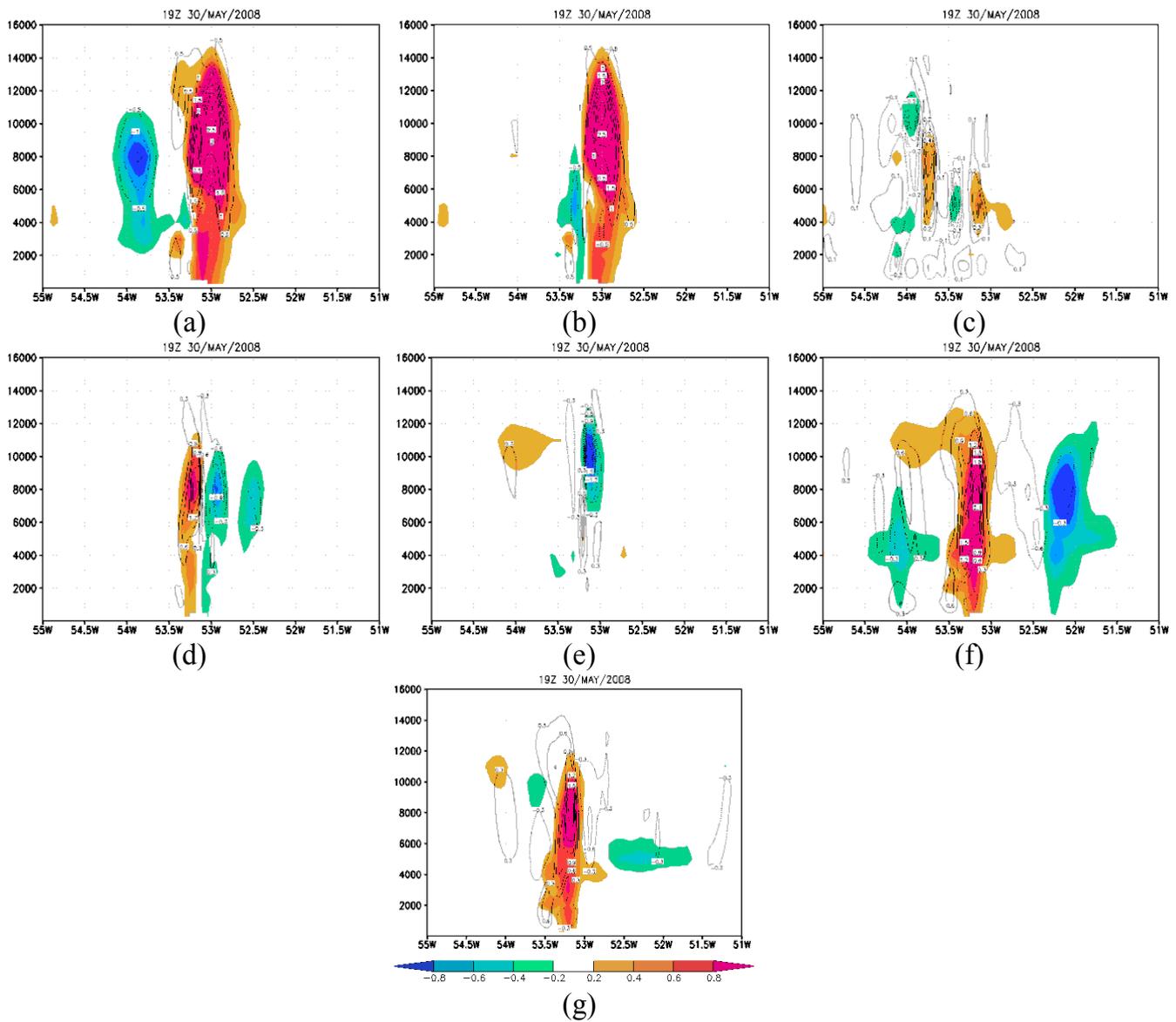


Figura 9 – Diferença da razão de mistura entre líquido mais gelo (gkg^{-1}) [escala de cores] e da velocidade vertical (ms^{-1}) [linhas de contorno] entre as simulações (a) SC e S11, (b) SC e S12, (c) S11 e S13, (d) S12 e S14, (e) S12 e S15, (f) S12 e S16 e (g) S12 e S17 às 1900 UTC.

a célula em S12 parece ter a mesma intensidade do que a de SC. Assim, um perfil de velocidade sem um JBN com dois máximos, ou seja, sem cisalhamento, foi capaz de produzir um sistema semelhante ao caso controle em intensidade, porém com velocidade de propagação um pouco maior.

A simulação S13 foi comparada a S11 e teve o perfil com velocidade do vento maior em 700 hPa, produzindo um sistema ligeiramente mais intenso do que em S11, por que algumas células se mostraram com a razão de mistura de líquido mais gelo maior do que $0,6 \text{ gkg}^{-1}$. Observando a temperatura a 500 m, percebe-se que em S13, a piscina fria do sistema formado é em torno de 1 K menor do que em S11 (não mostrado). A

seção vertical em $3,5^\circ\text{N}$ (Figuras 9c) mostram diferenças entre as simulações.

A razão de mistura de líquido e gelo foi maior em S11 nos médios níveis, porém, a corrente ascendente da célula em dissipação é menor do que em S13. Assim, S13 formou um sistema ligeiramente mais intenso, especialmente no final da passagem do sistema pela grade. Porém, a alteração no perfil não influenciou a velocidade de propagação do sistema, quando comparado com S11.

Os jatos de S12 e S13 tiveram a mesma intensidade (12 ms^{-1}), mas formaram sistemas com características diferentes. A linha de instabilidade de S12, produzida por uma camada

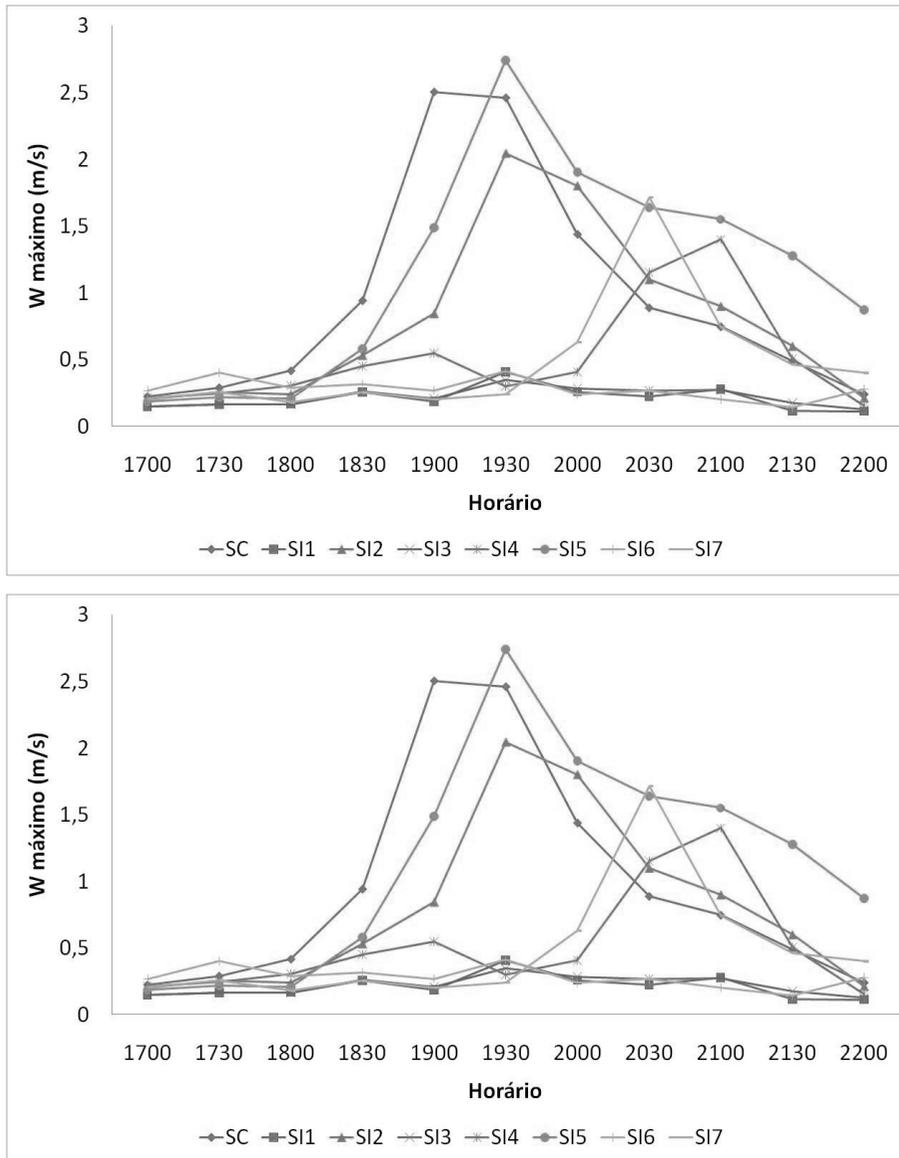


Figura 10 – (a) Valores máximos de velocidade vertical a 1000 m (ms^{-1}) e (b) valores mínimos de velocidade vertical a 1000 m (ms^{-1}) na latitude $3,5^{\circ}\text{N}$ entre 55°W - 51°W para os experimentos SC, SI1, SI2, SI3, SI4, SI5, SI6 e SI7.

profunda com velocidade quase constante, foi mais rápida. A diferença essencial dos perfis está entre 700 e 400 hPa, em que a velocidade é maior em SI2. Aparentemente, um menor cisalhamento entre estes níveis contribuiu para a formação de sistemas que se propagaram com maiores velocidades.

Os experimentos SI4, SI5 e SI6 foram desenvolvidos para complementar a idéia das simulações anteriores. Todos eles partem de alterações feitas no perfil de velocidade do vento da simulação idealizada SI2. Ela foi escolhida por produzir um sistema com velocidade de propagação maior.

SI4 foi desenvolvida para se entender melhor o papel da profundidade do JBN no desenvolvimento da LI. Para tanto, a camada de velocidade quase constante, que tem profundidade

inicial entre 925 e 400 hPa, foi reduzida e passou a ser entre 925 e 700 hPa (ver Figura 2).

Algumas diferenças podem ser vistas na intensidade das células, para SI2 e SI4. As regiões de ascensão e descendência parecem ligeiramente menores em SI4 quando comparadas com SI2.

Quando se observa a diferença de temperatura das duas simulações (Figuras 7d), aparece o primeiro indício de que o sistema em SI2 se propagou mais rapidamente do que o sistema em SI4 devido ao padrão das diferenças observado. Pela Figura 9d, que mostra a diferença entre a razão de mistura de líquido e gelo e as diferenças na velocidade vertical entre SI2 e SI4, essa diferença na propagação dos dois sistemas fica clara. A

célula mostrada neste corte vertical é bem menos intensa após as 1900 UTC em SI4, com corrente ascendente também menos intensa. Às 2200 UTC, a célula em SI2 ficou entre as longitudes de 54,5°W e 54°W, enquanto em SI4, se encontrou em torno de 53,5°W, isto é quase 1° de longitude de diferença. Assim, um perfil de velocidade do vento com JBN mais raso foi capaz de produzir uma linha de instabilidade com corrente ascendente menos intensa, piscina fria mais quente e que se propagou com velocidade menor do que a simulação inicializada com JBN mais profundo.

SI5 é uma simulação inicializada com o perfil de velocidade do vento contendo apenas o jato em baixos e médios níveis. Desta forma, a velocidade do vento foi zerada acima do nível de 300 hPa. O intuito aqui foi perceber até que ponto os jatos, por si só, foram capazes de influenciar a formação e o desenvolvimento do sistema. O que se percebe é que na horizontal, o sistema em SI5 não foi muito diferente da LI formada em SI2. Isto pode ser confirmado pelas Figuras 7e e 8e, que mostram as diferenças de temperatura e velocidade horizontal do vento às 1900 UTC e velocidade vertical e umidade específica às 1900 UTC entre SI2 e SI5.

Quando se passa a analisar as seções verticais dos dois experimentos, percebe-se que houveram diferenças entre as células mostradas (Figura 9e). Nesta comparação, os sistemas tiveram velocidades muito parecidas, porém com diferenças na intensidade das correntes ascendentes e descendentes e na razão de mistura de líquido mais gelo. SI5 mostrou ter correntes mais intensas da ordem de 1 ms^{-1} . SI5 também demonstrou ter células com maior conteúdo de razão de mistura de líquido e gelo, fazendo com que esta persistisse por mais tempo. Logo, tem-se que os jatos em baixos e médios níveis parecem ser as características principais do perfil de intensidade do vento para as linhas de instabilidade amazônicas, mas o vento em altos níveis também contribui. Uma vez que a diferença essencial entre os perfis é a ausência de um máximo relativo de intensidade no nível de 250 hPa para SI5, o jato em altos níveis pode limitar o alcance das correntes ascendentes e, conseqüentemente, seu vigor e o transporte de umidade para estes níveis.

Por fim, os dois últimos experimentos realizados, SI6 e SI7, foram idealizados para verificar as demais características observadas nos perfis de direção e velocidade do vento para este caso de linha de instabilidade da Amazônia. SI6 corresponde a um ambiente em que não se observa vento, ou seja, os perfis de velocidade e direção foram zerados. Por sua vez, SI7 tem o intuito de auxiliar na análise da importância da camada sem cisalhamento direcional observada no perfil de vento (Figura 1d). Esta camada coincide com aquela em que a velocidade é quase constante observada no perfil da LI e pode ser mais uma característica favorável para sua formação e desenvolvimento.

Quando se compara SI2 e SI6, percebe-se que a circulação de brisa ainda se forma na linha da costa no início da simulação, devido ao contraste entre continente e oceano, porém com menor intensidade do que nas simulações anteriores, pois as células se mostraram com menos núcleos de máxima razão de mistura. A convecção se formou por toda a área de estudo de forma desorganizada. As regiões de ascendência e descendência confirmaram a existência da brisa marítima que permaneceu na linha da costa por várias horas.

O padrão da umidade específica seguiu o padrão observado para a velocidade vertical, de forma que as regiões de ascendência das células possuíram mais umidade e as de descendência possuem menos umidade (Figura 8f). O contraste de temperatura entre continente e oceano se fez maior em SI6, do que nos casos onde houve a formação de linhas de instabilidade, cerca de 2 K. Assim como nos casos com as LI, a circulação de brisa também formou regiões com temperaturas menores e mais secas. Como a brisa não se propagou, esta região ficou confinada entre a região de convergência associada com ela e a costa. Esta região de convergência é bem menos definida do que nos casos nos quais se observa a formação de LI e menos intensa também. A diferença entre as velocidades horizontais chegou a 4 ms^{-1} .

O padrão observado na Figura 9f se dá pela propagação da LI em SI2 e por este sistema ser bem mais intenso, provocando alterações mais marcantes no ambiente. A convecção associada à brisa apareceu como uma célula bem definida em torno de 52°W às 1900 UTC. Ela atingiu profundidade superior a 14 km de altura e possuiu corrente ascendente bastante forte neste instante. Após este horário, ela passou a ser bem menos intensa, juntamente com a razão de mistura de líquido e gelo. Percebe-se que os movimentos ascendentes da LI chegaram a ser $2,6 \text{ ms}^{-1}$ mais intensos do que a corrente ascendente associada com a circulação de brisa. Assim, um ambiente com ausência total de vento, ainda foi capaz de desenvolver uma circulação de brisa marítima com características bem definidas, sem que esta se desenvolvesse e formasse uma linha de instabilidade.

A simulação SI7 foi a última desenvolvida aqui. O perfil original da direção do vento mostrou uma camada entre 850 e 500 hPa com direção quase constante e igual a 90°. Essa camada coincidiu com aquela em que se observou o Jato em médios níveis e o JBN no perfil de velocidade do vento. Assim, para verificar se a ausência de cisalhamento direcional é importante para a formação das LI, foi feita uma simulação em que se alterou o perfil de SI2 para uma situação com maior cisalhamento (ver Figura 2b).

O padrão observado na Figura 7g, que mostra a diferença de temperatura a 500m, é devido à intensidade e propagação da LI que se formou no experimento SI2. Junto à costa, o experimento SI2 mostrou temperaturas maiores do que em SI7 e, mais para o

interior do continente, SI7 se mostrou com um ambiente mais quente. Estas diferenças demonstraram as habilidades das linhas de instabilidade em alterar as características termodinâmicas do ambiente, diminuindo a temperatura e removendo a umidade do ambiente para níveis mais altos.

Quando se observa o corte na vertical, tem-se que essa linha costeira é bastante rasa e quase não pode ser diferenciada. Encontra-se em torno de 52°W, com uma corrente ascendente também muito fraca. Várias células individuais se formaram por todo o continente, a partir das 2000 UTC, e conseguiram atingir níveis mais altos da atmosfera, até 14 km. As diferenças observadas na Figura 9g são devido a estas formações.

A Tabela 3 sumariza as comparações feitas acima entre os experimentos realizados aqui e mostra as principais características observadas nos sistemas formados em cada simulação. Por sua vez, a Figura 10 mostra a velocidade vertical máxima (ms^{-1}) (a) e a velocidade vertical mínima (ms^{-1}) (b) observadas sob a latitude de 3,5°N entre 55°W e 51°W das 1700 UTC às 2200 UTC. Estas coordenadas foram escolhidas de forma que apenas a LI estivesse na área e o período corresponde aos estágios iniciais até a sua maturidade. Assim, os valores máximos de velocidade vertical são representativos das correntes ascendentes e os valores mínimos da velocidade vertical, das correntes descendentes.

Pela análise das simulações feita anteriormente, tem-se que a simulação que apresentou linha de instabilidade com maior velocidade de propagação foi SI2. Ela também apresentou corrente ascendente das mais intensas (aproximadamente $2,5 \text{ ms}^{-1}$). Sua corrente descendente também foi a mais intensa observada com aproximadamente $1,2 \text{ ms}^{-1}$.

Os perfis de SC e SI2 tem uma característica diferente, que são os jatos de médios e baixos níveis. Em SI2, o perfil é quase constante e igual a 12 ms^{-1} . Isto pode fazer diferença em

termos de cisalhamento, que influencia na ventilação das torres de cumulus e possibilita maior velocidade de propagação para o sistema, já que o entranhamento é quase homogêneo ao longo da camada para SI2.

A simulação idealizada SI5, que possuiu perfil zerado acima de 300hPa, sendo o JBN semelhante ao observado em SI2, demonstrou ter a maior velocidade vertical positiva de $2,7 \text{ ms}^{-1}$. Porém, sua corrente descendente (aproximadamente $0,8 \text{ ms}^{-1}$) foi menos intensa do que a observada em SI2.

SI4 possuiu perfil de JBN com metade da profundidade de SI2 e mesma intensidade. Esta simulação também demonstrou correntes ascendentes ($1,5 \text{ ms}^{-1}$) e descendentes ($0,4 \text{ ms}^{-1}$) menores que SI2. Ao se eliminar o jato em médios níveis e a profundidade do JBN pela metade (SI4), o sistema formado foi menos intenso e com velocidade de propagação também menor, embora a intensidade do JBN fosse mantida. Logo, pode-se perceber que é importante que se tenha maiores velocidades do vento em médios níveis para que a ventilação seja efetiva.

Estes resultados corroboram com o que foi encontrado por Silva Dias e Ferreira (1992), quanto ao perfil vertical médio da velocidade do vento, que mostrou um jato em baixos níveis mais forte e profundo nos dias com LI do que nos dias sem LI. Também concorda com Alcântara *et al.* (2011) em sua climatologia de 10 anos. Estes autores perceberam que o perfil médio encontrado para as LI propagantes possuem maior profundidade e podem se estender até os médios níveis. A intensidade do jato é uma variável importante, porém não determinante para a intensidade e propagação das LI.

5. CONCLUSÕES

Pode-se concluir que para se formar uma linha de instabilidade propagante, o perfil de velocidade do vento

Tabela 3 - Resumo das comparações entre os experimentos realizados destacando algumas características dos sistemas formados e suas intensidades

Experimentos	Intensidade do sistema	Circulação de brisa	LI	Velocidade propagação	Intensidade da piscina fria	Convergência a frente	Correntes ascendentes	Profundidade das células
SC-SI1	Menor	Sim	Sim	Menor	Menor	Menor	Menor	Menor
SC-SI2	Maior	Sim	Sim	Maior	Maior	Maior	Menor	Semelhante
SI1-SI3	Maior	Sim	Sim	Semelhante	Menor	Semelhante	Menor	Semelhante
SI2-SI4	Menor	Sim	Sim	Menor	Menor	Semelhante	Menor	Menor
SI2-SI5	Maior	Sim	Sim	Semelhante	Semelhante	Semelhante	Maior	Semelhante
SI2-SI6	Menor	Sim	Não	-	-	-	-	-
SI2-SI7	Menor	Sim	Não	-	-	-	-	-

deve conter um jato em baixos níveis intenso, com camada de velocidade quase constante até os médios níveis, ou seja, profundo. Além disso, esta camada também não deve conter cisalhamento direcional.

De fato, fica claro o quão complexo pode ser o ambiente de formação e desenvolvimento de tais sistemas na atmosfera, mesmo eliminando da análise vários fatores que podem interferir diretamente, como condições em grande escala, condições locais e fatores termodinâmicos. Diante das teorias citadas anteriormente, a teoria RKW que atribui ao JBN, com intensidade moderada e com profundidade restrita um papel primordial na longevidade dos sistemas, não parece ser a condição “ótima” para as linhas de instabilidade da Amazônia. Ela é apenas uma simplificação de um perfil de vento que pode ser muito mais complexo e em que suas características, tanto em baixos níveis, quanto em médios níveis podem ser efetivos na formação e desenvolvimento das linhas de instabilidade, pois todo ele pode interferir nos processos internos de nuvens. Esta complexidade é refletida diretamente na intensidade, longevidade e na propagação dos sistemas. Quanto a esta teoria, há apenas um consenso, os jatos em baixos níveis são os organizadores das torres de cumulus em forma de linha.

O papel das piscinas frias em gerar novas células convectivas a frente das linhas de instabilidade também é demonstrado aqui, embora este não tenha sido o foco principal deste trabalho. Porém, as simulações pareceram muito claras em demonstrar que quanto mais intensa é a piscina fria do sistema, mais células novas surgem a sua frente. Contudo, não fica claro se o que pesa mais neste processo de renovação das células convectivas é o papel dinâmico ou termodinâmico destas. Faz-se necessário, um estudo mais aprofundado a fim de entender esta parte da contribuição da piscina fria no desenvolvimento das linhas de instabilidade.

6. AGRADECIMENTOS

A primeira autora agradece à Fundação de Amparo a Pesquisa do Estado de São Paulo – FAPESP, que financiou grande parte desta pesquisa e à Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de nível superior – CAPES pela bolsa de pós-doutoramento através do projeto vinculado ao Programa de Nacional de Pós-Doutorado – PNPd. Os autores também agradecem as preciosas contribuições do Prof. Dr. Adilson Gandú (IAG/USP) e dos revisores anônimos.

7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALCÂNTARA, C. R.; SILVA DIAS, M. A. F.; SOUZA, E. P.; COHEN, J. C. P. Verification of the Role of the Low Level Jets in Amazon Squall Lines. **Atmospheric Research**, v. 100, p. 36-44, 2011.
- BETTS, A. K. The thermodynamic transformation of the tropical subcloud layer by precipitation and downdrafts. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 33, p. 1008-1020, 1976.
- BETTS, A. K.; SILVA DIAS, M. F. Unsaturated downdrafts thermodynamics in cumulonimbus. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 36, p. 1061 – 1071, 1979.
- BLUESTEIN, H. B.; JAIN, M. H. Formation of mesoscale lines of precipitation: Severe squall lines in Oklahoma during the spring. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 42, p. 1711–1732, 1985.
- BYERS, H. R.; BRAHAM, R. R. **The Thunderstorm**: U.S. Government Printing Office, 1949.
- CHEN, C.; COTTON, W. R. A one-dimensional simulation of the stratocumulus capped mixed layer. **Boundary-layer Meteorology**, v.25, p. 289-321, 1983.
- CHEN, C.; COTTON, W. R. The physics of the marine stratocumulus-capped mixed layer. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 44, p. 2951-2977, 1987.
- COHEN, J. C. P. **Um estudo observacional de linhas de instabilidade na Amazônia**. 1989. 121f. DISSERTAÇÃO DE MESTRADO. Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos – SP.
- COHEN, J. C. P.; SILVA DIAS, M. A. F.; NOBRE, C. A. Environmental conditions associated with amazonian squall lines: a case study. **Monthly Weather Review**, v. 123, p. 3163-3174, 1995.
- COTTON, W. R.; ANTHES, R. A. **Storm and cloud dynamics**. Academic Press, Califórnia, 1989.
- FOVELL, R. G.; OGURA, Y. Effect of vertical wind shear on numerically simulated multicell storm structure. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 46, p. 3144– 3176, 1989.
- FREITAS, S. R.; LONGO, K. M.; SILVA DIAS, M. A. F.; CHATFIELD, R.; SILVA DIAS, P. L., ARTAXO, P.; ANDREAE, M.; GRELL, G.; RODRIGUES, L. F.; FAZENDA, A.; PANETTA, J. The Coupled Aerosol and Tracer Transport model to the Brazilian developments on the Regional Atmospheric Modeling System (CATT-BRAMS). Part 1: Model description and evaluation. **Atmospheric Chemistry and Physics Discussion**, v.7, p. 8571-8595, 2007.
- HANE, C. E. The squall line thunderstorm: Numerical experimentation. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 30, p. 1672–1690, 1973.
- HOUZE JR, R. A. **Cloud Dynamics**. Academic Press, Califórnia, 1993.
- LEMONE, M. A.; ZIPSER, J.; TRIER, S. B. The role of environmental shear and thermodynamic conditions in determining the structure and evolution of mesoscale convective systems during TOGA COARE. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 55, p. 3493–3518, 1998.

- MAPES, B. E. Convective inhibition, subgrid-scale triggering energy, and stratiform instability in a simple tropical wave model. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 57, p. 1515–1535, 2000.
- MARTINS, J. A.; GONÇALVES, F. L. T.; MORALES, C. A.; FISCH, G. F.; PINHEIRO, F. G. M.; LEAL JÚNIOR, J. B. V.; OLIVEIRA, C. J.; SILVA, E. M.; OLIVEIRA, J. C. P.; COSTA, A. A.; SILVA DIAS, M. A. F. Cloud condensation nuclei from biomass burning during the Amazonian dry-to-wet transition season. **Meteorology and Atmospheric Physics** V. 103, 10.1007/S00703, 2009.
- NEWTON, C. W. Structure and mechanism of the prefrontal squall line. **Journal of Meteorology**, v. 7, p. 210–222, 1950.
- PETERSON JR., R. E. A triple-Doppler radar analysis of a discretely propagating multicell convective storm. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 41, p. 2973–2990, 1984.
- ROBE, F. R.; EMANUEL, K. A. The effect of vertical wind shear on radiative–convective equilibrium states. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 58, p. 1427–1445, 2001.
- ROTUNNO, R.; KLEMP, J. B.; WEISMAN, M. L. A theory for strong, long-lived squall lines. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 45, p. 463–485, 1988.
- ROTUNNO, R.; KLEMP, J. B.; WEISMAN, M. L. Comments on “A numerical investigation of the organization and interaction of the convective and stratiform regions of tropical squall lines. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 47, p. 1031–1033, 1990.
- SILVA DIAS, M. A. F.; FERREIRA, R. N. Application of linear spectral model to the study of amazonian squall lines during GTE/ABLE 2B. **Journal of Geophysical Research**, v. 97, p. 20405–20419, 1992.
- THORPE, A. J.; MILLER, M. J.; MONCRIEFF, M. W. Two-dimensional convection in non-constant shear: a model of mid-latitude squall lines. **Quarterly Journal of The Royal Meteorological Society**, v. 108, p. 739–672, 1982.
- TOMPKINS, A. M. Organization of tropical convection in low vertical wind shears: The role of water vapor. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 58, p. 529–545, 2001.
- WALKO, R.; COTTON, W.R.; MEYERS, M.P.; HARRINGTON, J.Y. New RAMS cloud microphysics parameterization. Part I: The single-moment scheme. **Atmospheric Research**, v. 38, p. 29–62, 1995.
- WEISMAN, M. L.; KLEMP, J. B. Characteristics of isolated convective storms. **Mesoscale Meteorology and Forecasting** edited by Peter S. Ray., American Meteorological Society, p. 331–353, 1986.
- WEISMAN, M. L.; KLEMP, J. B.; ROTUNNO, R. Structure and evolution of numerically simulated squall lines. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 45, p. 1990–2013, 1988.
- WEISMAN, M. L.; ROTUNNO, R. “A theory for strong long-lived squall lines” Revised. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 61, n. 4, p. 361 – 382, 2004.
- WILHELMSON, R. B.; CHEN, C.-S. A simulation of the development of successive cells along a cold outflow boundary. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 39, p. 1466–1483, 1982.
- ZIPSER, E. J. Mesoscale and convective-scale downdraughts as distinct components of squall-line circulation. **Monthly Weather Review**, v. 105, p. 1568–1589, 1977.