

Universidade de São Paulo
Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas
Departamento de Meteorologia

Vítor Silva Lopes

**Análise diagnóstica e modelagem numérica
de mesoescala de uma linha de instabilidade
amazônica**

São Paulo

2017

Vítor Silva Lopes

**Análise diagnóstica e modelagem numérica
de mesoescala de uma linha de instabilidade
amazônica**

Dissertação apresentada ao Departamento de
Astronomia do Instituto de Astronomia, Geofísica
e Ciências Atmosféricas da Universidade de
São Paulo como requisito parcial para a ob-
tenção do título de Mestre em Ciências.

Área de Concentração: Meteorologia

Orientador(a): Prof. Dr. Ricardo Hallak

São Paulo

2017

Aos meus avós, Cléa e Juarez (in memoriam).

Agradecimentos

À minha família, que, mesmo a distância, oferece, e sempre ofereceu, apoio incondicional ao longo de toda minha vida;

Ao meu orientador Ricardo Hallak, pela paciência, amizade e todos os ensinamentos (que foram muitos), sem os quais esse projeto definitivamente não sairia;

Aos amigos do LMM, Rafael, Leandro, André e João, pelas incontáveis ajudas e, principalmente, pela companhia no dia-a-dia do IAG;

À todos os amigos que o IAG me trouxe, os quais tornaram toda essa etapa da minha vida muito mais tranquila e feliz;

À todos os funcionários do IAG, em especial ao pessoal da informática (Djalma, Samuel e Sebastião), sem os quais o IAG não funcionaria;

Aos amigos do apê 212, Ricardo e Rafael, que sei que não vão se importar por eu não colocar uma frase bonita aqui;

À galera de CAT2010, que, ainda que distante, continuam e continuarão sendo grandes amigos que a vida me trouxe;

Ao CNPq pelo suporte financeiro durante a realização deste trabalho.

“Por vezes sentimos que aquilo que fazemos não é senão uma gota de água no mar. Mas o mar seria menor se lhe faltasse uma gota”

Madre Teresa de Calcutá

Resumo

Linhas de instabilidade (LIs) são aglomerados organizados de células convectivas que apresentam um padrão linear, contínuo ou não, quando observados por radares ou satélites meteorológicos. Em especial para a região amazônica, as LIs são consideradas um dos principais sistemas atmosféricos atuantes, sendo responsáveis por uma grande porção do volume de precipitação. O objetivo principal deste estudo consiste na determinação das causas físicas da iniciação, desenvolvimento e deslocamento de uma LI observada na região amazônica entre os dias 06 e 07 de maio de 2015 por meio de análises diagnósticas e simulações numéricas da atmosfera através do modelo Weather Research and Forecasting (WRF). A avaliação do desempenho do modelo para este caso é um dos objetivos secundários importantes nesta pesquisa. Imagens do satélite GOES-13 mostraram que a formação da LI se deu por volta das 1800 UTC do dia 06 sobre a região costeira norte do Brasil. O deslocamento do sistema foi no sentido sudoeste, com velocidade média de, aproximadamente, $15,7 \text{ m s}^{-1}$ e dimensões horizontais em torno de 1600 e 200 *km* para comprimento e largura, respectivamente. As análises do modelo global Global Forecast System (GFS), com auxílio dos resultados da simulação do WRF com seu primeiro domínio, mostraram que, durante o período de estudo, o posicionamento de um anticiclone em altos níveis favorecia o desenvolvimento da convecção. Além disso, o posicionamento da ZCIT sobre a linha da costa e sua atividade convectiva bem definida favoreceram a propagação da LI continente adentro e sua respectiva intensificação. As simulações no domínio com 3 *km* de espaçamento de grade mostraram que a circulação de brisa marítima atuou como mecanismo de disparo inicial da LI. Além disso, cortes verticais efetuados em uma das Cbs integrantes da LI mostraram que o seu ciclo de vida é simulado de acordo com os modelos conceituais registrados na literatura. Os resultados das simulações do domínio

com 1 *km* de espaçamento de grade mostraram, por meio de cortes verticais transversais em uma Cb específica, a presença marcante de uma forte corrente ascendente com valores de até 20 *m s*⁻¹. Embebido nessa corrente, foram encontrados diversos núcleos de vorticidade e divergência de massa positivas, indicando células em diferentes estágios de vida. À retaguarda do sistema, encontrou-se *downdraft* em níveis médios, cuja presença injetava ar seco e frio da média troposfera em direção à superfície. Tal efeito provocou o surgimento da piscina de ar frio, indicada por valores de fluabilidade negativa encontrados na camada mais próxima da superfície. Imediatamente à frente da piscina fria, valores de divergência de massa negativos (convergência) sustentavam o disparo de novas células convectivas, constituindo, assim, o mecanismo de propagação do sistema de mesoescala.

Abstract

Squall lines (SLs) are organized clusters of convective cells that have a linear pattern, continuous or not, when observed by weather radars or satellites. Particularly for the Amazon region, SLs are considered one of the main atmospheric systems and are responsible for a large portion of the precipitation volume. The main objective of this study is to determine the physical causes of the initiation, development and displacement of an SL observed in the Amazon region between May 6 and 7, 2015, through diagnostic analyzes and numerical simulations of the atmosphere through the model Weather Research and Forecasting (WRF). The evaluation of model performance, in this case, is one of the important secondary objectives in this research. Images of the GOES-13 satellite showed that the formation of the SL occurred around 1800 UTC on 06 on the northern coastal region of Brazil. The displacement of the system was in the southwest direction, with an average velocity of approximately 15.7 m s^{-1} and horizontal dimensions around 1600 and 200 *km* for length and width, respectively. The analysis of the global model Global Forecast System (GFS), with the aid of the results of the WRF first domain simulations, showed that, during the study period, the positioning of an anticyclone at high levels favored the development of the convection. In addition, the positioning of the ITCZ on the coastline and its well-defined convective activity favored the spread of the SL inland and its respective intensification. The simulations in the domain with 3 *km* of grid spacing showed that the sea breeze circulation acted as an initial triggering mechanism of the SL. In addition, vertical cross-section performed on one of the Cbs members of the SL showed that their life cycle is simulated according to the conceptual models recorded in the literature. The simulation results of the domain with 1 *km* of grid spacing showed, by vertical cross-sections in a specific Cb, the marked presence of a strong updraft current with values

of up to 20 m s^{-1} . Embedded in this updraft, several nuclei of positive vorticity and mass divergence were found, indicating cells at different stages of life. At the rear of the system, a downdraft was found at medium levels, which presence injected cold and dry air from the mid-troposphere towards the surface. This effect caused the appearance of the cold pool, indicated by negative buoyancy values found in the layer closest to the surface. Immediately in front of the cold pool, negative mass divergence values (convergence) sustained the triggering of new convective cells, thus constituting the mechanism of propagation of the mesoscale system.

Lista de Figuras

1.1	Região Hidrográfica Amazônica	25
1.2	Modelo conceitual de uma LI tropical	29
1.3	Papel do cisalhamento vertical e o desenvolvimento de novas células. (a) sem cisalhamento vertical; (b) com cisalhamento vertical	30
1.4	Modelo conceitual de uma LI tropical	31
2.1	Fluxograma da metodologia	34
2.2	Domínios utilizados para os experimentos	37
2.3	Estações meteorológicas e sondagens atmosféricas	39
3.1	Imagens do satélite GOES-13 no canal do infravermelho em alta resolução espacial. (a) 06/05/2015 - 1800 UTC, (b) 07/05/2015 - 0000 UTC, (c) 07/05/2015 - 0600 UTC e (d) 07/05/2015 - 1200 UTC	44
3.2	Imagens do satélite GOES-13 no canal de realce da temperatura de brilho em alta resolução espacial. (a) 06/05/2015 - 1800 UTC, (b) 06/05/2015 - 2200 UTC, (c) 07/05/2015 - 0200 UTC, (d) 07/05/2015 - 0600 UTC, (e) 07/05/2015 - 1000 UTC e (f) 07/05/2015 - 1400 UTC	46
3.3	Precipitação acumulada (mm/h) pela estimativa do CMORPH. (a) 06/05/2015 - 1800 UTC, (b) 06/05/2015 - 2000 UTC, (c) 06/05/2015 - 2200UTC, (d) 07/05/2015 - 0000 UTC, (e) 07/05/2015 - 0200 UTC, (f) 07/05/2015 - 0400 UTC	47

3.4	Precipitação acumulada (mm/h) pela estimativa do CMORPH. (a) 07/05/2015 - 0600 UTC, (b) 07/05/2015 - 0800 UTC, (c) 07/05/2015 - 1000 UTC, (d) 07/05/2015 - 1200 UTC, (e) 07/05/2015 - 1400 UTC, (f) 07/05/2015 - 1600 UTC	48
3.5	Sondagens atmosféricas às 00 UTC do dia 07/05/2015	50
3.6	Sondagens atmosféricas às 12 UTC do dia 07/05/2015	51
3.7	Sondagens atmosféricas às 00 UTC do dia 08/05/2015	52
3.8	Precipitação Acumulada (mm) nas estações de Macapá, Boa Vista, e Óbidos	53
3.9	Linhas de corrente e intensidade do vento ($m s^{-1}$) no nível de 200 hPa das análises do modelo GFS ($0,5^\circ$). (a) 06/05/2015 - 1800 UTC, (b) 07/05/2015 - 0000 UTC, (c) 07/05/2015 - 0600 UTC e (d) 07/05/2015 - 1200 UTC . .	55
3.10	Movimento Vertical ($Pa s^{-1}$) e Altura Geopotencial (mgp) no nível de 700 hPa das análises do modelo GFS ($0,5^\circ$). (a) 06/05/2015 - 1800 UTC, (b) 07/05/2015 - 0000 UTC, (c) 07/05/2015 - 0600 UTC e (d) 07/05/2015 - 1200 UTC	56
3.11	Divergência de massa (s^{-1}) e vento ($m s^{-1}$) no nível de 1000 hPa das análises do modelo GFS ($0,5^\circ$). (a) 06/05/2015 - 1800 UTC, (b) 07/05/2015 - 0000 UTC, (c) 07/05/2015 - 0600 UTC e (d) 07/05/2015 - 1200 UTC	57
3.12	Linhas de corrente e intensidade do vento ($m s^{-1}$) no nível de 200 hPa da grade de 27 km do modelo WRF. (a) 06/05/2015 - 1800 UTC, (b) 07/05/2015 - 0000 UTC, (c) 07/05/2015 - 0600 UTC e (d) 07/05/2015 - 1200 UTC	60
3.13	Movimento vertical ($Pa s^{-1}$) e altura geopotencial (mgp) no nível de 700 hPa da grade de 27 km do modelo WRF. (a) 06/05/2015 - 1800 UTC, (b) 07/05/2015 - 0000 UTC, (c) 07/05/2015 - 0600 UTC e (d) 07/05/2015 - 1200 UTC	61
3.14	Divergência de massa (s^{-1}) e vento ($m s^{-1}$) no nível de 1000 hPa da grade de 27 km do modelo WRF. (a) 06/05/2015 - 1800 UTC, (b) 07/05/2015 - 0000 UTC, (c) 07/05/2015 - 0600 UTC e (d) 07/05/2015 - 1200 UTC . . .	62
3.15	Precipitação acumulada ($mm h^{-1}$) simulada na grade de 27 km do modelo WRF. (a) 06/05/2015 - 1800 UTC, (b) 07/05/2015 - 0000 UTC, (c) 07/05/2015 - 0600 UTC e (d) 07/05/2015 - 1200 UTC	63

3.16	Corte vertical transversal na grade d03 (3 km)	64
3.17	Corte vertical transversal das componentes médias u ($m s^{-1}$) e $w*10$ ($m s^{-1}$) do vento, e temperatura média	65
3.18	Corte vertical transversal das componentes u (ms^{-1}) e $w*10$ (ms^{-1}) do vento, e temperatura para às 18 (a), 19 (b), 20 (c), 21 (d), 22 (e) e 23 (f) UTC do dia 06/05/2015	67
3.19	Precipitação acumulada ($mm h^{-1}$) da grade de 03 km do modelo WRF. (a) 07/05/2015 - 0430 UTC, (b) 07/05/2015 - 0500 UTC, (c) 07/05/2015 - 0530 UTC, (d) 07/05/2015 - 0600 UTC, (e) 07/05/2015 - 0630 e (f) 07/05/2015 - 0700 UTC	69
3.20	Corte vertical longitudinal da razão de mistura de água da chuva + razão de mistura de neve + razão de mistura de graupel ($g kg^{-1}$) da grade de 03 km do modelo WRF. (a) 07/05/2015 - 0430 UTC, (b) 07/05/2015 - 0500 UTC, (c) 07/05/2015 - 0530 UTC, (d) 07/05/2015 - 0600 UTC, (e) 07/05/2015 - 0630 e (f) 07/05/2015 - 0700 UTC	70
3.21	Corte vertical transversal de uma célula específica da LI às 0000 UTC do dia 07/05/2015	76
3.22	Corte vertical transversal de uma célula específica da LI às 0000 UTC do dia 07/05/2015: vento zonal, velocidade vertical, fluutuabilidade, vorticidade e divergência de massa	77
3.23	Corte vertical transversal de uma célula específica da LI às 0010 UTC do dia 07/05/2015	78
3.24	Corte vertical transversal de uma célula específica da LI às 0010 UTC do dia 07/05/2015: vento zonal, velocidade vertical, fluutuabilidade, vorticidade e divergência de massa	79
3.25	Corte vertical transversal de uma célula específica da LI às 0020 UTC do dia 07/05/2015	80
3.26	Corte vertical transversal de uma célula específica da LI às 0020 UTC do dia 07/05/2015: vento zonal, velocidade vertical, fluutuabilidade, vorticidade e divergência de massa	81
3.27	Corte vertical transversal de uma célula específica da LI às 0030 UTC do dia 07/05/2015	82

3.28	Corte vertical transversal de uma célula específica da LI às 0030 UTC do dia 07/05/2015: vento zonal, velocidade vertical, fluuabilidade, vorticidade e divergência de massa	83
3.29	Corte vertical transversal de uma célula específica da LI às 0040 UTC do dia 07/05/2015	84
3.30	Corte vertical transversal de uma célula específica da LI às 0040 UTC do dia 07/05/2015: vento zonal, velocidade vertical, fluuabilidade, vorticidade e divergência de massa	85
3.31	Corte vertical transversal de uma célula específica da LI às 0050 UTC do dia 07/05/2015	86
3.32	Corte vertical transversal de uma célula específica da LI às 0050 UTC do dia 07/05/2015: vento zonal, velocidade vertical, fluuabilidade, vorticidade e divergência de massa	87
3.33	Zoom da razão de mistura total integrada na vertical simulada na grade de 01 km (d01) do modelo WRF. (a) 06/05/2015 - 2230 UTC, (b) 06/05/2015 - 2330 UTC e (c) 07/05/2015 - 0030 UTC	91
3.34	Perfil vertical da temperatura potencial equivalente: antes, durante e depois da passagem de uma das células convectivas.	92
3.35	Perfil vertical da temperatura potencial equivalente: antes, durante e depois da passagem de uma das células convectivas.	92
3.36	Perfil vertical do vento zonal: antes, durante e depois da passagem de uma das células convectivas.	93
3.37	Perfil vertical do vento zonal: antes, durante e depois da passagem de uma das células convectivas.	93
3.38	Vento Zonal X Vento Zonal Médio para o dia 07/05/2015. (a)0000 UTC, (b) 0010 UTC, (c) 0020 UTC, (d) 0030 UTC, (e) 0040 e (f) 0050 UTC. . .	94
4.1	Corte vertical transversal de um setor específico da LI às 0200 UTC do dia 07/05/2015	99
4.2	Diagrama termodinâmico Skew T - log p às 02 UTC do dia 07/05/2015 . .	100
A.1	Altura Geopotencial (m _{gp}) no nível de 30 hPa as 0700 UTC do dia 07/05/2015 para grade de 27 km. (a) NoDamping, (b) Damp02, (c) Damp03 e (d) Damp04.	114

A.2	Geopotencial (m _{gp}) no nível de 1000 hPa as 0700 UTC do dia 07/05/2015 para grade de 27 km. (a) NoDamping, (b) Damp02, (c) Damp03 e (d) Damp04.	115
A.3	Precipitação acumulada (mm h ⁻¹) às 1800 UTC do dia 06/05/2015 para grade de 27 km. (a) NoDamping, (b) Damp02, (c) Damp03 e (d) Damp04	116
A.4	Precipitação acumulada (mm h ⁻¹) às 0000 UTC do dia 07/05/2015 para grade de 27 km. (a) NoDamping, (b) Damp02, (c) Damp03 e (d) Damp04	117
A.5	Precipitação acumulada (mm h ⁻¹) às 0600 UTC do dia 07/05/2015 para grade de 27 km. (a) NoDamping, (b) Damp02, (c) Damp03 e (d) Damp04	118
A.6	Precipitação acumulada (mm h ⁻¹) às 1200 UTC do dia 07/05/2015 para grade de 27 km. (a) NoDamping, (b) Damp02, (c) Damp03 e (d) Damp04	119
A.7	Corte vertical de uma célula específica da LI as 0600 UTC do dia 07/05/2015. (a) NoDamping, (b) Damp02, (c) Damp03 e (d) Damp04	121

Lista de Tabelas

2.1	Espaçamento de grade e número de pontos em x e y	37
2.2	Configurações experimentais das simulações no WRF	38
A.1	Características gerais dos experimentos	113

Sumário

1. <i>Introdução</i>	23
1.1 Objetivos da pesquisa	24
1.2 Descrição da região de estudo	24
1.3 Revisão dos principais sistemas meteorológicos atuantes na Amazônia	25
1.3.1 Alta da Bolívia	27
1.3.2 Zona de Convergência do Atlântico Sul	27
1.3.3 Zona de Convergência Intertropical	28
1.3.4 Linhas de Instabilidade	28
2. <i>Materiais e Métodos</i>	33
2.1 Análise do modelo GFS	34
2.2 O modelo WRF	35
2.3 Configuração Experimental	36
2.4 CMORPH	38
2.5 Estações de Superfície do INMET e Sondagens	39
2.6 Métodos de análise para a grade de 1 km (d04)	40
2.6.1 Cortes verticais transversais	40
2.6.2 Perfis verticais	41
3. <i>Resultados e Discussões</i>	43
3.1 Identificação da LI	43
3.2 Análises do Modelo Global GFS	53
3.3 Análise da grade WRF de 27 km	58
3.4 Análise da grade WRF de 09 km	64

3.5	Análise da grade WRF de 03 km	64
3.5.1	Influência da brisa na propagação da LI	64
3.5.2	Ciclo de vida de uma célula	68
3.6	Análise da grade de 01 km	71
3.6.1	Análise dos cortes verticais transversais	71
3.6.2	Análise dos perfis verticais	88
4.	<i>Considerações Finais</i>	95
4.1	Conclusões	95
4.2	Sugestão para trabalhos futuros	100
	<i>Referências</i>	103
	<i>Apêndice</i>	109
A.	<i>Efeito da camada de Rayleigh dos Níveis Superiores do WRF 27 e 09 km</i>	111

Introdução

Linhas de instabilidade (LI's) são aglomerados organizados de células convectivas que apresentam um padrão linear, contínuo ou não, quando observados por radares ou satélites meteorológicos. Em linhas gerais, as LI's constituem-se de nuvens do tipo cumulonimbus (Cb's), onde se observa a precipitação mais intensa e, em sua retaguarda, por nuvens na forma de “bigorna” que, em geral, produzem bastante precipitação do tipo estratiforme. Em especial na região amazônica, alvo deste estudo, as LI's são consideradas um dos principais sistemas atmosféricos atuantes (Molion, 1987; Fisch et al., 1998).

Uma série de estudos mostram que LI's tropicais estão diretamente associadas a grandes volumes de precipitação. Houze (1975; 1976; 1977), por meio de dados de radar, mostrou que 50% da precipitação ocorrida na fase 3 do experimento GATE (Kuettnner, 1974) foi devida a atuação de 4 LI's. Greco et al. (1990), durante o experimento ABLE2B (Garstang et al., 1990), mostrou que entre abril e maio de 1987 as LI's estiveram associadas a cerca de 38% da precipitação total.

A importância das LI's para o regime de chuvas local, além da grande complexidade envolvida na sua gênese e desenvolvimento, se reflete no número de estudos realizados para esses sistemas. A literatura, no entanto, mostra que grande parte desses estudos são aplicados especificamente ao entendimento dos processos físicos e dinâmicos, e poucos à sua simulação por modelos numéricos. Naturalmente, esse fato levanta algumas questões: com qual grau de realismo os modelos numéricos são capazes de simular e prever uma LI? Os mecanismos de propagação das LIs simuladas correspondem aos modelos conceituais disponíveis na literatura? Os modelos conceituais para as LI's tropicais são os mesmos do que para os de latitudes médias? Quais são os processos físicos de menor escala? Para a resposta dessas perguntas, este estudo tem como objetivo a análise diagnóstica e

a simulação de um caso de LI tropical ocorrido sobre a região da Amazônia. O modelo numérico regional utilizado neste trabalho é o *Weather Research and Forecasting* (WRF). São apresentadas simulações de alta resolução espacial (de até 1 km de espaçamento entre os pontos de grade) e temporal afim de determinar a estrutura física e os mecanismos de propagação da LI.

O estudo é dividido da seguinte forma: na seção seguinte serão detalhados os objetivos desta pesquisa; em seguida serão apresentadas as características gerais correspondentes à região de estudo, seguida de uma breve descrição dos principais sistemas atmosféricos atuantes; o capítulo termina com uma revisão mais detalhada sobre linhas de instabilidade tropicais; o capítulo seguinte trata da metodologia e dados utilizados; o terceiro capítulo apresenta os resultados e discussões gerados por meio das simulações; por fim, o quarto capítulo discute as principais conclusões e indica sugestões para trabalhos futuros.

1.1 *Objetivos da pesquisa*

O presente trabalho tem por objetivo principal determinar as causas físicas da iniciação, desenvolvimento e deslocamento continente adentro de uma LI tropical por meio de análises diagnósticas e simulações numéricas da atmosfera em escala de nuvens. Como objetivos secundários são destacados:

- Avaliação do desempenho do modelo WRF na simulação de uma LI;
- Investigação dos mecanismos dinâmicos e termodinâmicos que influenciam o ciclo de vida das Cbs integrantes da LI;
- Esmiuçar os resultados do modelo para investigação das correntes ascendentes e descendentes no interior das Cbs e seu respectivo papel nos mecanismos de propagação da LI.

1.2 *Descrição da região de estudo*

A região da Amazônia abriga o maior bioma do Brasil, em um território com cerca de 5.000.000 km^2 (IBGE), representando 30% de todas as florestas tropicais remanescentes do globo. Em termos de recursos hídricos, a Amazônia impressiona ainda mais, com uma

contribuição média de $132.145 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, cerca de 74,0% da vazão total do País (ANA, 2013). A bacia hidrográfica do rio Amazonas é a mais extensa de todo o planeta, ocupando uma área total da ordem de $6.100.000 \text{ km}^2$, desde suas nascentes, nos Andes Peruanos, até sua foz, no Oceano Atlântico (ANA, 2013). Toda essa região se estende por vários países da América do Sul: Brasil (63%), Peru (17%), Bolívia (11%), Colômbia (5,8%), Equador (2,2%), Venezuela (0,7%) e Guiana (0,2%). A Figura 1.1 mostra a bacia hidrográfica da Amazônia brasileira legal.

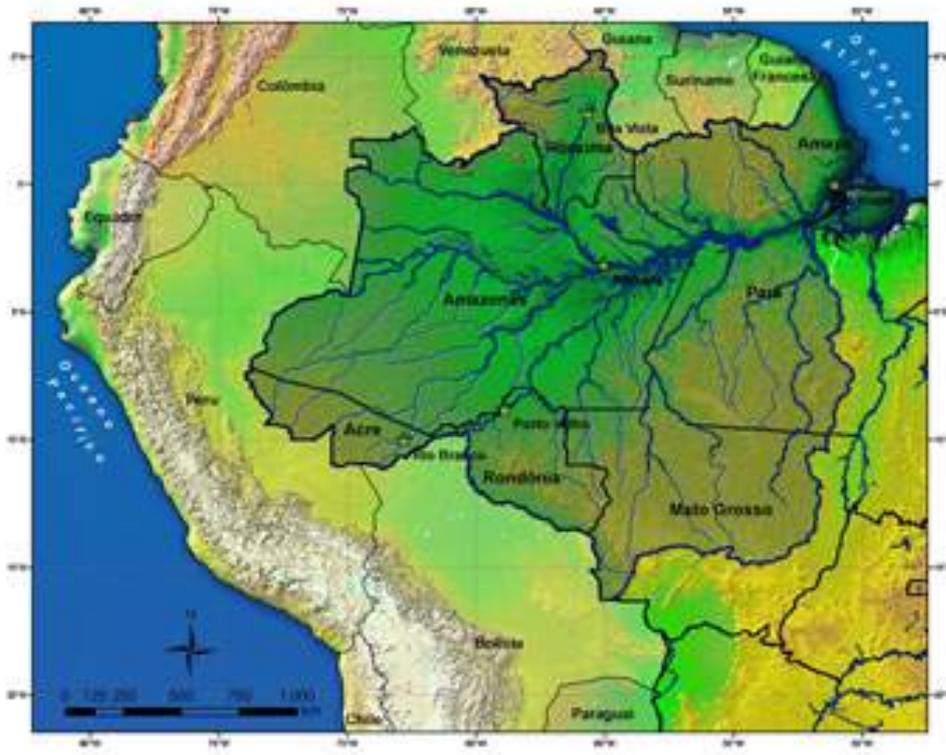


Figura 1.1: Região Hidrográfica Amazônica (Fonte: ANA (2013)).

1.3 Revisão dos principais sistemas meteorológicos atuantes na Amazônia

A precipitação na região da Amazônia possui um papel fundamental como moduladora do clima não só em escala local, mas, também, global. Uma série de estudos realizados ao longo das últimas décadas tentam quantificar e caracterizar essa precipitação. Molion (1987) e Molion (1993) discutiram os principais mecanismos formadores de convecção sobre essa região, abordando tanto a mesoescala como a escala sinótica. De forma geral, esses mecanismos são divididos em 3 grupos: convecção diurna, linhas de instabilidade e, por fim, aglomerados convectivos de meso e grande escala associados à penetração de sistemas

frontais nas Regiões Sul e Sudeste do Brasil.

A convecção diurna é abordada por Carvalho (1989) em um estudo sobre a conexão entre a circulação de altitude e convecção sobre a América do Sul. Os resultados alcançados indicam que a intensidade da convecção diurna está direta e indiretamente relacionada aos sistemas da Alta da Bolívia e Cavado do Nordeste (Seção 1.3.1), respectivamente, que se formam durante os meses de verão.

As linhas de instabilidade (LIs) do norte/nordeste brasileiro são tratadas em um estudo realizado por Cohen et al. (1989) onde são abordados os seus aspectos climatológicos. Por meio da análise de imagens de satélite efetuada entre os anos de 1979 e 1986, mostra-se que a gênese das LI's na região amazônica está diretamente associada à brisa marítima, com uma máxima frequência entre os meses de abril e agosto.

Os aglomerados convectivos são estudados, por exemplo, por Oliveira e Nobre (1985), onde a análise é realizada por meio de imagens de satélite entre os anos de 1977 e 1981. De forma geral, é mostrado que a incursão de sistemas frontais, vindos do sul e sudeste do Brasil, auxiliam na organização de uma banda de nebulosidade no sentido NW/SE, com pico de intensidade nos meses de verão, o que auxilia, portanto, no aumento da precipitação.

Em uma revisão geral sobre o clima da Amazônia, Fisch et al. (1998), apresentam de forma resumida os principais resultados alcançados pela comunidade científica até então. No contexto da precipitação, a região amazônica possui uma média de aproximadamente 2300 mm por ano, sendo os meses compreendidos entre novembro e março responsáveis pela maior atividade convectiva, enquanto os meses entre maio e setembro, pela estação seca. Alguns pontos específicos, no entanto, apresentam média superior, como, por exemplo, a região próxima à Cordilheira dos Andes, devido à forte ascensão orográfica. A região costeira dos estados do Amapá e Pará também apresentam esse comportamento. No entanto, o alto volume de chuva nesses estados é induzido pela incursão frequente de linhas de instabilidade.

Uma vez que a Amazônia dispõe de enormes quantidades de precipitação, torna-se fundamental o conhecimento das principais fontes e sumidouros de umidade que alimentam esse sistema. Em um estudo realizado por Drumond et al. (2014), uma análise das principais fontes de umidade para a Bacia Amazônica é feita por meio do modelo FLEXPART e o conjunto de dados do ERA-Interim entre os anos de 1979 e 2012. De forma geral,

os resultados obtidos indicam o Oceano Atlântico como principal fonte de umidade para a bacia. A porção norte do Atlântico Tropical contribui principalmente durante o verão austral. Em contrapartida, o Atlântico Tropical Sul, que influencia ao longo de todo o ano, tem pico de intensidade no inverno austral. Esses resultados são semelhantes aos obtidos por Salati et al. (1979), Marques et al. (1980), Salati e Nobre (1991), Rao et al. (1996), entre outros.

Diversos sistemas meteorológicos possuem influência direta sobre o regime de precipitação na Amazônia. A seção seguinte faz um resumo dos principais sistemas, com atenção especial para as linhas de instabilidade, que são alvo específico desta pesquisa.

1.3.1 *Alta da Bolívia*

Manifestando-se exclusivamente na alta troposfera, a Alta da Bolívia (AB) é um anticiclone que ocorre na América do Sul, mais especificamente sobre a região do altiplano boliviano durante o verão. Muitas vezes, juntamente a esse sistema, encontra-se um cavado localizado sobre a região nordeste do Brasil (Carvalho, 1989). Durante o verão, a convecção na região amazônica sofre uma intensificação que é gerada principalmente pelo aquecimento radiativo da superfície. Essa convecção, por sua vez, induz movimentos convergentes à superfície que acarretam o levantamento do ar e sua intensificação quando associados ao calor latente liberado pela condensação. Esse mecanismo é crucial para a formação de anticiclones em altos níveis como a Alta da Bolívia (Reboita et al., 2010). A intensidade da AB está diretamente associada ao volume de chuva que ocorre na região amazônica, como mostram os estudos realizados por Santos (1986) e Carvalho (1989).

1.3.2 *Zona de Convergência do Atlântico Sul*

A Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) pode ser definida como uma banda de nebulosidade e precipitação com orientação noroeste-sudeste, persistente durante pelo menos três dias consecutivos, que se estende desde a região sul da Amazônia até a porção central do Oceano Atlântico Sul (Carvalho, 1989). A formação da ZCAS está diretamente associada à presença da AB e o cavado do nordeste (Ferreira et al., 2004). Em um estudo sobre as condições de grande escala associadas às zonas de precipitação subtropicais, Kodama (1992) indicou que são duas as condições necessárias para formação da ZCAS: escoamento de ar quente e úmido em baixos níveis da atmosfera em direção a altas latitudes,

e um jato subtropical em altos níveis presente em latitudes subtropicais. A configuração desses dois padrões de circulação na atmosfera resultam em uma maior atividade convectiva, especialmente na Amazônia e nas Regiões Central e Sudeste do Brasil.

1.3.3 Zona de Convergência Intertropical

Segundo a American Meteorological Society, a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) pode ser definida como a zona de confluência dos ventos alísios de sudeste, provenientes do Hemisfério Sul, e nordeste, do Hemisfério Norte, sendo localizada sobre o ramo ascendente da célula de Hadley. A ZCIT denota uma região com determinadas características: a) zona de confluência dos alísios (ZCA); b) zona do cavado equatorial; c) zona de máxima temperatura da superfície do mar; d) zona de máxima convergência de massa; e e) zona da banda de máxima cobertura de nuvens convectivas (Ferreira, 1996). Estudos realizados por Citeau et al. (1988) e Citeau et al. (1989) indicaram que a ZCIT possui uma oscilação norte-sul ao longo do ano, alcançando sua posição mais ao norte (8 N) durante o verão do Hemisfério Norte, e a sua posição mais ao sul (1 N) durante o mês de abril. A variação sazonal da posição da ZCIT tem influência direta no regime de chuvas, sobretudo nas regiões da Amazônia e Nordeste brasileiro.

1.3.4 Linhas de Instabilidade

Em um dos primeiros estudos realizados para linhas de instabilidade tropicais, Hamilton et al. (1945) notaram que esse sistema é composto por uma região de correntes descendentes bastante intensas localizadas sob nuvens do tipo "bigorna" que emanam das torres de Cb's. É destacado, também, o papel da frente de rajada, que está diretamente associada ao levantamento do ar adjacente mais quente e, portanto, ao surgimento de novas células convectivas.

Seguindo as características descritas por Hamilton, Houze Jr (1977) propôs um dos primeiros modelos conceituais para LI's tropicais (Figura 1.2) através de um estudo de caso ocorrido entre os dias 4 e 5 de setembro de 1974. Com uma base de dados constituída por imagens de radar, satélite e dados de estação, Houze destacou o papel de diversos elementos pertencentes à LI. Correntes ascendentes transportam ar quente e úmido da camada limite planetária para os altos níveis da atmosfera. Correntes descendentes transportam ar frio e seco da média troposfera para a camada limite. Ao atingir a superfície, essas correntes

descendentes promovem a formação de uma piscina de ar frio, que, por sua vez, produz uma região de convergência que está diretamente associada à formação de novos elementos convectivos na vanguarda do sistema. Essa piscina fria espalha-se também na retaguarda da LI. À medida que a LI se propaga, elementos mais velhos enfraquecem e se misturam com a região da bigorna, até o momento de sua dissipação. Cada elemento de linha evolui durante um período de rápido crescimento, com os topos dos ecos de radar meteorológico penetrando a tropopausa a uma altitude máxima de 16-17 km. Em seguida, diminuem até a altura de 13-14 km, que corresponde à altura da bigorna onde os elementos de linha associam-se no final de seu ciclo de vida.

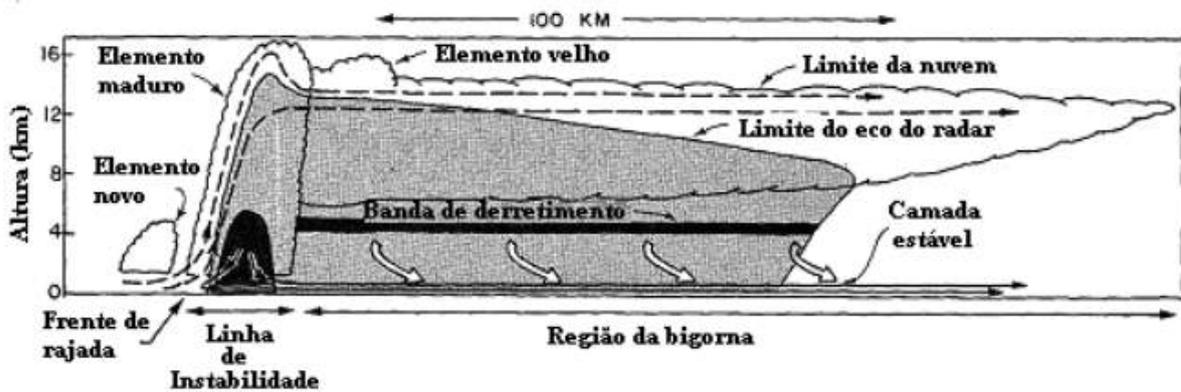


Figura 1.2: Modelo conceitual de uma LI tropical (Fonte: Alcântara (2010) apud Houze Jr (1977))

Experimentos numéricos realizados por Rotunno et al. (1988) mostraram que a formação e o desenvolvimento das LIs estão diretamente associados com a magnitude e a orientação do cisalhamento ambiente em relação à linha. Em um ambiente sem cisalhamento vertical (Figura 1.3a), a piscina fria se expande para todas as direções em superfície. Em contrapartida, com a presença de cisalhamento vertical, a piscina fria promove uma região preferencial para o surgimento de novas células (Figura 1.3b).

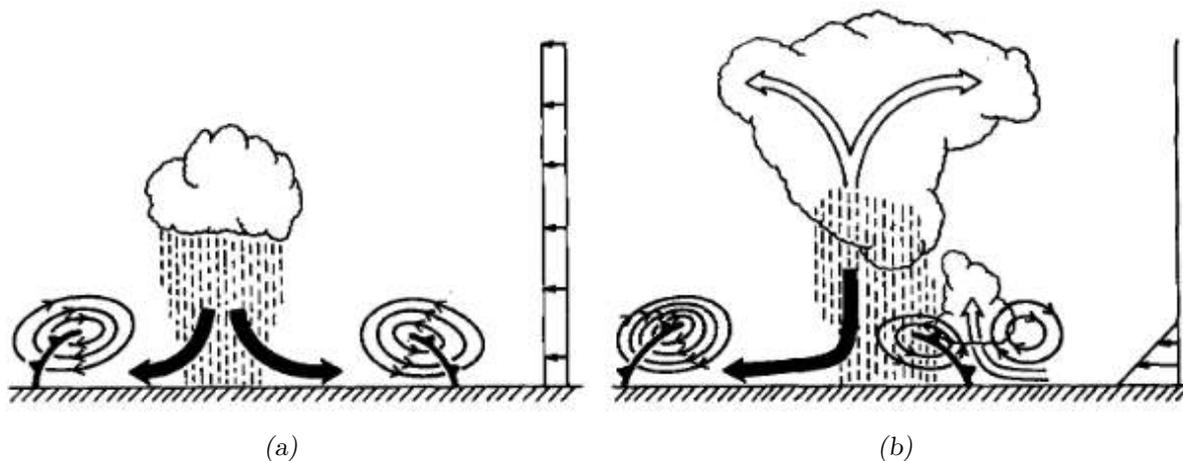


Figura 1.3: Papel do cisalhamento vertical e o desenvolvimento de novas células. (a) sem cisalhamento vertical; (b) com cisalhamento vertical. Fonte: Rotunno et al. (1988)

Cohen et al. (1989), em uma análise subjetiva com imagens de satélite entre os anos de 1979 e 1986, definiu os aspectos climatológicos associados à LIs na Amazônia. Mostrou-se que a máxima frequência de LI's ocorre entre abril e agosto. Apenas 38% das LI's analisadas se propagaram para o interior do continente. A velocidade média de propagação desses sistemas foi entre 12 e 16 ms^{-1} . Por fim, foi observado que, em média, a dimensão horizontal desses sistemas é de 1400 e 170 km de comprimento e largura, respectivamente.

A partir de dados obtidos durante a campanha Amazon Boundary Layer Experiment (ABLE 2B), Garstang et al. (1994) promoveram um estudo bastante detalhado sobre a estrutura, dinâmica e ciclo de vida de linhas de instabilidade da região costeira da Amazônia. São identificados 6 possíveis estágios de vida para esse sistema: gênese costeira, intensificação, maturação, enfraquecimento, reintensificação e dissipação. Ainda neste estudo, é destacado que o aglomerado de nuvens pertencentes à LI pode ser dividido em 3 componentes distintos: retaguarda do sistema contendo torres de cúmulos, a vanguarda, com convecção mais intensa, e outras camadas de nuvem correspondendo à porção estratiforme. Um modelo conceitual é proposto descrevendo os principais escoamentos desse tipo de sistema (Figura 1.4). Uma corrente ascendente profunda é identificada na borda principal do sistema aliada à convergência de massa nos níveis médios na região da bigorna. Ainda na região da bigorna, destacam-se ascendência em mesoescala acima do nível de congelamento (550 hPa) e subsidência abaixo desse nível. Os movimentos verticais nessa região são ligeiramente menores que aqueles encontrados na borda convectiva do sistema.

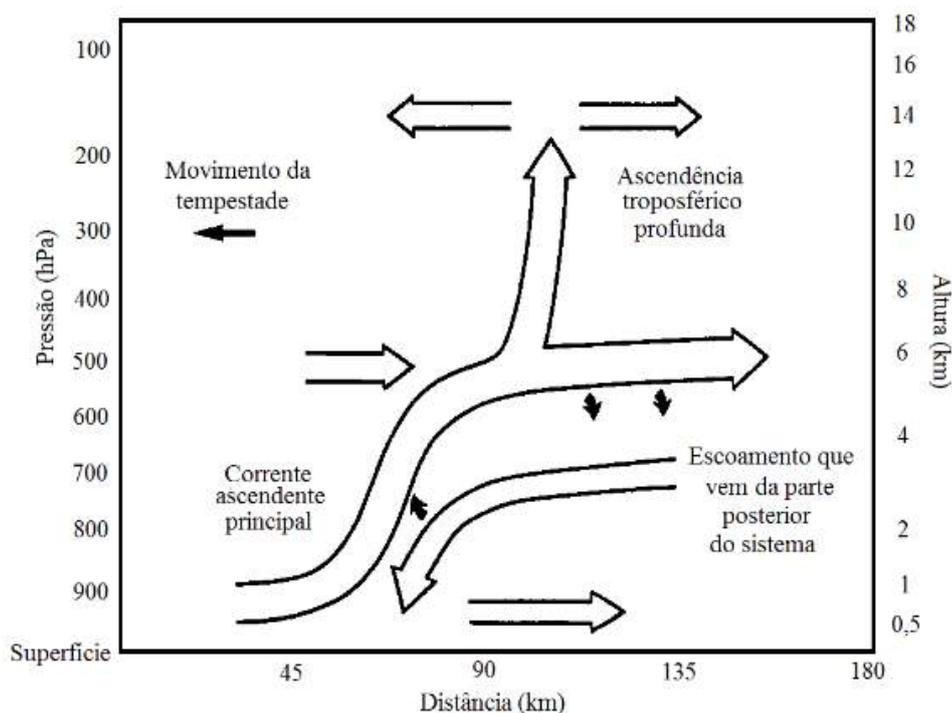


Figura 1.4: Modelo conceitual de uma LI tropical (Fonte: Alcântara (2010) apud Garstang et al. (1994))

Em uma segunda etapa do estudo realizado por Garstang et al. (1994), Greco et al. (1994) realizaram uma investigação do transporte de calor e umidade associados às linhas de instabilidade da região costeira da Amazônia. Em resumo, foi encontrado que o pico de aquecimento ocorre entre 500 e 550 hPa, enquanto que o pico de ressecamento ocorre entre 450 e 650 hPa.

Cohen et al. (1995) buscaram identificar as condições meteorológicas associadas a linhas de instabilidade na Amazônia. Por meio de um estudo de caso ocorrido entre os dias 5 e 7 de maio de 1987 (GTE/ABLE-2B) foi identificado que dias com presença de LI apresentavam um jato de baixos níveis mais forte e profundo em relação aos demais dias. Duas explicações foram atribuídas à intensificação do jato de baixos níveis: (i) propagação de ondas de leste no Atlântico Tropical; (ii) fontes de calor localizadas no setor oeste da Amazônia. Tais resultados são semelhantes aos obtidos por Silva Dias e Nieto-Ferreira (1992) e Alcântara (2010).

Pereira Filho et al. (2002) realizaram um estudo de caso de LI ocorrido no dia 26 de janeiro de 1999 durante o *Large-Scale Biosphere-Atmosphere Experiment in the Amazon* (LBA) e *Tropical Rainfall Measurement Mission* (TRMM). A partir de uma grande base

de dados do radar polarimétrico banda S (S-POL), o trabalho mostrou que a piscina fria tem sua origem em níveis médios, entre 400 e 600 hPa, associada ao resfriamento pela evaporação. A banda convectiva da LI é dominada pela microfísica quente, enquanto que a banda estratiforme, pela microfísica fria.

Alcântara et al. (2014), em um estudo de caso de uma LI ocorrida em 30 de maio de 2008 sobre a região amazônica, mostraram a influência dos jatos em médios e baixos níveis nos processos físicos associados às nuvens. Em linhas gerais, os resultados indicados mostraram que a ocorrência de um jato profundo e intenso até os médios níveis provocam uma maior ventilação nas nuvens, implicando em mais evaporação e ressecamento, e, portanto, maior entranhamento. Tal fato implica diretamente nas correntes ascendentes e descendentes e na piscina fria, ou seja, em sua velocidade de propagação e duração.

Materiais e Métodos

De forma geral, a metodologia desse estudo pode ser resumida pelo fluxograma da Figura 2.1. Inicialmente são utilizadas imagens do satélite GOES-13, obtidas no endereço <http://satelite.cptec.inpe.br/acervo/goes.formulario.logic>, para seleção do caso de LI de forma subjetiva. Estações do Banco de Dados Meteorológicos para Ensino e Pesquisa (BDMEP) do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET) e sondagens da *University of Wyoming* são utilizadas na caracterização do ambiente para LI selecionada. A partir de então, segue-se uma série de simulações, partindo de uma grade de baixa resolução espacial, até 4 grades aninhadas. O aninhamento de uma nova grade só é estabelecido quando a simulação do domínio superior é considerada adequada. Essa condição é confirmada a partir da análise de possíveis fontes de erros e suas respectivas correções. As condições iniciais e de fronteira das grade de baixa resolução espacial do modelo regional são fornecidas pelas análises do modelo global *Global Forecast System* (GFS), que também é usado para comparação com aquele domínio. As simulações são realizadas por meio do modelo de mesoescala WRF e seus resultados quanto à precipitação são comparados às estimativas do *Climate Prediction Center morphing method* (CMORPH). Por fim, os resultados gerados pela grade de maior resolução espacial, correspondente à grade aninhada de número 4, são analisados e comparados a modelos conceituais disponíveis na literatura.

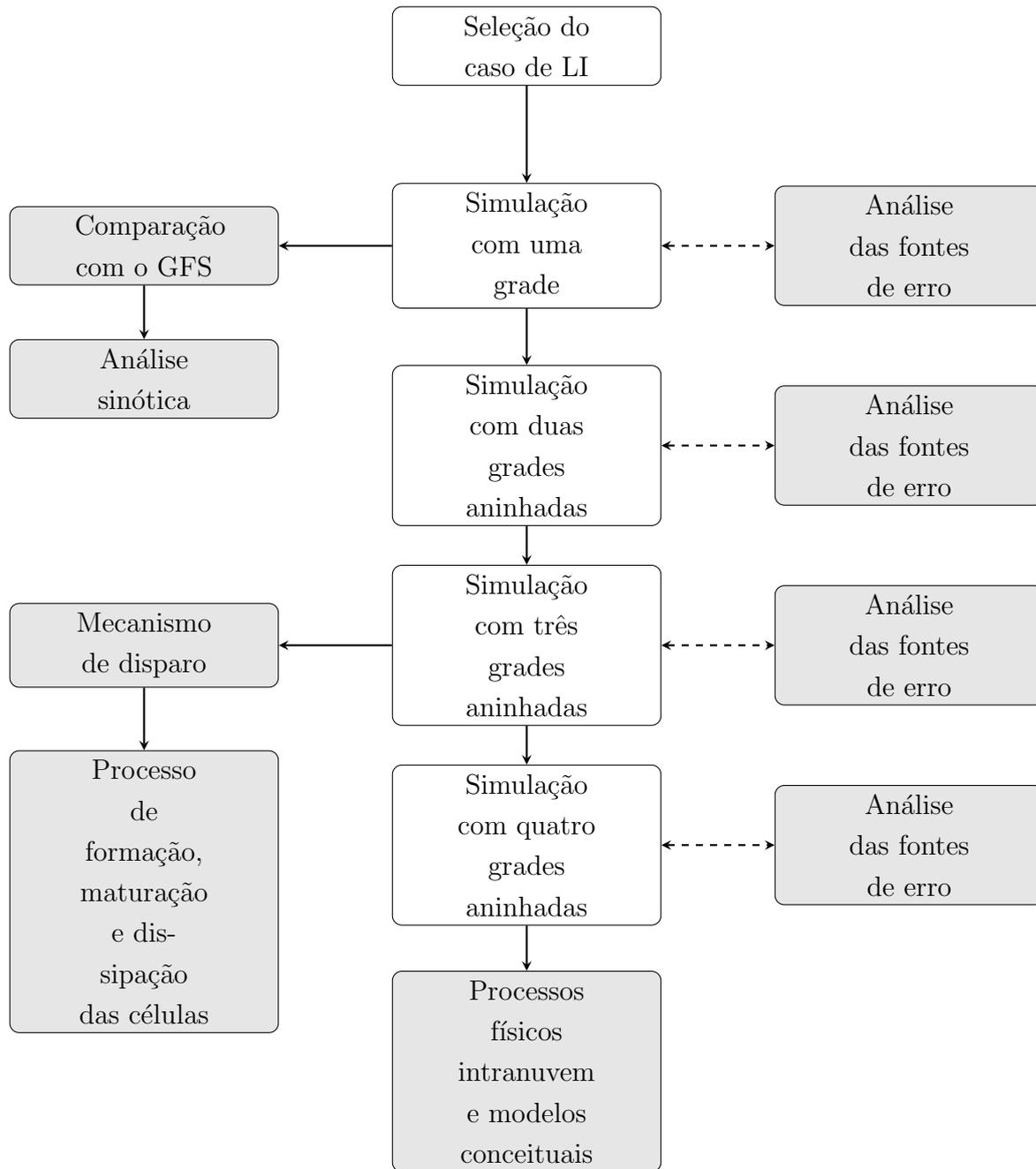


Figura 2.1: Fluxograma da metodologia

2.1 Análise do modelo GFS

As análises do GFS com $0,5^\circ$ de espaçamento horizontal e em intervalos de 6 horas são acessadas pelo endereço <https://rda.ucar.edu/>. As análises GFS contam com 32 níveis isobáricos, entre 1000 e 1 hPa. Esse conjunto de dados é utilizado para a análise sinótica do período de interesse e para comparação e avaliação das simulações do domínio WRF

de menor resolução espacial. Além disso, as mesmas análises são usadas como condições iniciais e de fronteira para as simulações WRF na grade de mais baixa resolução espacial.

2.2 O modelo WRF

O modelo WRF (Weather Research and Forecasting) é um sistema de previsão numérica de tempo e simulação da atmosfera. Seu desenvolvimento é uma ação conjunta de diversas agências e centros de pesquisa, como, por exemplo: a divisão Mesoscale and Microscale Meteorology (MMM) do National Center for Atmospheric Research (NCAR), o NCEP e Earth System Research Laboratory (ESRL) do National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA), Department of Defense's Air Force Weather Agency (AFWA), Naval Research Laboratory (NRL), Center for Analysis and Prediction of Storms (CAPS) e Federal Aviation Administration (FAA) (Skamarock e Klemp, 2008).

A flexibilidade do código do modelo WRF possibilita sua utilização desde notebooks pessoais até supercomputadores. Desta forma, uma ampla faixa da comunidade tem acesso ao modelo, desde grandes centros operacionais e de pesquisa até os mais diversos entusiastas. Nesta dissertação a versão empregada do WRF foi a 3.7.1, cujas principais características são descritas abaixo:

- Equações totalmente compressíveis em um sistema Euleriano não-hidrostático;
- Variáveis prognósticas: Componentes u e v da velocidade do vento em coordenadas Cartesianas, velocidade vertical w , perturbação da temperatura potencial, perturbação do geopotencial, perturbação da pressão em superfície do ar seco;
- Coordenada vertical η que segue o terreno conforme Equação 2.1:

$$\eta = \frac{p_h - p_{ht}}{\mu} \quad (2.1)$$

Em que p_h é a pressão hidrostática, p_{ht} é a pressão hidrostática no topo do modelo (valor constante), e $\mu = p_{hs} - p_{ht}$, sendo p_{hs} a pressão hidrostática na superfície. O valor de η varia entre 0 no topo e 1 na superfície;

- Integração no tempo do tipo time-split, com base no esquema de segunda e terceira ordem de Runge-Kutta, com passos de tempo menores para modos de gravidade e

- acústico. Opção de passo de tempo variável;
- Condições iniciais: tridimensional para dados reais e uma, duas ou três dimensões para casos idealizados;
 - Condições para as fronteiras laterais do modelo: periódica, aberta, e opções específicas;
 - Condições para o topo do modelo: Absorção de ondas de gravidade (difusão, Rayleigh Damping, Rayleigh Damping implícito para velocidade vertical). Pressão constante no topo do modelo;
 - Projeções para o mapa: Estereográfica polar, Conforme de Lambert, Mercator e latitude-longitude;
 - Aninhamento do tipo *one-way*, *two-way* e grade aninhada em movimento.

Além de todas as características já descritas, o WRF conta ainda com uma série de opções de parametrização de cumulus, esquemas de microfísica de nuvens, camada superficial, camada limite planetária e física da radiação atmosférica.

2.3 Configuração Experimental

As condições iniciais e de fronteira são obtidas das análises do modelo GFS com espaçamento horizontal de $0,5^\circ$ de latitude e longitude, e espaçamento temporal de 6 horas. O tempo total de simulação é de 48 h para todos os experimentos, com inicialização às 0000 UTC do dia 06/05/2015 e finalizando às 0000 UTC do dia 08/05/2015. As primeiras 12 h de simulação são descartadas, em função do *spin up* para as simulações de escala regional. No total foram utilizadas 4 domínios de grade (denominados d01, d02, d03 e d04) aninhados em modo *two-way*, como mostra a Figura 2.2. O domínio d01 possui 270 pontos na direção leste-oeste e 230 pontos na direção norte-sul, com espaçamento horizontal de grade de 27 km; o domínio d02 possui 361 pontos na direção leste-oeste e 301 pontos na direção norte-sul, com espaçamento horizontal de grade de 09 km; o domínio d03 possui 550 pontos na direção leste-oeste e 490 pontos na direção norte-sul, com espaçamento horizontal de grade de 03 km; o domínio d04 possui 802 pontos na direção leste-oeste e 400 pontos na direção norte-sul, com espaçamento horizontal de grade de 01 km. A Tabela 2.1 resume

todas estas informações. As características comuns em todas as simulações são mostradas na Tabela 2.2. Diferenças específicas serão detalhadas nas seções correspondentes.

Tabela 2.1 - Espaçamento de grade e número de pontos em x e y

	d01	d02	d03	d04
Espaçamento (km)	27	09	03	01
Pontos em x	270	361	550	802
Pontos em y	230	301	490	400

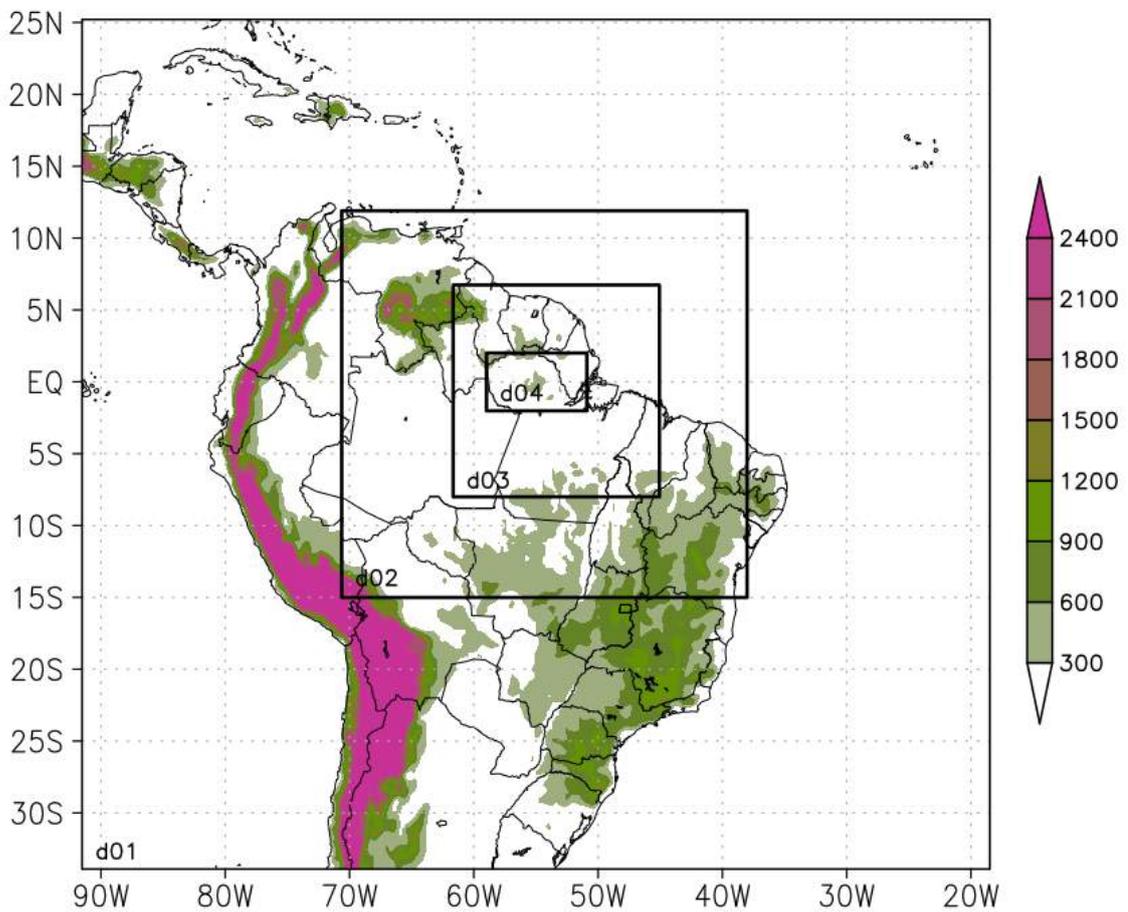


Figura 2.2: Domínios utilizados para os experimentos. A região sombreada denota a altura topográfica em metros.

Tabela 2.2 - Configurações experimentais das simulações no WRF

Versão do modelo	3.7.1
Número de níveis na vertical	45
Topo do modelo	30 hPa
Tipo de solo	Uso do solo MODIS (MCD12Q1)
Passo de tempo no domínio maior	60 s
Razão de downscaling	1/3
Parametrização de microfísica	Lin (Purdue) ^a
Parametrização de radiação de onda curta	Dudhia ^b
Parametrização de radiação de onda longa	RRTM ^c
Camada de superfície	MM5 Similarity theory
Modelo de superfície	Noah Land Surface Model ^d
Física da Camada Limite Planetária	YSU ^e
Parametrização Cumulus	Kain-Fritsch ^{f,1}

^aLin et al. (1983) ^bDudhia (1989) ^cMlawer et al. (1997) ^dChen e Dudhia (2001) ^eHong et al. (2006) ^fKain (2004) ¹A parametrização cumulus é desligada em d04 e, eventualmente, em d03.

2.4 CMORPH

A região amazônica não dispõe de uma rede densa de dados meteorológicos em meso-escala, o que dificulta análises físicas que envolvam a precipitação. Desta forma, o uso de estimativas indiretas da precipitação, como, por exemplo, as obtidas por satélites e radares meteorológicos, tornam-se o melhor meio de comparação entre as simulações e a realidade. O CMORPH (*Climate Prediction Center morphing method*) é uma técnica que produz análises de precipitação global em alta resolução espacial, com espaçamento de grade de, aproximadamente, 0,07° de latitude e longitude, e temporal com intervalos de 30 minutos. As análises são produto de imagens do canal do infravermelho de satélites geoestacionários (Joyce et al., 2004). Esses dados são utilizados neste estudo a fim de caracterizar os campos de precipitação gerados pela LI ao longo do tempo, bem como base de comparação para a intensidade e a localização da precipitação produzida pelo modelo WRF.

2.5 Estações de Superfície do INMET e Sondagens

A Figura 2.3 mostra a localização das sondagens atmosféricas da *University of Wyoming* (símbolo X em vermelho), obtidas no endereço <http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>, e das estações meteorológicas do INMET (círculos preenchidos em verde), acessadas no endereço <http://www.inmet.gov.br/portal/index.php?r=bdmep/bdmep>. Estão identificadas as cidades correspondentes à localização das estações de superfície do INMET. Esses dados são utilizados principalmente na caracterização do ambiente sinótico onde a LI está inserida.

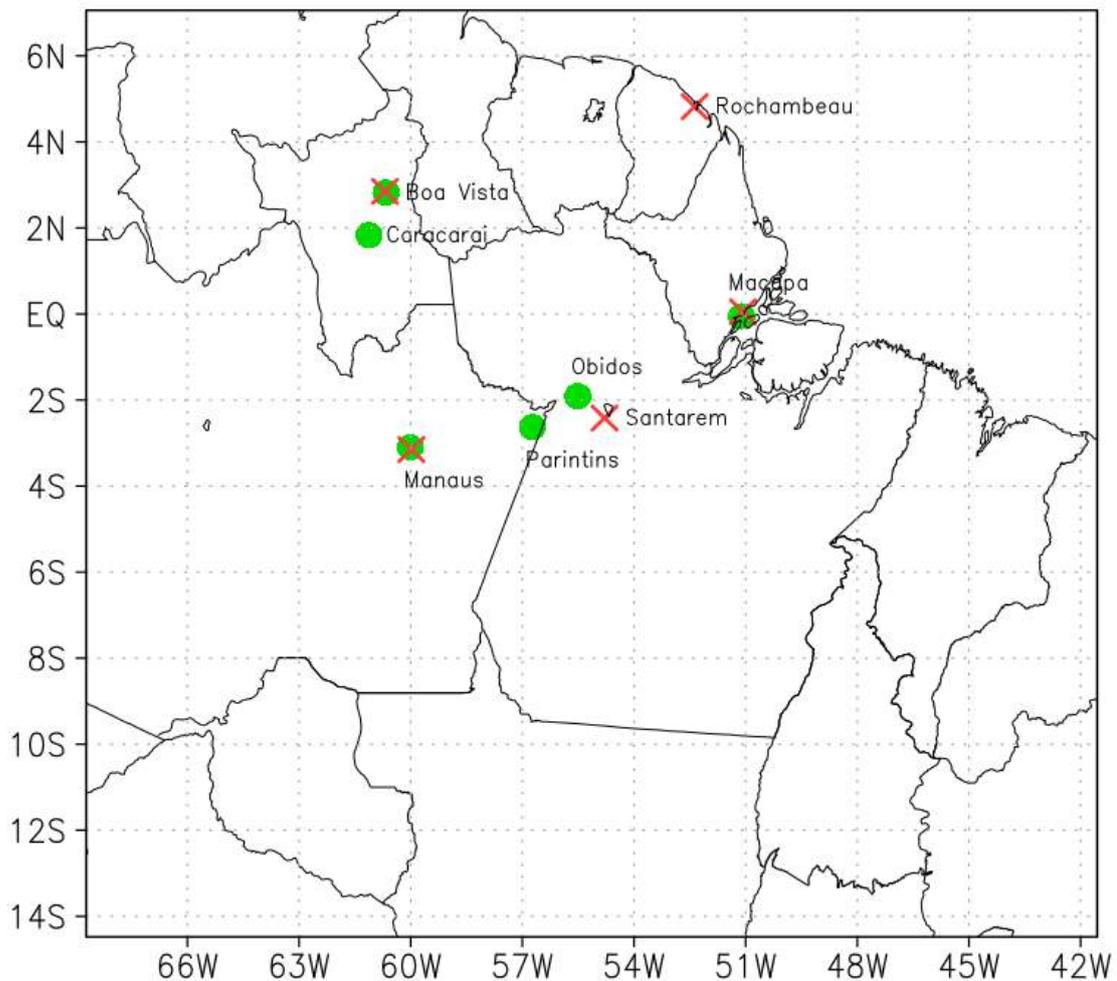


Figura 2.3: Estações meteorológicas e sondagens atmosféricas. Os X's em vermelho representam a localização das sondagens atmosféricas da *University of Wyoming*. Os círculos preenchidos em verde representam a localização das estações meteorológicas do INMET. Estão identificadas as cidades onde as medições foram realizadas

2.6 Métodos de análise para a grade de 1 km (d04)

2.6.1 Cortes verticais transversais

Para a análise da estrutura vertical da LI, foram realizados cortes verticais transversais em células convectivas específicas no seu sentido de propagação. O local de realização do corte foi determinado pela seleção automática, através de um *script GrADS*, do ponto de máxima razão de mistura total (q_{tot}) integrada verticalmente, conforme indicado pelas Equações 2.2 e 2.3. Esse ponto é também utilizado como o centro da área no cálculo de $\bar{\theta}_p$ (Equação 2.4). Essa metodologia foi utilizada com o fim de remover a subjetividade na seleção dos pontos onde o corte é realizado.

$$q_{tot} = q_c + q_i + q_r + q_s + q_g \quad (2.2)$$

$$\frac{f}{g} \int_{p_0}^{p_{top}} q_{tot} dp \quad (2.3)$$

Sendo q_c , q_i , q_r , q_s e q_g as razões de mistura de água da nuvem, gelo, água da chuva, neve e graupel, respectivamente, f um fator de escala no valor de 100 e p_{top} a pressão no topo do modelo, neste caso com o valor de 30 hPa.

Foram exploradas cinco variáveis distintas para a análise em cada corte: (i) vento zonal (u); (ii) velocidade vertical (w); (iii) flutuabilidade; (iv) vorticidade (ζ); (v) divergência de massa ($\nabla \cdot \vec{v}$). Em (i), a variável escolhida possibilita determinar os escoamentos que direcionam o deslocamento da célula convectiva. Em (ii), a velocidade vertical permite verificar a atuação das correntes ascendentes (*updrafts*) e descendentes (*downdrafts*), que estão diretamente associadas ao mecanismo de propagação da LI. Em (iii), usa-se a metodologia proposta em Tompkins (2001) para o isolamento da piscina de ar frio em baixos níveis a da troposfera. Tompkins (2001) propôs o uso da flutuabilidade como uma boa forma de identificação da piscina fria, uma vez que esses sistemas são essencialmente correntes de densidade. A eficácia dessa metodologia foi mais tarde corroborada pelos resultados apresentados por Feng et al. (2015), que estudou os mecanismos de organização de nuvens convectivas pelas piscinas frias. As equações 2.4, 2.5 e 2.6 utilizadas por Tompkins (2001) são empregadas neste estudo para o cálculo da flutuabilidade:

$$b = \frac{g(\theta_p - \bar{\theta}_p)}{\bar{\theta}_p} \quad (2.4)$$

Onde g é a aceleração devido à força da gravidade, com valor aproximado de $9,8 \text{ m s}^{-2}$ e $\bar{\theta}_p$, a média horizontal da densidade de temperatura potencial (θ_p) em uma área de 60 km^2 . θ_p é definido como:

$$\theta_p = \theta(1 + 0.608q_v - q_c - q_r) \quad (2.5)$$

Onde θ é a temperatura potencial e q_v , q_c e q_r são as razões de mistura do vapor, nuvem condensada e chuva, respectivamente. θ é definida pela Equação de Poisson para o ar não saturado:

$$\theta = T \left(\frac{p_0}{p} \right)^{\frac{R_d}{c_p}} \quad (2.6)$$

Sendo p_0 um nível de pressão de referência, neste caso 1000 hPa, R a constante universal dos gases perfeitos com valor de $287 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$ e c_p , o calor específico à pressão constante com valor de $1004 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$.

Por fim, em (iv) e (v), a análise dos cortes verticais da vorticidade relativa (ζ) e da divergência de massa ($\nabla \vec{v}$), conforme as equações 2.7 e 2.8, possibilitam determinar as circulações que ocorrem dentro da nuvem e os respectivos pontos de convergência e divergência de massa:

$$\zeta = \frac{\partial w}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial z} \quad (2.7)$$

$$\nabla \vec{v} = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial w}{\partial z} \quad (2.8)$$

2.6.2 Perfis verticais

Além das seções verticais, foram traçados os perfis verticais de temperatura potencial equivalente (θ_e) e vento zonal (u) em dois pontos específicos que sofrem influência de duas células distintas que incorporam a LI (determinadas através do campo de q_{tot} integrada na vertical). Foram analisados os perfis do ambiente uma hora antes, durante e uma hora depois da passagem das células. Essa metodologia é semelhante à usada por Garstang

et al. (1994) e Cohen et al. (1995). A temperatura potencial equivalente é determinada pelo conjunto de equações de 2.9 a 2.14, inseridas no script GrADS:

$$T_d = T - (14.55 + 0.114T)(1 - 0.01RH) + ((2.5 + 0.007T)(1 - 0.01RH))^3 + (15.9 + 0.117T)(1 - 0.01RH)^{14} \quad (2.9)$$

$$e_s = 6.112 \exp\left(\frac{17.67T_d}{T_d + 243.5}\right) \quad (2.10)$$

$$e = 1.001e_s + \frac{p - 100}{900 \times 0.0034} \quad (2.11)$$

$$w = 0.62197 \left(\frac{e}{p - e}\right) \quad (2.12)$$

$$T_e = T + 273.16 + \left(\frac{2260000}{1004}w\right) \quad (2.13)$$

$$\theta_e = T_e \left(\frac{1000}{p}\right)^{\frac{287}{1004}} \quad (2.14)$$

Resultados e Discussões

Nesta seção serão apresentados os resultados e discussões gerados por meio das simulações. A ordem dos resultados obedece uma sequência lógica, da análise em escala sinótica à mesoescala. Na escala sinótica são identificados os principais sistemas atmosféricos atuantes e que possuem influência direta ou indireta na LI estudada. A partir da mesoescala, os resultados são apresentados de forma a evidenciar o ciclo de vida de uma LI. Desta forma, são destacados os mecanismos de disparo, desenvolvimento de uma Cb e processos intranuvem.

3.1 Identificação da LI

A Figura 3.1 mostra as imagens do satélite GOES-13 no canal infravermelho entre as 1800 UTC do dia 06 e 1200 UTC do dia 07 de maio de 2015. As áreas em tons mais claros correspondem às nuvens com topos mais altos. As regiões destacadas com uma elipse vermelha indicam as células convectivas pertencentes à linha de instabilidade (LI) estudada. A formação da LI ocorre por volta das 1800 UTC do dia 06 (Figura 3.1a) na região costeira dos estados do Pará e Amapá e da Guiana Francesa. Nesse instante, a LI pode ser confundida com os vários focos de convecção, comuns a essa região neste horário, predominantes em boa parte do domínio da imagem. Pela diferença na posição entre 1800 UTC do dia 06 e 0000 UTC dia 07 (Figura 3.1b) observa-se que o deslocamento do sistema é no sentido sudoeste em direção ao Estado do Amazonas. A Figura 3.1c (0600 UTC de 07/05/2015) denota o momento em que a LI se encontra mais intensa, com uma grande célula convectiva posicionada sobre a região oeste do Pará, próximo à cidade de Santarém. A Figura 3.1d (1200 UTC de 07/05/2015) mostra o sistema já enfraquecido em

relação a 6 horas antes. Nesse momento, a LI passa a se misturar com a convecção local perdendo intensidade, notando-se ainda o maior espalhamento horizontal das nuvens do tipo cirrus geradas na parte superior das células convectivas. Às 1700 UTC o sistema já não é distinguível nas imagens de satélite (figura não mostrada). No entanto, nota-se que, no dia 09 de maio, 48 h após seu desaparecimento sobre a área central amazônica, uma linha de instabilidade forma-se já na altura da divisa do Amazonas com Mato Grosso em virtude do forte aquecimento superficial diurno, denotando que houve propagação discreta da perturbação entre 07 e 09 de maio de 2015. Ressalta-se que esta propagação discreta não é o objeto de estudo do presente trabalho, que se concentra nos dois primeiros dias do ciclo de vida do sistema.

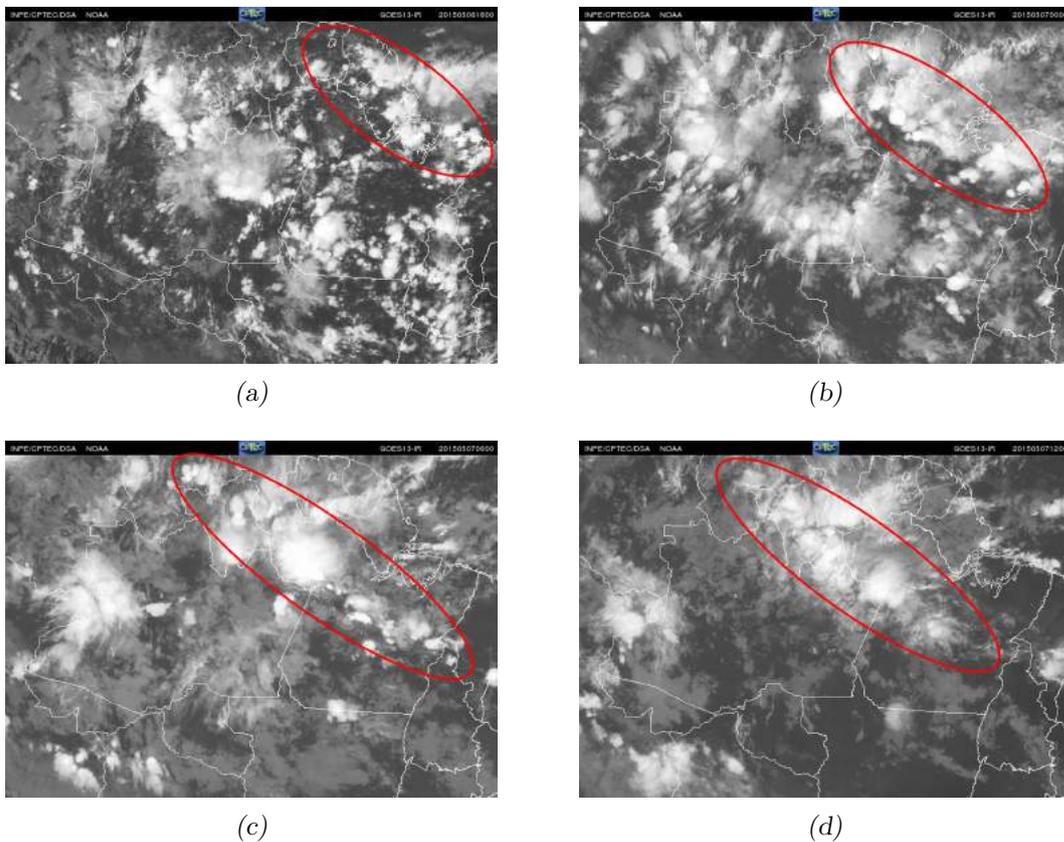


Figura 3.1: Imagens do satélite GOES-13 no canal do infravermelho em alta resolução espacial. (a) 06/05/2015 - 1800 UTC, (b) 07/05/2015 - 0000 UTC, (c) 07/05/2015 - 0600 UTC e (d) 07/05/2015 - 1200 UTC. As elipses em vermelho destacam a região da Linha de Instabilidade. Fonte: DSA/CPTEC/INPE

A Figura 3.2 mostra as imagens do canal infravermelho do satélite GOES-13 com realce de cores de acordo com a temperatura de brilho de cada pixel, entre 1800 UTC do dia 06 e 1400 UTC do dia 07 de maio de 2015. O realce apresentado nessas imagens

possibilita a distinção das diferentes células convectivas que constituem a linha de instabilidade. Destaca-se claramente o desenvolvimento vigoroso de uma das células convectivas em relação às demais. A Figura 3.2c (0200 UTC de 07/05/2015) mostra o momento em que esta célula se encontra no estágio maduro, com temperaturas abaixo de -80°C . A Figura 3.2d (0600 UTC de 07/05/2015) possibilita a visualização da dimensão horizontal dessa LI, que se estende desde o extremo oeste de Roraima até a região central do Pará, com comprimento em torno de 1.600 km e espessura de, aproximadamente, 200 km. Considerando às 1800 UTC do dia 06/05/2015 como horário inicial da LI e 1700 UTC do dia 07/05/2015 como final, e estimando-se o deslocamento da LI em cerca de 1.300 km, obtém-se a velocidade média de propagação da LI de, aproximadamente, $15,7 \text{ m s}^{-1}$. Tais resultados são semelhantes aos aspectos climatológicos relacionados à dimensão e velocidade de propagação apresentados por Cohen et al. (1989) para linhas de instabilidade na Amazônia. No entanto, a velocidade média do evento estudado é maior quando comparada à climatologia de SCMs realizada por Pereira Filho et al. (2015) e Rehbein (2016), que encontraram os valores de $11,8 \text{ m s}^{-1}$ e $6,0 \text{ m s}^{-1}$, respectivamente.

As Figuras 3.3 e 3.4 mostram os campos de precipitação acumulada estimada pelo CMORPH entre 1800 UTC do dia 06/05/2015 e 1600 UTC do dia 07/05/2015 em intervalos de duas horas. Entre 1800 UTC do dia 06/07/2015 e 04 UTC do dia 07/05/2015 (Figuras 3.3a a 3.3f) a LI percorre uma distância de cerca de 700 km entre o litoral do Amapá e o noroeste do estado do Pará. Nota-se que a intensidade da precipitação aumenta à medida que a LI se desloca em direção ao continente. O máximo é atingido às 0200 UTC do dia 07/05/2015 (Figura 3.3d), onde vários núcleos que compõem a LI apresentam valores acima de 24 mm h^{-1} . A partir de então, há uma desintensificação da precipitação. A sequência de imagens apresentada na Figura 3.4 entre 0600 UTC e 1600 UTC do dia 07/05/2015 mostra que a LI perde velocidade e passa a se concentrar sobre a divisa dos estados do Amazonas e Pará e toda a faixa entre noroeste e sudeste do estado do Amapá. Nesse intervalo, os valores de precipitação são menores, atingindo, uma média de 10 mm h^{-1} para a região da LI.

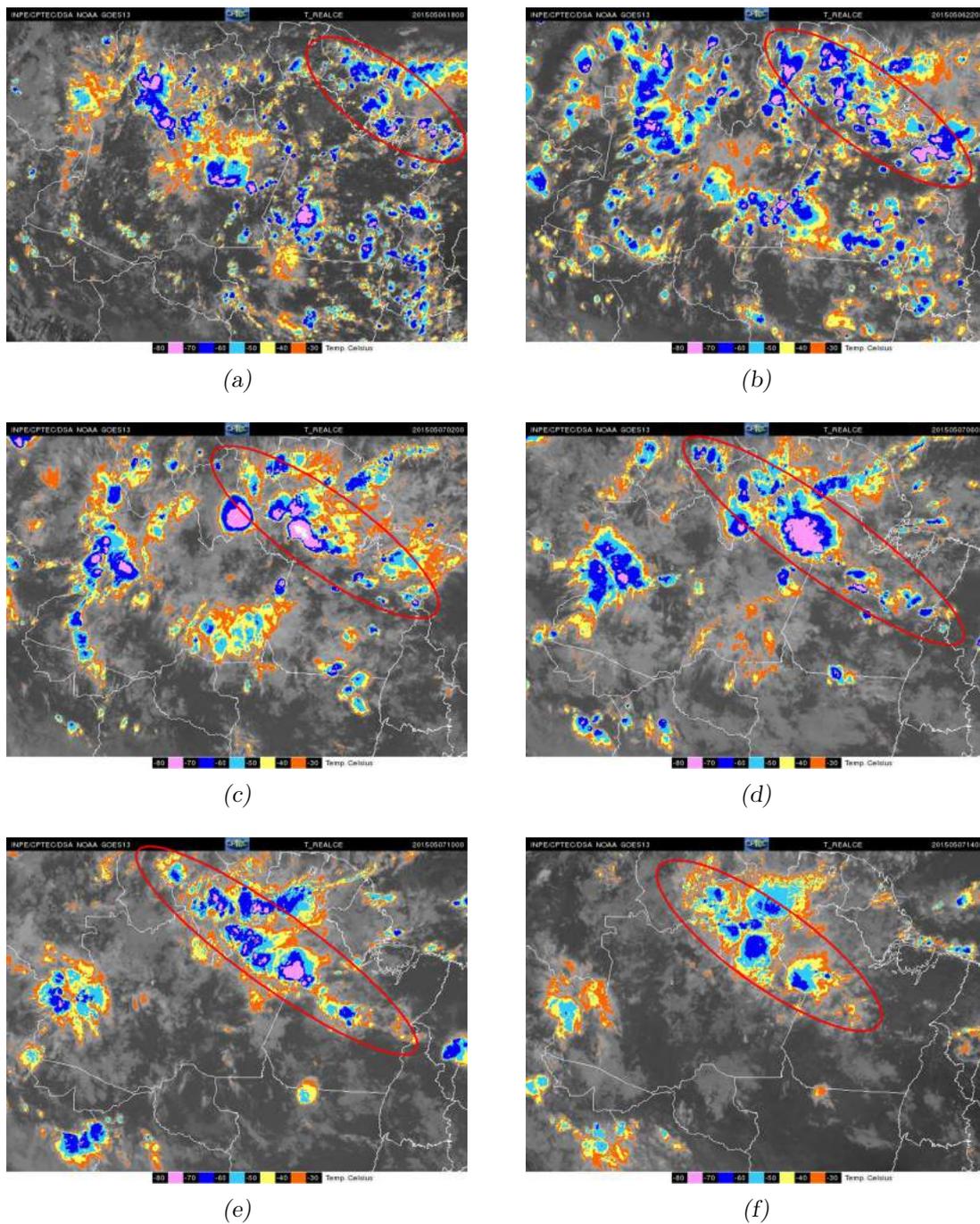


Figura 3.2: Imagens do satélite GOES-13 no canal de realce da temperatura de brilho em alta resolução espacial. (a) 06/05/2015 - 1800 UTC, (b) 06/05/2015 - 2200 UTC, (c) 07/05/2015 - 0200 UTC, (d) 07/05/2015 - 0600 UTC, (e) 07/05/2015 - 1000 UTC e (f) 07/05/2015 - 1400 UTC. As elipses em vermelho destacam a região da Linha de Instabilidade. Fonte: DSA/CPTEC/INPE.

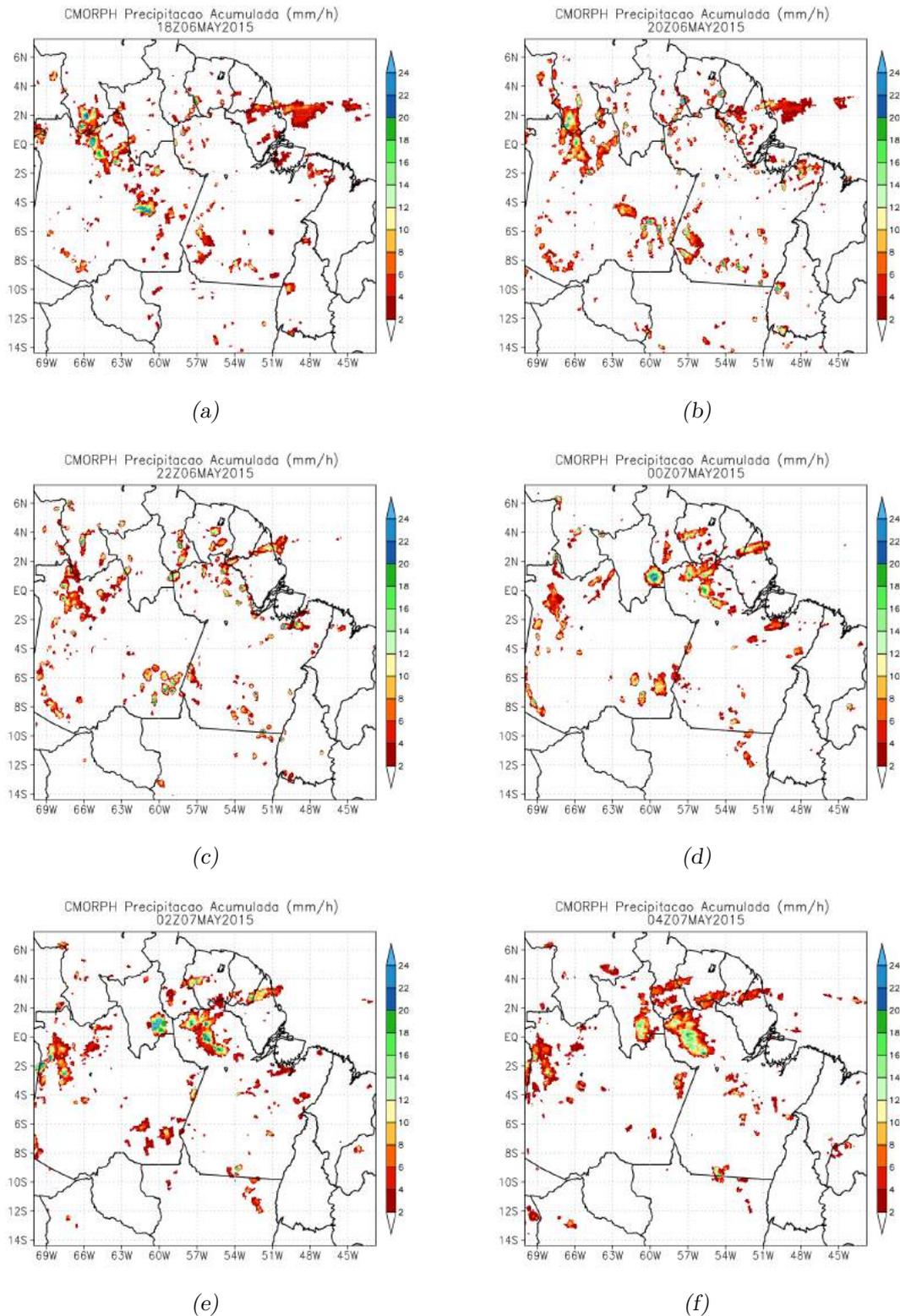


Figura 3.3: Precipitação acumulada (mm/h) pela estimativa do CMORPH. (a) 06/05/2015 - 1800 UTC, (b) 06/05/2015 - 2000 UTC, (c) 06/05/2015 - 2200UTC, (d) 07/05/2015 - 0000 UTC, (e) 07/05/2015 - 0200 UTC, (f) 07/05/2015 - 0400 UTC. A escala de cores indica os valores de precipitação na região sombreada.

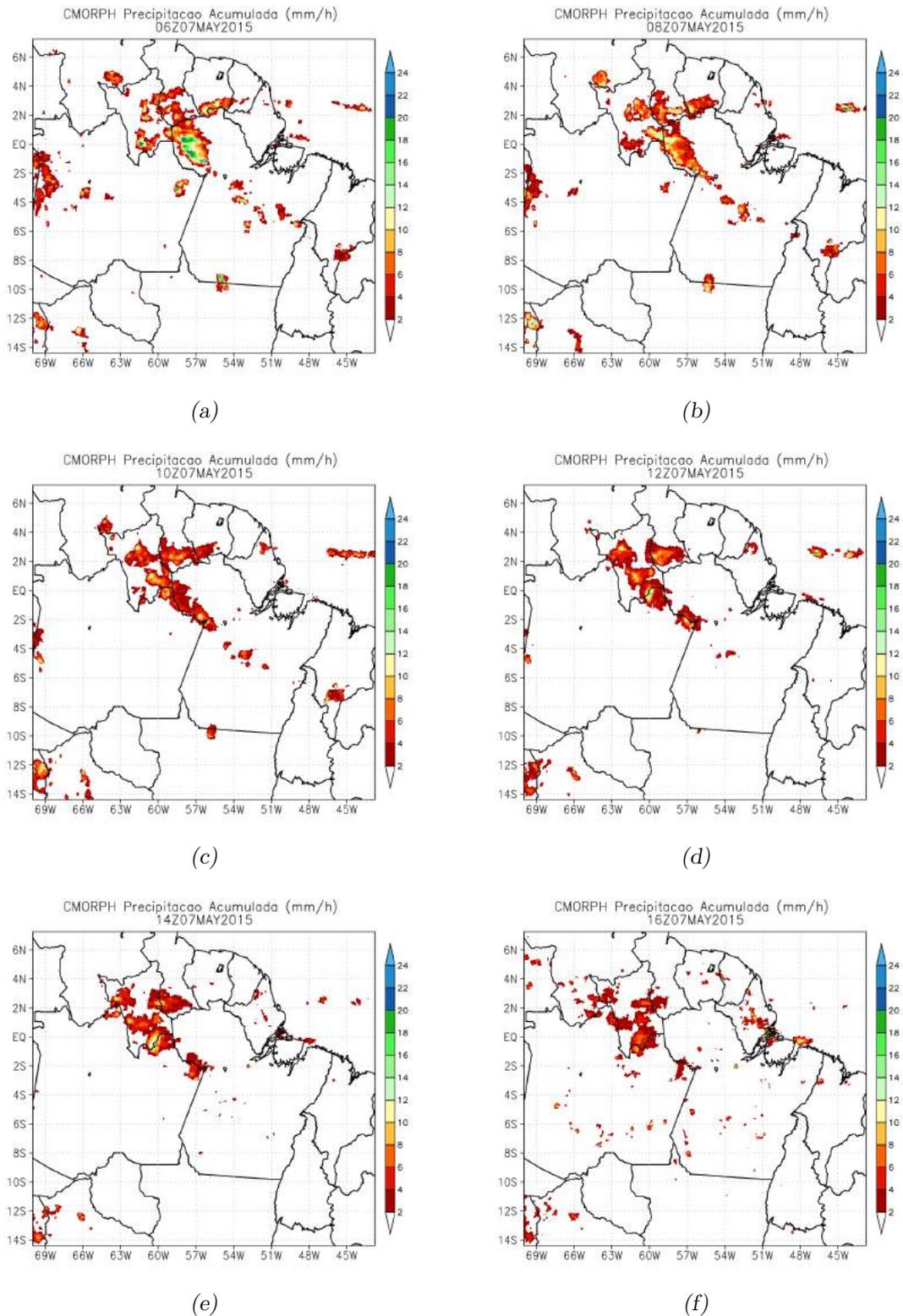


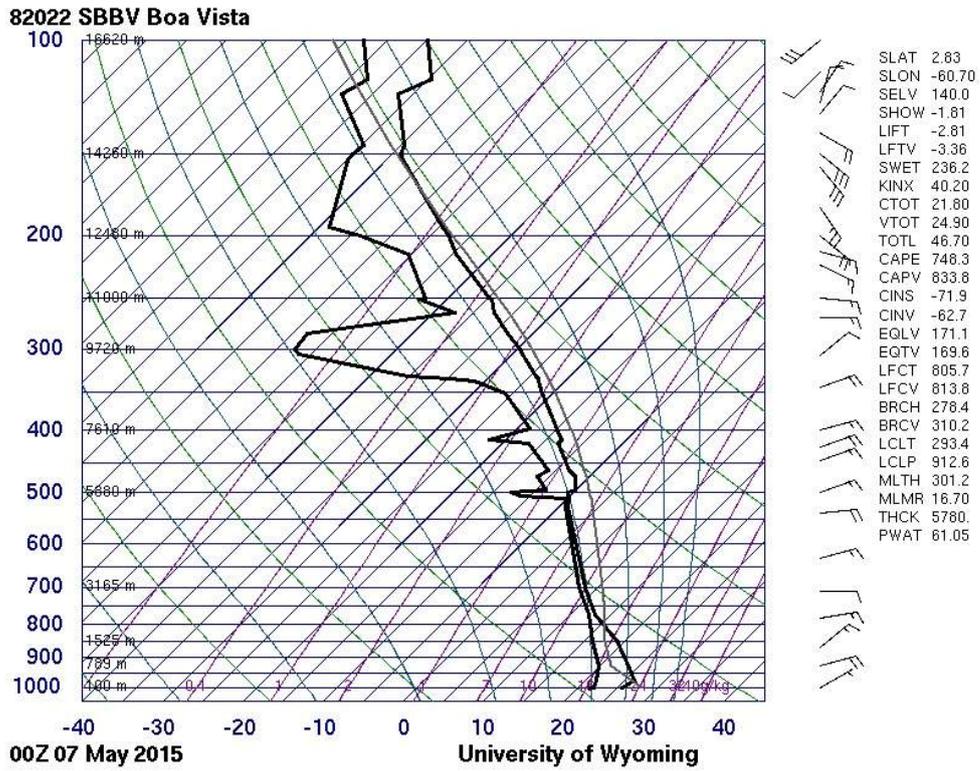
Figura 3.4: Precipitação acumulada (mm/h) pela estimativa do CMORPH. (a) 07/05/2015 - 0600 UTC, (b) 07/05/2015 - 0800 UTC, (c) 07/05/2015 - 1000 UTC, (d) 07/05/2015 - 1200 UTC, (e) 07/05/2015 - 1400 UTC, (f) 07/05/2015 - 1600 UTC. A escala de cores indica os valores de precipitação na região sombreada.

Para caracterização do ambiente antes, durante e depois da passagem da LI, as Figuras 3.5 a 3.7 mostram o perfil vertical da atmosfera para as cidades de Boa Vista (Figura 3.5a), localizada na região nordeste de Roraima, e Santarém (Figura 3.5b), localizada no centro-oeste do Pará. A passagem da LI ocorre nos arredores dessas cidades entre 0600 e 1200 UTC do dia 07/05/2015 (Figuras 3.4a a 3.4d). Nota-se pela Figura 3.5 que ambas as localizações apresentam CAPE mais elevado no momento anterior à passagem do sistema, com valores entre 740 e 990 $J kg^{-1}$. Nesse instante, o vento é predominantemente de leste em toda a camada. Ambos os perfis apresentam uma camada bastante úmida. No entanto, a sondagem de Boa Vista (Figura 3.5a) mostra uma região mais seca no nível de 300 hPa.

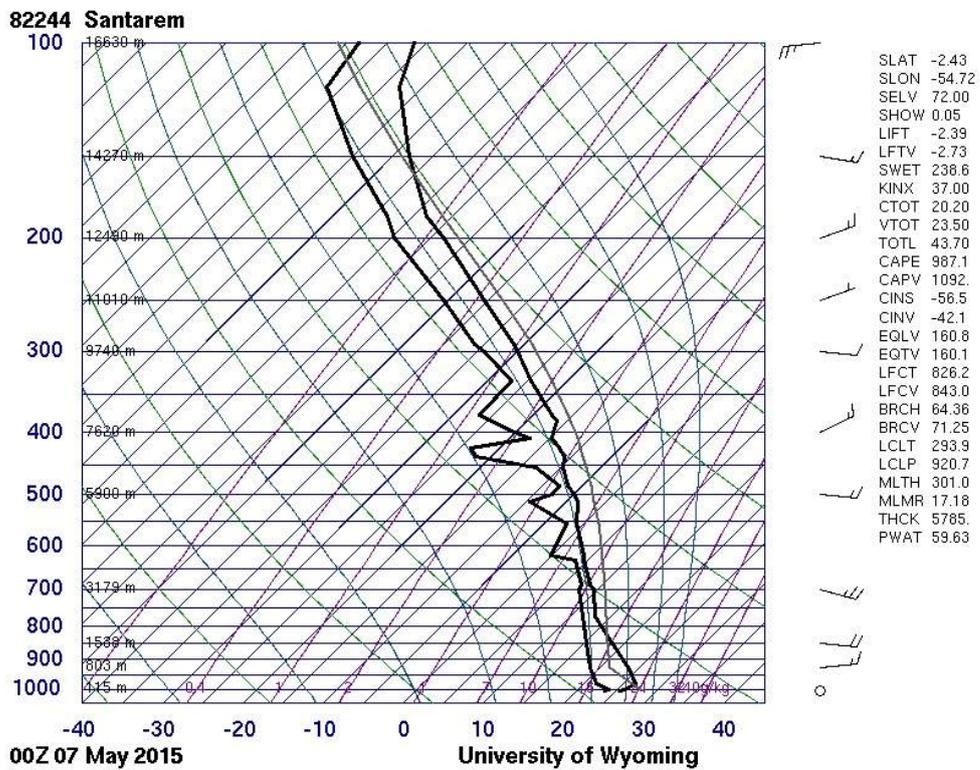
A Figura 3.6 denota o momento em que a LI se encontra entre o noroeste de Roraima e o centro-oeste do Pará. Nota-se que os valores de CAPE são agora mais baixos e variam entre 160 e 220 $J kg^{-1}$, indicando alteração na distribuição de calor e umidade na vertical em razão do deslocamento da LI. A predominância dos ventos de leste persiste nesse horário. No entanto, há uma mudança em altos níveis, acima de 250 hPa, onde a direção dos ventos passa a ser de oeste em Boa Vista e de norte, em Santarém. Nota-se uma intensificação dos ventos em baixos níveis para a sondagem de Boa Vista (Figura 3.6b).

As 12 horas que separam a Figura 3.6 da Figura 3.7 não produzem mudanças significativas. A maior diferença é notada no valor de CAPE para Santarém. No entanto, a elevação desse valor é devida à incursão de um novo sistema de LI após as 0000 UTC do dia 08/05/2015.

A Figura 3.8 mostra a precipitação acumulada diária entre os dias 4 e 10 de maio de 2015 para as estações do INMET localizadas nas cidades de Macapá (preto), Boa Vista (cinza) e Óbidos (branco), esta última situada a 100 *km* do noroeste de Santarém. Nota-se que a passagem da LI no dia 07 produz um grande volume de precipitação para as três estações, mas especialmente para Macapá, onde os valores atingem em torno de 65 *mm*.

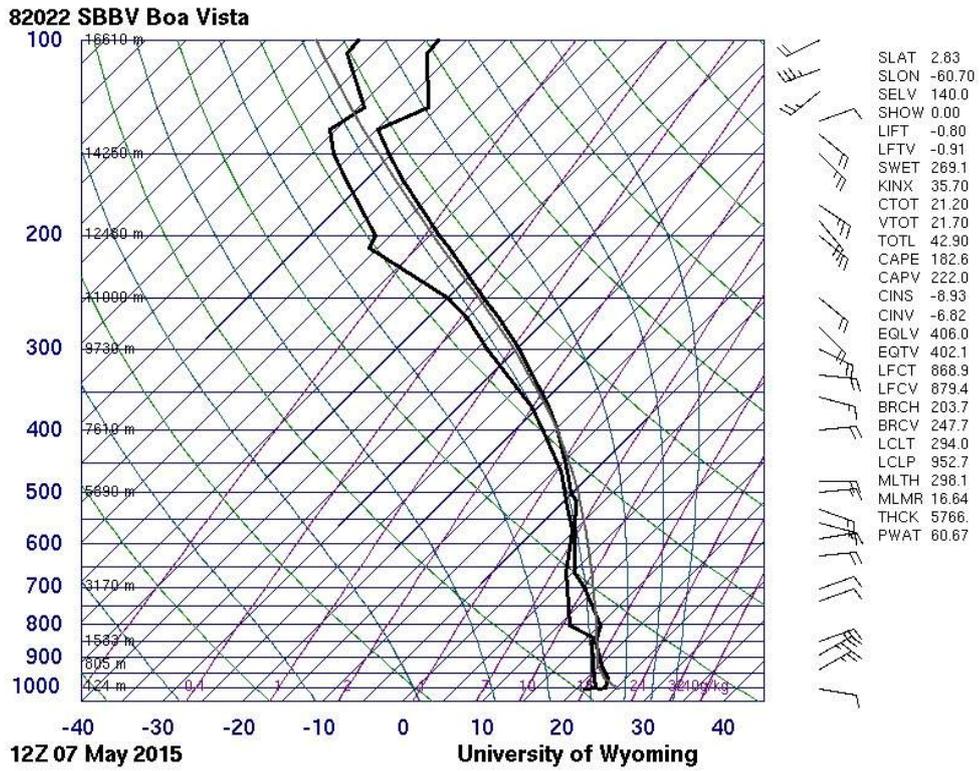


(a)

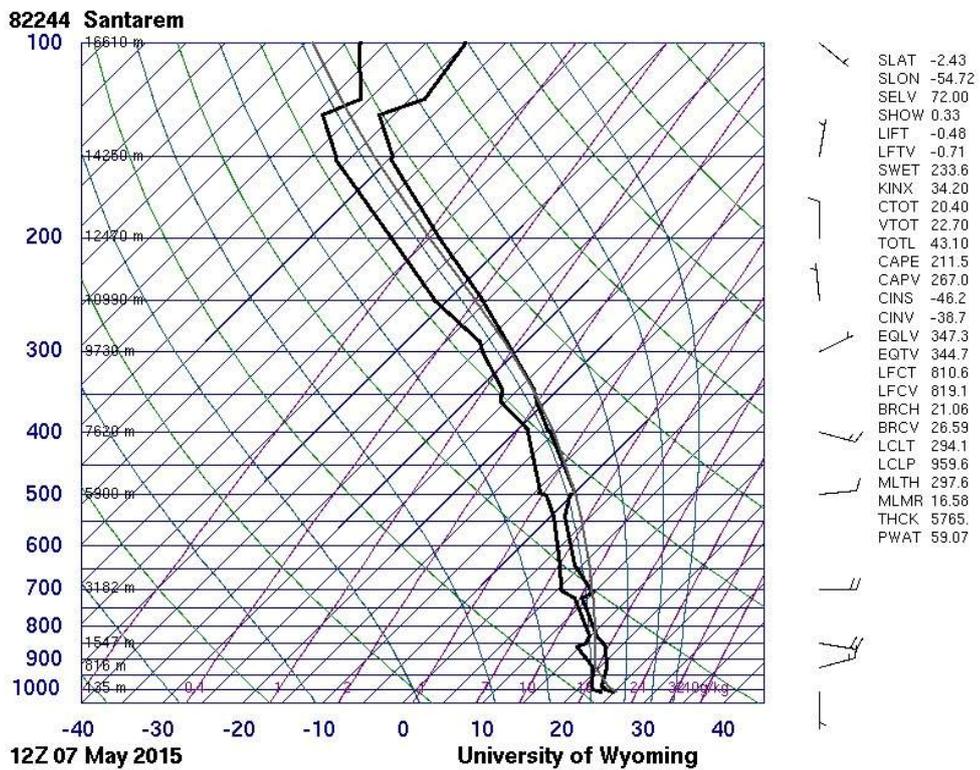


(b)

Figura 3.5: Sondagens atmosféricas às 00 UTC do dia 07/05/2015. (a) Boa Vista e (b) Santarém

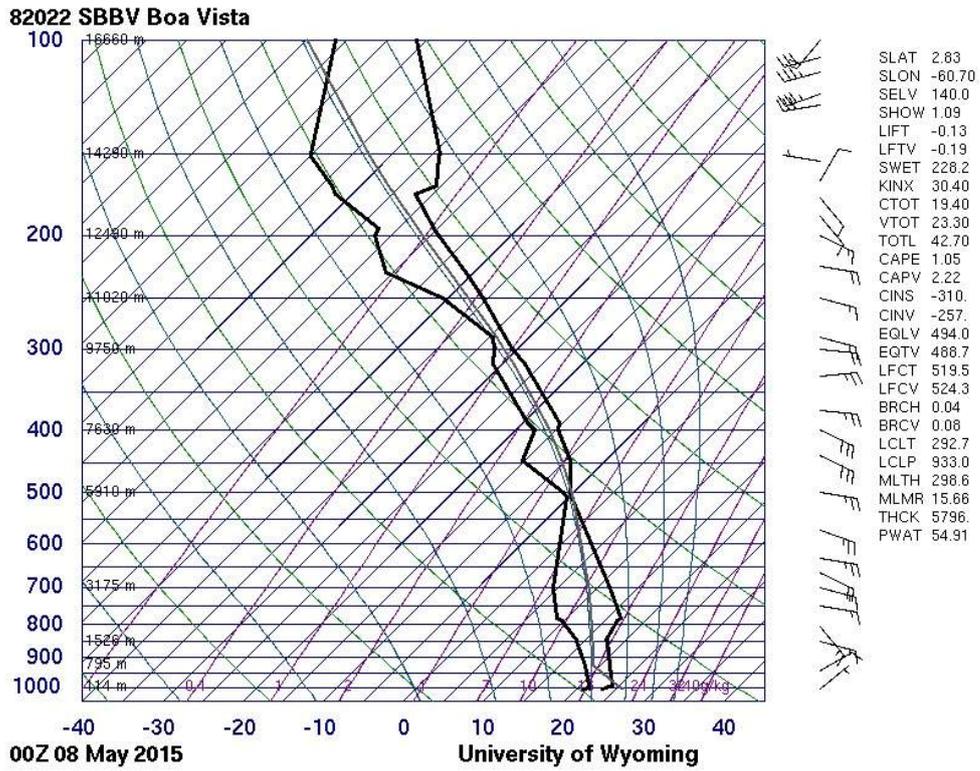


(a)

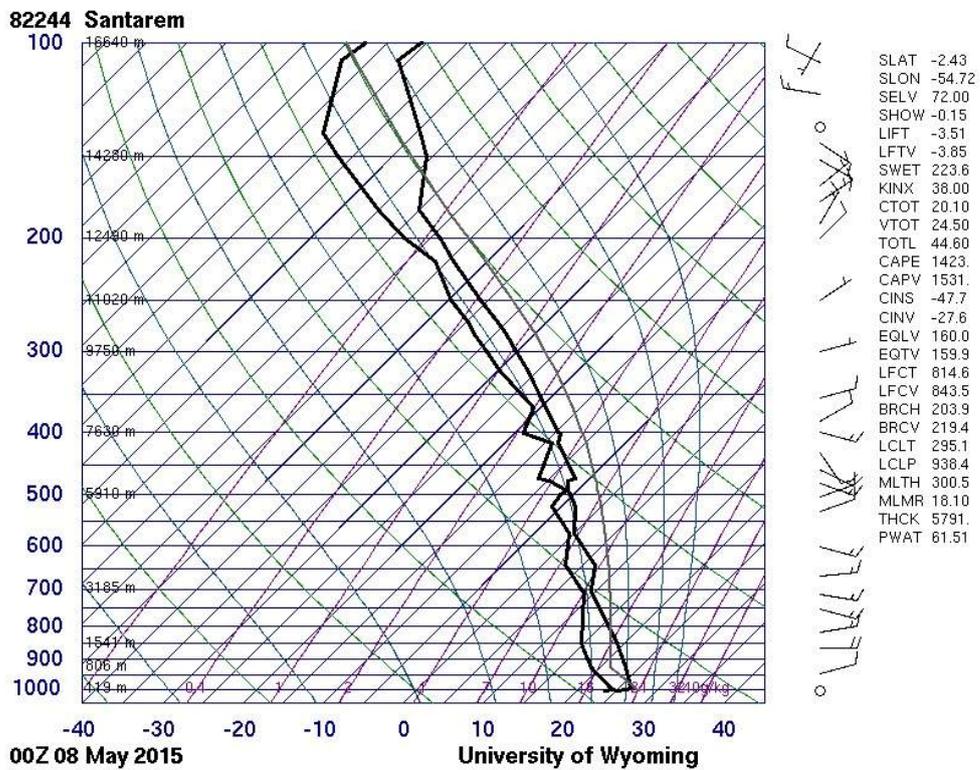


(b)

Figura 3.6: Sondagens atmosféricas às 12 UTC do dia 07/05/2015. (a) Boa Vista e (b) Santarém



(a)



(b)

Figura 3.7: Sondagens atmosféricas às 00 UTC do dia 08/05/2015. (a) Boa Vista e (b) Santarém

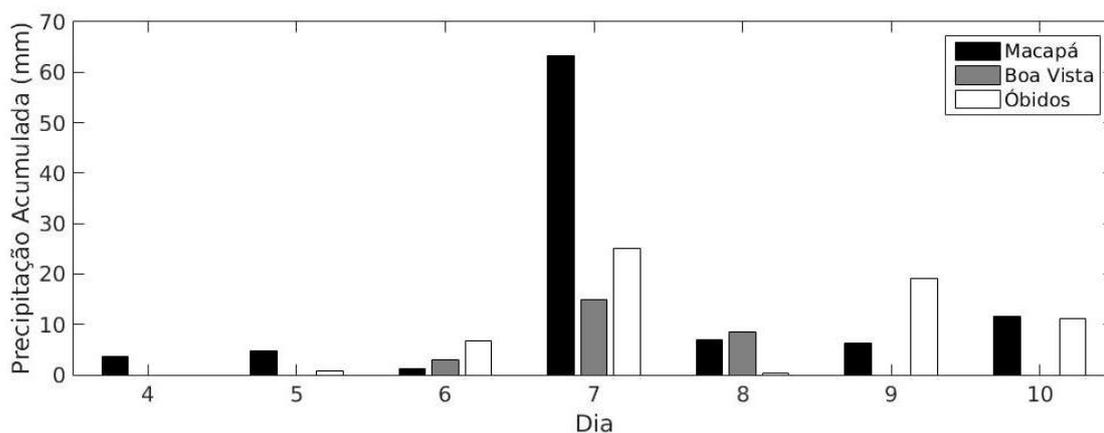


Figura 3.8: Precipitação Acumulada (mm) nas estações de Macapá (preto), Boa Vista (cinza) e Óbidos (branco).

3.2 Análises do Modelo Global GFS

As Figuras 3.9 a 3.11 mostram variados campos obtidos das análises do modelo GFS com $0,5^\circ$ de resolução horizontal. A sequência das figuras segue os mesmos horários mostrados na Figura 3.1, possibilitando, dessa maneira, a identificação de fenômenos meteorológicos de maior escala que possam estar diretamente relacionados à formação e à propagação da LI.

A Figura 3.9 mostra os campos de direção e intensidade do vento em 200 hPa. Para a região de interesse, o posicionamento de um anticiclone em altos níveis tem papel fundamental no desenvolvimento de sistemas convectivos em superfície. As Figuras 3.9a (1800 UTC de 06/05/2015) e 3.9b (0000 UTC de 07/05/2015) indicam que o centro desse anticiclone se encontra entre as regiões central e nordeste do Mato Grosso. Dessa forma, sua borda norte, associada a outros escoamentos, constitui um mecanismo de difluência que favorece a convergência em superfície. Esse processo é explicado por Carvalho (1989) e Gusmão (1996), onde é destacado que um "deck" de cirrus resfria localmente o topo da coluna imediatamente abaixo desse "deck" e, em contrapartida, aquece a coluna como um todo. Esses fatores atuam na instabilização da atmosfera e, portanto, favorecem a convecção. A posição dessa difluência nas Figuras 3.9c (0600 UTC de 07/05/2015) e 3.9d (1200 UTC de 07/05/2015) coincide com a célula de maior intensidade destacada nas imagens de satélite das Figuras 3.1 e 3.2.

A Figura 3.10 mostra os campos de movimento vertical em coordenadas isobáricas

(região sombreada) e altura geopotencial (linhas de contorno pretas) em 700 hPa. Destaca-se aqui o posicionamento da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), marcada pelo sinal negativo do movimento vertical, localizada entre 0 e 5° N, aproximadamente. As figuras 3.10c e 3.10d mostram dois ramos distintos de movimento ascendente, o que pode indicar uma ZCIT com banda dupla. A ZCIT denota a região de confluência dos alísios, sendo, portanto, um importante escoamento de escala sinótica. Dependendo da sua posição relativa ao continente, a ZCIT tem papel fundamental na intensificação da brisa marítima, que, por sua vez, atua como um mecanismo de disparo de sistemas como as LI's. Como mostrado nas Figuras 3.1 e 3.2, a formação da LI ocorre na região litorânea do estado do Amapá. Esse ponto coincide com o posicionamento da ZCIT como indica a Figura 3.10a (1800 UTC de 06/05/2015). As Figuras 3.10b e 3.10c mostram um sinal bastante intenso de movimentos ascendentes entre as regiões centro-leste do Amapá e noroeste do Pará. Esse sinal denota a região sobre a qual se localiza a célula de maior intensidade mostrada nas Figuras 3.2c e 3.2d. A longa penetração da LI para o interior do continente, adicionada à presença da ZCIT, corroboram os resultados obtidos por Cavalcanti (1982) e Cohen et al. (1989), onde se destaca que a atividade convectiva da ZCIT, quando bem definida, está diretamente associada à maior propagação das LI's em direção ao continente.

A Figura 3.11 mostra os campos de divergência de massa e direção e intensidade do vento no nível de 1000 hPa. Como mostrado na Figura 3.10, a presença da ZCIT na borda do litoral do Amapá coincide com o ponto de iniciação da convecção observada por satélite às 1800 UTC de 06 de maio (Figura 3.1a). A convergência de massa pela confluência dos alísios naquele ponto pode, então, ser o mecanismo de disparo das primeiras células convectivas da LI em estudo. Esse comportamento é comprovado pelo sinal negativo da divergência de massa (convergência), presente em todo o litoral da Guiana Francesa, Amapá e Pará, com a intensificação do centro de convergência na posição onde surgem as primeiras células de convecção. Um pulso desse sinal de convergência se desprende na Figura 3.11c (0600 UTC de 07/05/2015), indicando uma forte convergência de massa sobre Roraima e noroeste do Pará. Esse horário coincide com as imagens de satélite 3.1c e 3.1d, que denotam o momento que a célula mais intensa se encontra no estágio maduro.

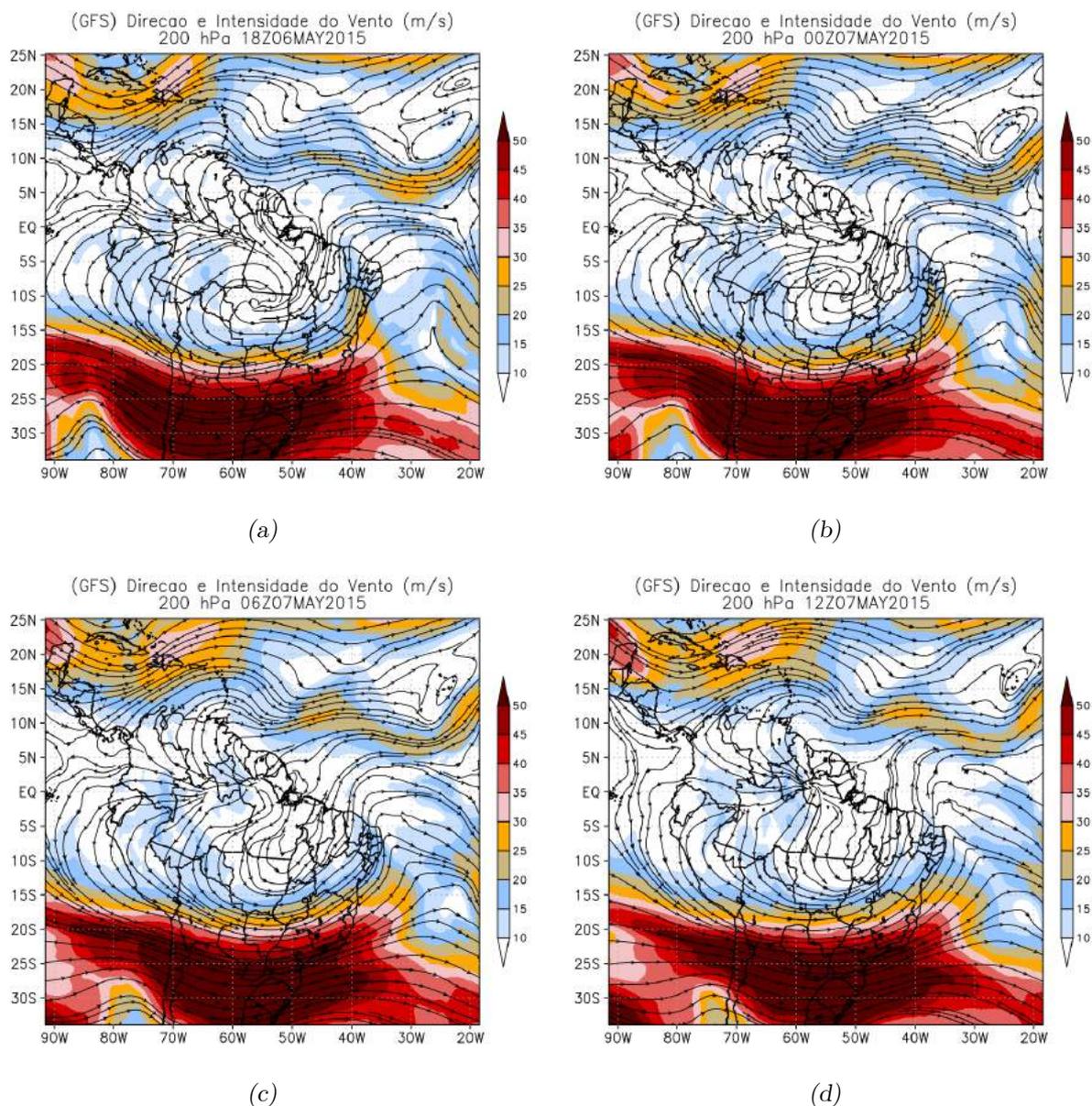


Figura 3.9: Linhas de corrente e intensidade do vento ($m s^{-1}$) no nível de 200 hPa das análises do modelo GFS ($0,5^\circ$). (a) 06/05/2015 - 1800 UTC, (b) 07/05/2015 - 0000 UTC, (c) 07/05/2015 - 0600 UTC e (d) 07/05/2015 - 1200 UTC. A escala de cores indica os valores de intensidade do vento da região sombreada.

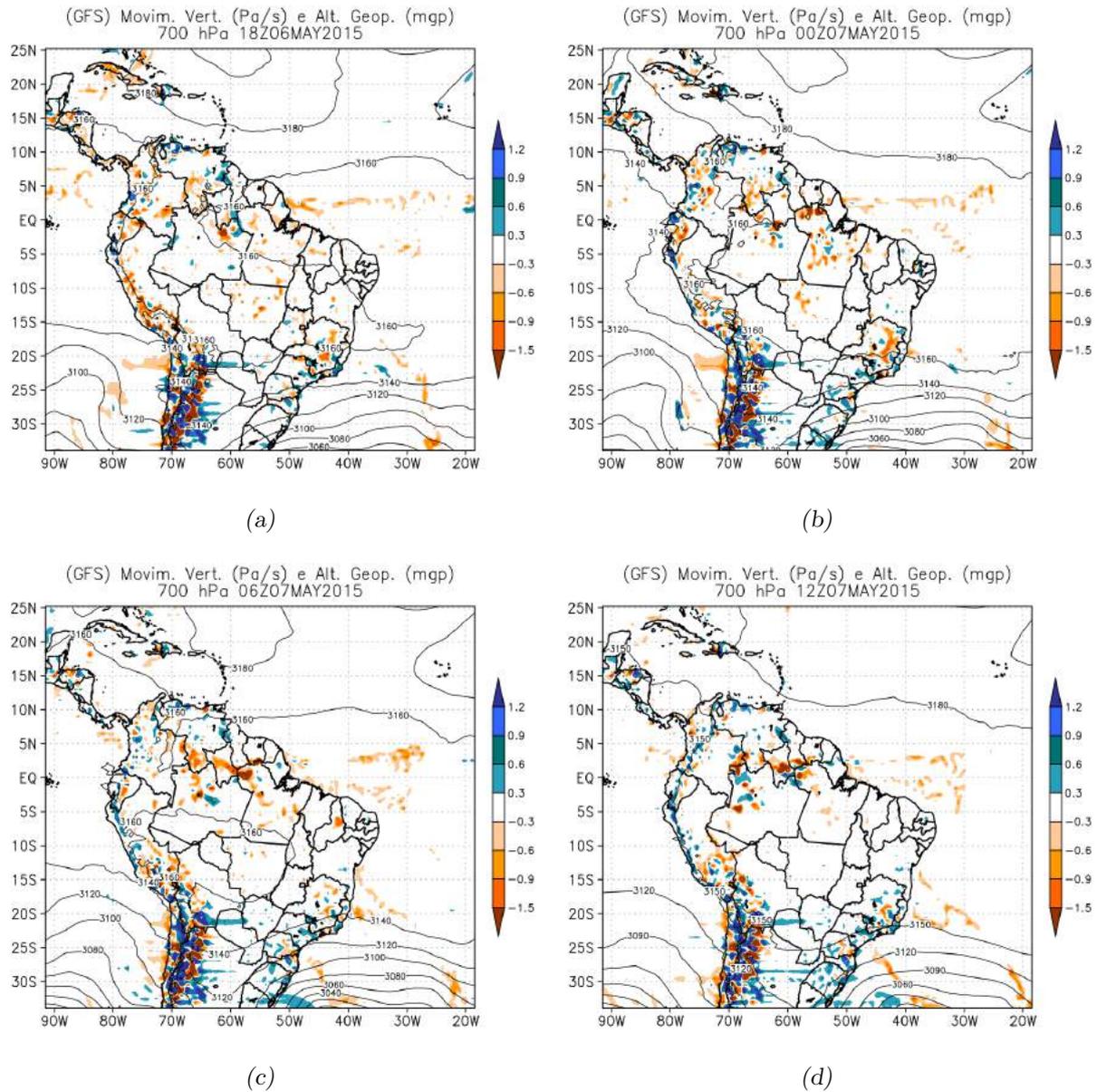


Figura 3.10: Movimento Vertical (Pa s^{-1}) e Geopotencial (mgp) no nível de 700 hPa das análises do modelo GFS ($0,5^\circ$). (a) 06/05/2015 - 1800 UTC, (b) 07/05/2015 - 0000 UTC, (c) 07/05/2015 - 0600 UTC e (d) 07/05/2015 - 1200 UTC. A escala de cores indica os valores de movimento vertical da região sombreada. As linhas de contorno preta mostram a Altura Geopotencial.

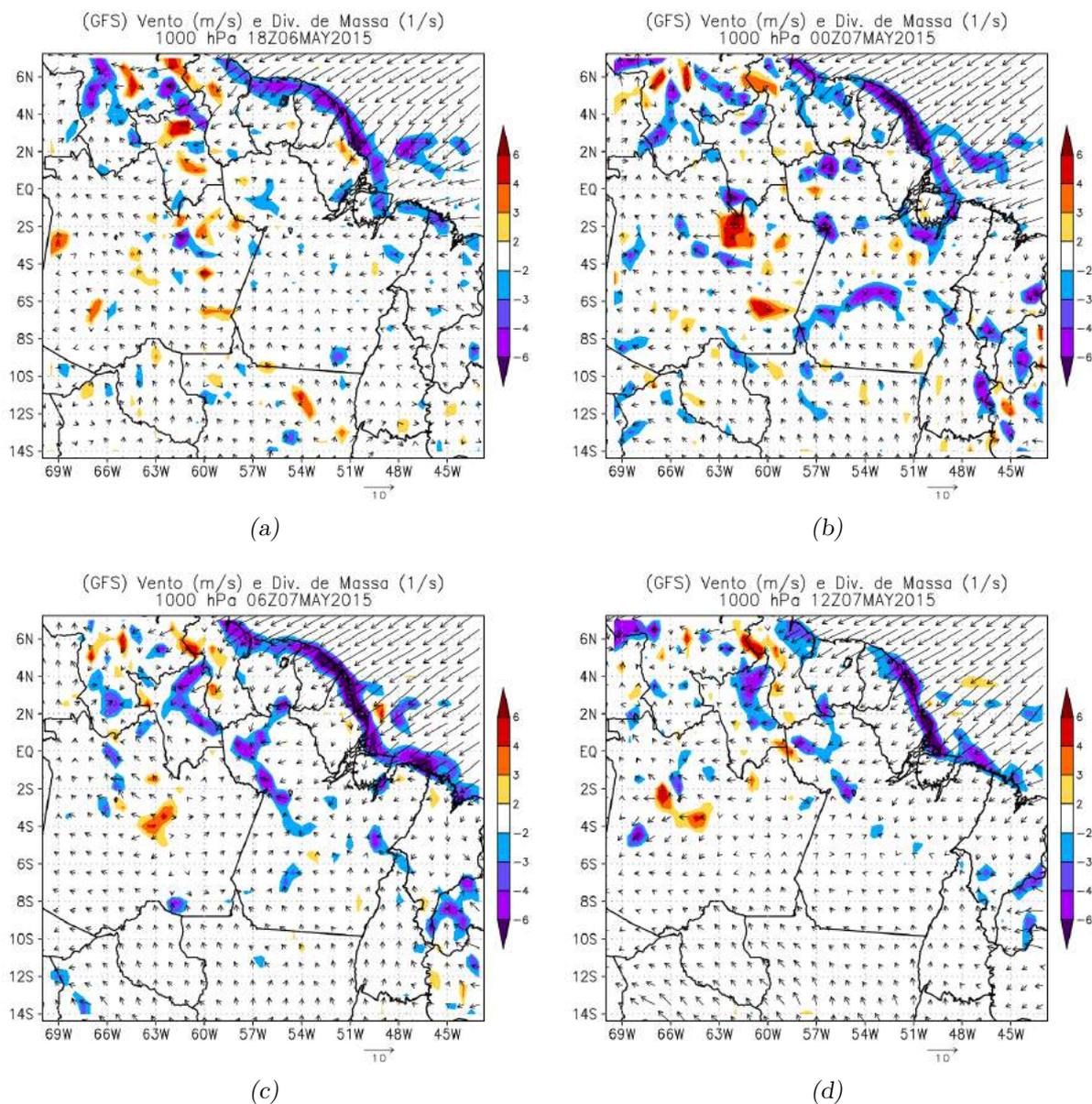


Figura 3.11: Divergência de massa (1 s^{-1}) e Vento (m s^{-1}) no nível de 1000 hPa das análises do modelo GFS ($0,5^\circ$). (a) 06/05/2015 - 1800 UTC, (b) 07/05/2015 - 0000 UTC, (c) 07/05/2015 - 0600 UTC e (d) 07/05/2015 - 1200 UTC. A escala de cores indica os valores de divergência de massa na região sombreada.

3.3 Análise da grade WRF de 27 km

As Figuras de 3.12 a 3.14 mostram os campos gerados a partir da simulação WRF para a grade de 27 km. Esses campos são os mesmos apresentados anteriormente na seção 3.2 para as análises GFS das Figuras 3.9 a 3.11. As análises descritas a seguir pretendem verificar quão próximo os resultados do primeiro domínio do WRF estão das análises do GFS. Além disso, é de fundamental importância que fenômenos de maior escala como, por exemplo, zonas de convergência e centros de alta e baixa pressão, sejam bem simulados pela grade de menor resolução horizontal, uma vez que seus resultados servirão de condições de fronteira para os domínios aninhados de grades mais refinadas, as quais visam um estudo mais aprofundado da LI como um sistema organizado de mesoescala.

A Figura 3.12 mostra os campos de direção e intensidade do vento em 200 hPa para a grade de 27 km do WRF. Em comparação às análises do GFS (Figura 3.9), nota-se que, enquanto o GFS apresenta um anticiclone bem definido sobre o Mato Grosso apenas no horário inicial (1800 UTC do dia 06/05/2015), a simulação da grade de 27 km apresenta um anticiclone sobre a mesma região ao longo de todos os horários apresentados na figura (das 1800 UTC de 06/05/2015 a 1200 UTC de 07/05/2015). Apesar desta diferença significativa, a Figura 3.12d ainda apresenta o padrão de difluência em posição coincidente à da região da célula mais vigorosa observada por satélite.

A Figura 3.13 mostra os campos de movimento vertical (região sombreada) e altura geopotencial (linhas de contorno pretas) em 700 hPa. Assim como na Figura 3.10 para as análises GFS, estes campos destacam principalmente o posicionamento da ZCIT. Tanto as análises GFS como o WRF de 27 km a posicionam de forma semelhante. No entanto, nota-se uma pequena diferença em termos de intensidade, com o GFS apresentando movimentos verticais ligeiramente mais intensos em todo o domínio da grade. Além disso, diferentemente das figuras 3.10c e 3.10d, nesse caso não fica evidente a presença de uma banda dupla de movimentos ascendentes na região da ZCIT. A Figura 3.13c mostra que a célula mais intensa está deslocada para sudeste. Contudo, na vanguarda desse sistema, nota-se a presença de movimento vertical positivo (correntes descendentes). A presença desses *downdrafts* mostra que o WRF, ainda que numa resolução baixa, consegue resolver processos de menor escala. Nesse caso, os *downdrafts* estão diretamente associados ao mecanismo de propagação da LI, tornando sua simulação fundamental para o entendimento

da dinâmica envolvida na LI. Nota-se nas isolinhas de geopotencial a presença marcante de oscilações de alta frequência, as quais não correspondem à amplitude esperada para as ondas resolvidas pela grade utilizada.

A Figura 3.14 mostra os campos de divergência de massa e direção e intensidade do vento no nível de 1000 hPa. Diferentemente dos campos de divergência apresentados pelo GFS (Figura 3.11), o WRF consegue resolver melhor a região marcada pela presença da ZCIT, entre 2 e 4° N. Em contrapartida, o sinal de convergência nos litorais do Amapá e Guiana Francesa são bastante semelhantes. O restante do domínio é marcado por diversos pontos de convergência e divergência sem padrão de organização, o que pode estar associado à forma como o WRF de 27 km resolve a convecção por intermédio da parametrização cúmulos.

A Figura 3.15 mostra os campos de precipitação acumulada para a simulação do WRF da grade de 27 km. Os campos mostram alguns dos horários apresentados nas Figuras 3.3 e 3.4, possibilitando, portanto, a comparação da precipitação da LI em termos de posicionamento e intensidade. Destaca-se que, para o primeiro horário (1800 UTC do dia 06/05/2015), há uma pequena diferença de fase, com o CMORPH posicionando a LI um pouco mais avançada em direção ao continente. Nesse instante, a intensidade da precipitação simulada é bastante semelhante à estimada. Na Figura 3.15b as diferenças entre CMORPH e WRF passam a ser maiores. Nesse horário, o WRF ainda apresenta uma diferença de fase significativa. No entanto, a maior diferença está na intensidade, onde o WRF não consegue pontuar as diferentes células convectivas mostradas na Figura 3.3d. Esse comportamento pode estar associado à baixa resolução espacial do modelo, que faz com que toda a convecção do domínio seja gerada a partir da parametrização de cúmulos e, portanto, sem a contribuição da microfísica. A partir das 0600 UTC de 07/05/2015 (Figura 3.15c) o WRF diminui a diferença de fase e passa a posicionar a LI mais próxima à posição apresentada pelo CMORPH. Entretanto, a principal célula convectiva, localizada sobre o noroeste do Pará, não é bem simulada.

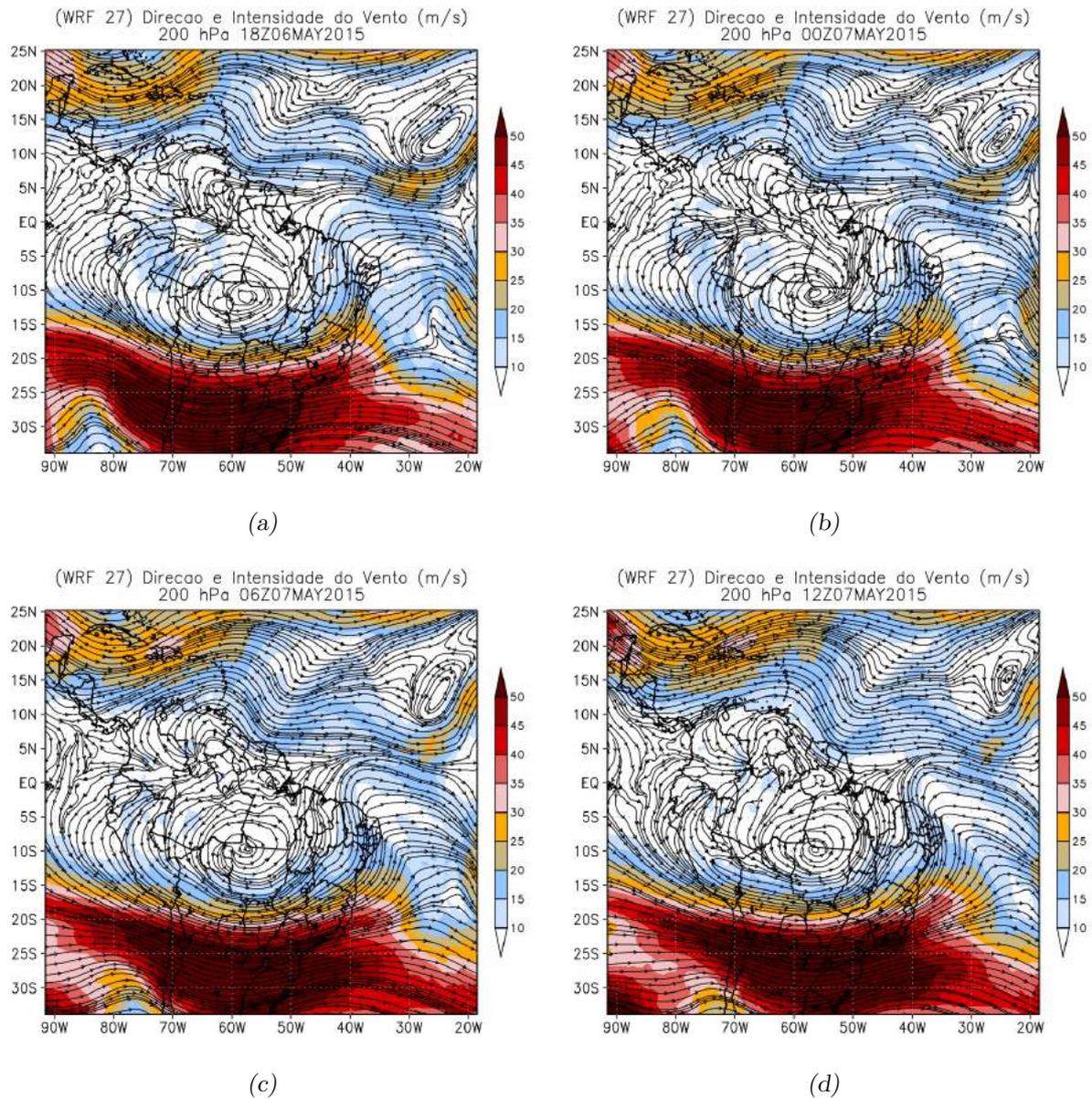


Figura 3.12: Linhas de corrente e intensidade do vento ($m s^{-1}$) no nível de 200 hPa da grade de 27 km do modelo WRF. (a) 06/05/2015 - 1800 UTC, (b) 07/05/2015 - 0000 UTC, (c) 07/05/2015 - 0600 UTC e (d) 07/05/2015 - 1200 UTC. A escala de cores indica os valores de intensidade do vento da região sombreada.

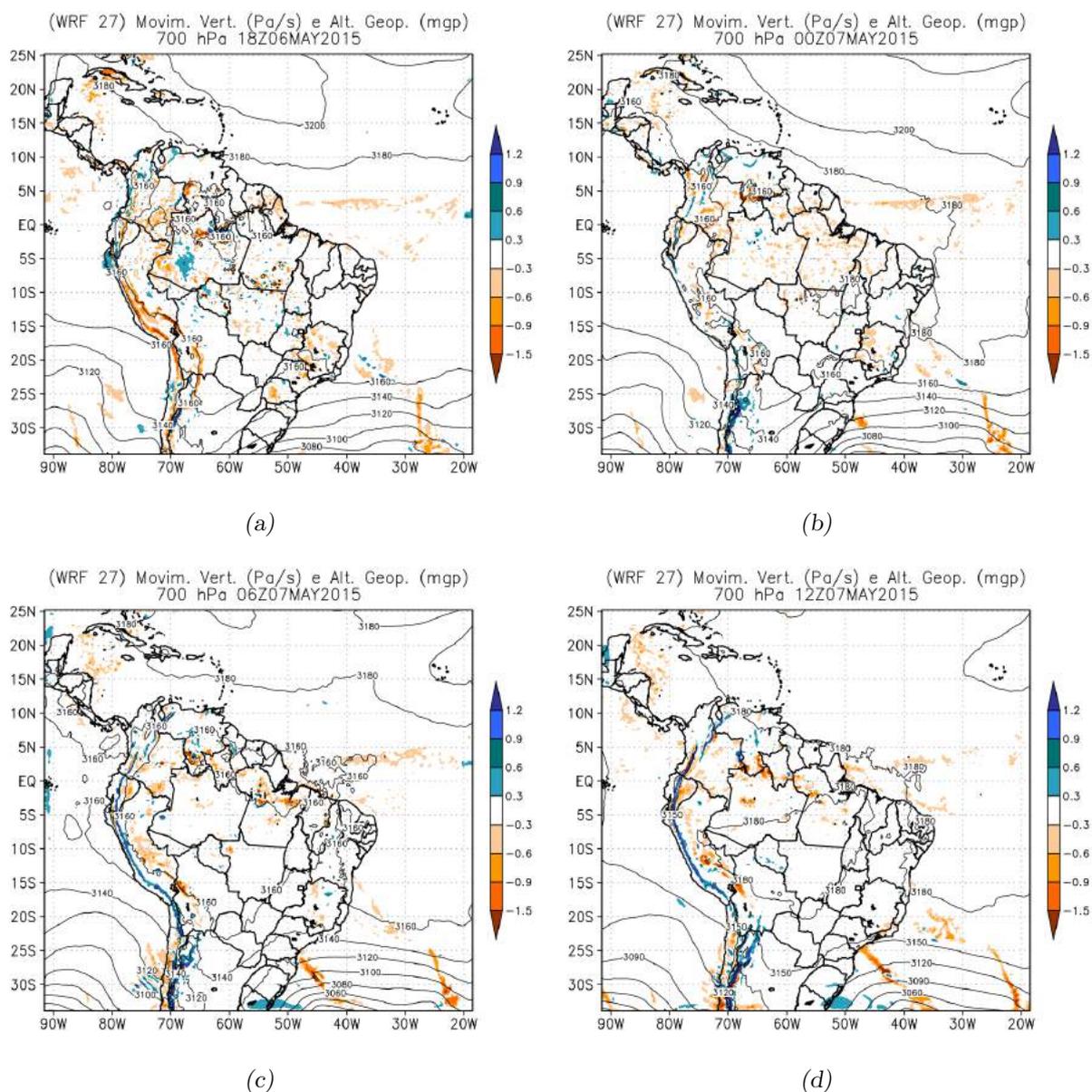


Figura 3.13: Movimento Vertical (Pa s^{-1}) e Geopotencial (mgp) no nível de 700 hPa da grade de 27 km do modelo WRF. (a) 06/05/2015 - 1800 UTC, (b) 07/05/2015 - 0000 UTC, (c) 07/05/2015 - 0600 UTC e (d) 07/05/2015 - 1200 UTC. A escala de cores indica os valores de movimento vertical da região sombreada. As linhas de contorno preta mostram a altura geopotencial.

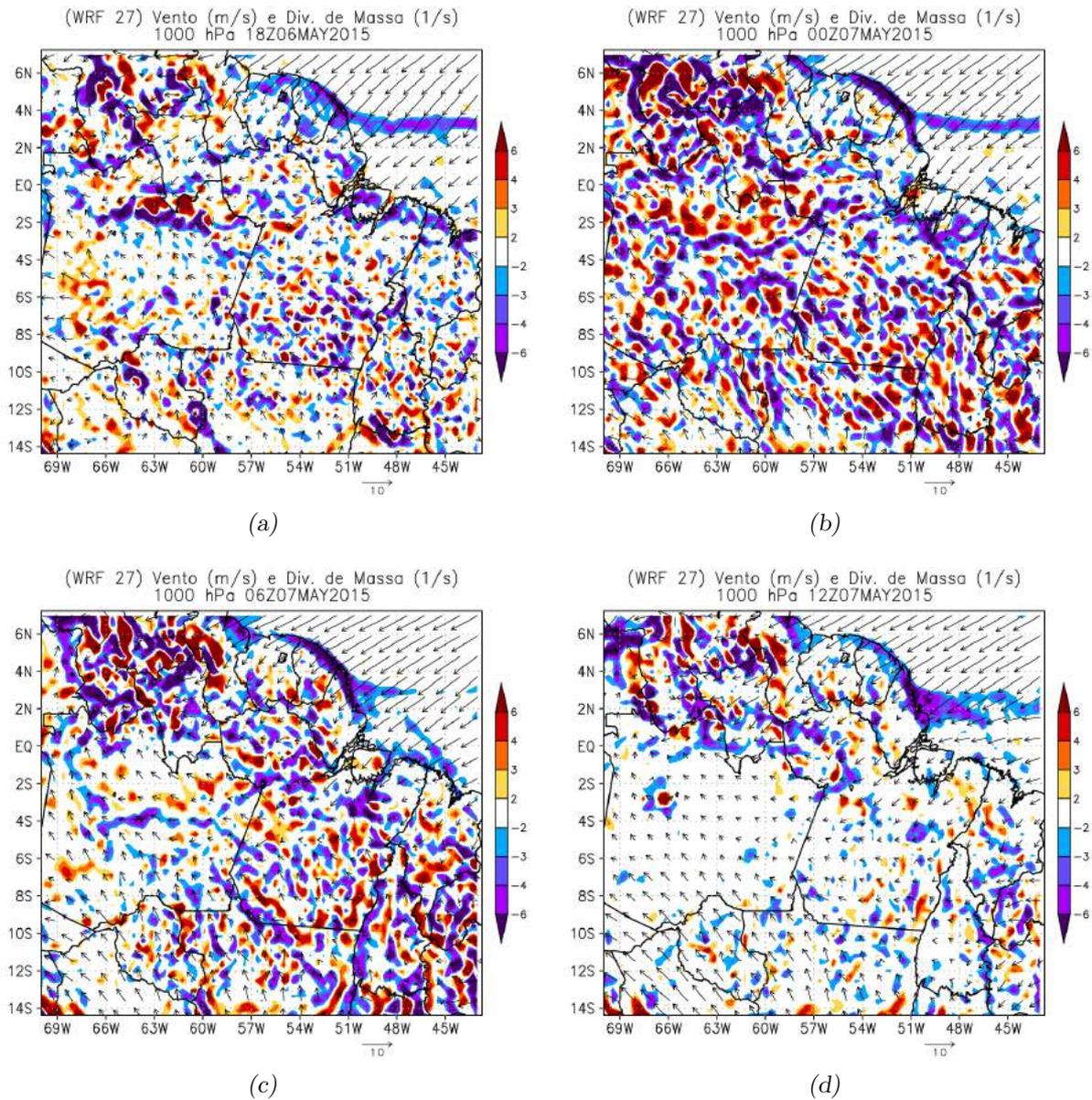


Figura 3.14: Divergência de massa (s^{-1}) e Vento ($m s^{-1}$) no nível de 1000 hPa da grade de 27 km do modelo WRF. (a) 06/05/2015 - 1800 UTC, (b) 07/05/2015 - 0000 UTC, (c) 07/05/2015 - 0600 UTC e (d) 07/05/2015 - 1200 UTC. A escala de cores indica os valores de divergência de massa na região sombreada.

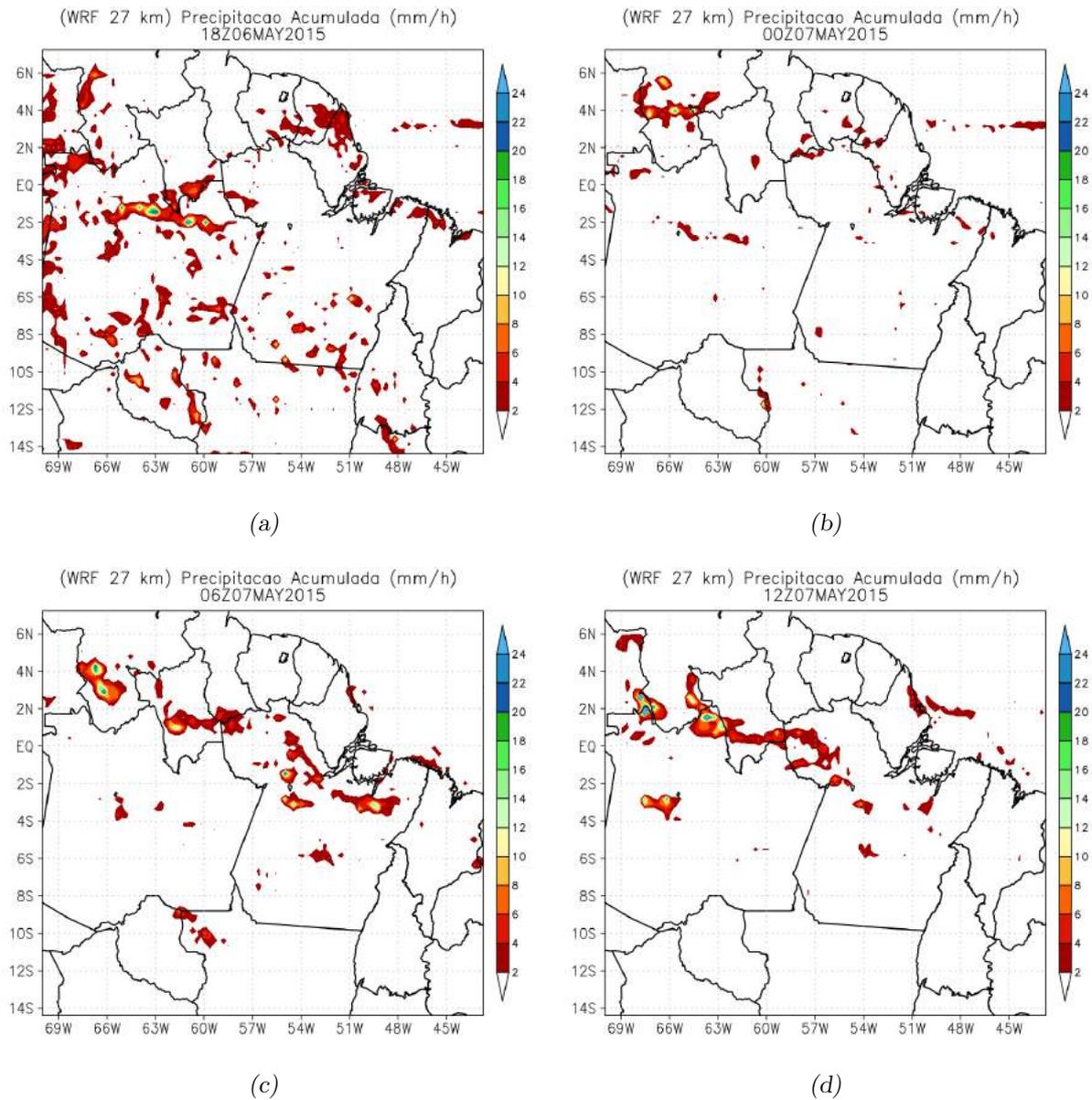


Figura 3.15: Precipitação acumulada ($mm h^{-1}$) da grade de 27 km do modelo WRF. (a) 06/05/2015 - 1800 UTC, (b) 07/05/2015 - 0000 UTC, (c) 07/05/2015 - 0600 UTC e (d) 07/05/2015 - 1200 UTC. A escala de cores indica os valores de precipitação na região sombreada.

3.4 Análise da grade WRF de 09 km

Neste trabalho a grade de 09 km é tratada como um domínio intermediário entre as escalas sinótica e a mesoescala. No apêndice (A) são apresentados os resultados desta grade realizados para estudar a sensibilidade do modelo em relação ao efeito da camada de Rayleigh dos níveis superiores do WRF.

3.5 Análise da grade WRF de 03 km

3.5.1 Influência da brisa na propagação da LI

Diversos estudos como, por exemplo, Kousky (1980) e Garstang et al. (1994) atribuem à brisa marítima o papel de gatilho para LI's na região amazônica. Além da brisa marítima, Cohen et al. (1989) destaca que o maior avanço de uma LI em direção ao continente está diretamente associado ao escoamento sinótico proporcionado pela posição da ZCIT. Para comprovação dessas características, cortes verticais transversais foram realizados no sentido continente-oceano, entre 48° O/4° N e 54° O/0° N, como indicado na Figura 3.16. Dessa maneira, cortes verticais das componentes zonal (u) e vertical (w) do vento, bem como da temperatura, foram analisados a fim de auxiliar na identificação dos possíveis mecanismos de disparo associados ao caso estudado.

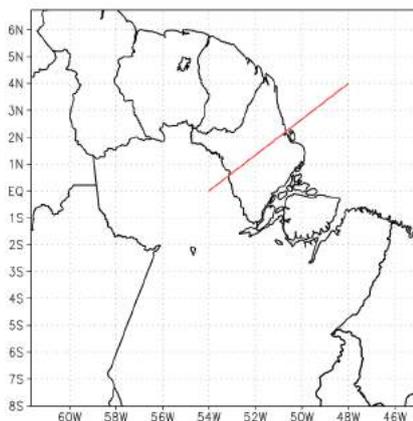


Figura 3.16: Corte vertical transversal na grade d03 (3 km). A linha em vermelho denota o plano correspondente ao corte.

Como já identificado nas análises GFS e no domínio d01 do WRF (Figuras 3.11 e 3.14), a posição da ZCIT durante o evento favorece a convergência dos alísios. Desta forma, o

escoamento associado à brisa marítima está embebido no escoamento de escala sinótica. Para evidenciar a presença da brisa marítima no escoamento total, foi removido o sinal correspondente à escala sinótica. Nesse caso, este sinal foi calculado a partir do campo médio das componentes u e w do vento e temperatura ao longo do período simulado. O campo obtido é indicado na Figura 3.17. Nota-se que o fluxo é predominantemente de leste ao longo de toda a camada próxima à superfície, o que de fato corresponde ao escoamento gerado pelos alísios. A camada localizada sobre a região continental (barra preta na base da figura) se encontra ligeiramente mais aquecida em relação ao oceano (barra azul na base da imagem). Nota-se também a influência da rugosidade do terreno no escoamento sobre o continente, em contraste ao regime estritamente laminar sobre o oceano.

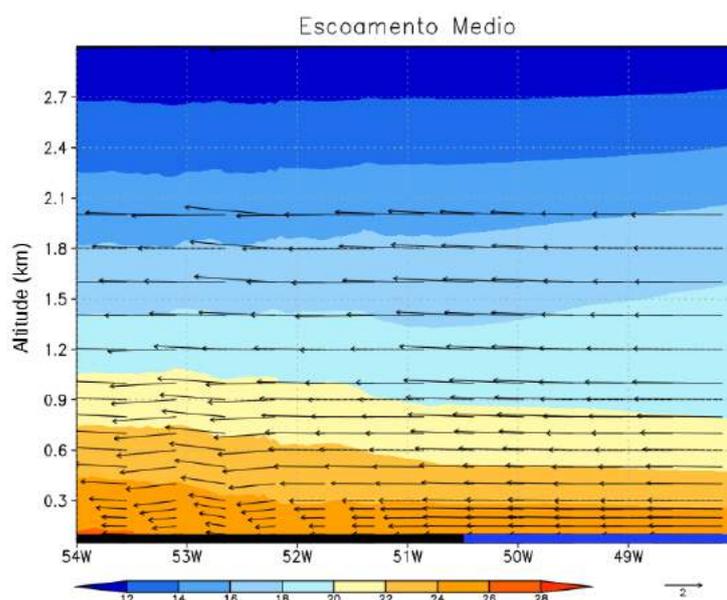


Figura 3.17: Corte vertical transversal das componentes médias u (m s^{-1}) e $w*10$ (m s^{-1}) do vento, e temperatura média. O eixo das coordenadas representa a altitude em km. Na base da figura, a região continental é representada por uma barra de cor preta e a oceânica, por uma barra azul. A escala de cores representa a temperatura do ar em $^{\circ}\text{C}$

Subtraindo o vento zonal médio (\bar{u}) da componente zonal do vento para cada ponto de grade e intervalo de tempo ($u(x, y, z, t)$), obtêm-se, portanto, o vento correspondente ao efeito da brisa ($V(x, y, z, t)$), como mostra a equação 3.1.

$$V(x, y, z, t) = u(x, y, z, t) - \bar{u} \quad (3.1)$$

Como \bar{u} é sempre menor que zero (escoamento de leste), três situações distintas podem ser configuradas para a corrente de ar mais próxima à superfície (até 0,5 km): (i) $|u| > |\bar{u}|$,

(ii) $|u| < |\bar{u}|$ e (iii) $|u| = |\bar{u}|$. Em (i) a maior magnitude do vento em relação à média destaca o sinal da brisa, configurando, portanto, ventos de leste. Na situação (ii) a predominância da escala sinótica sobre o vento (que pode ou não ser da mesma direção) faz com que o sinal seja invertido; desta forma, essa situação não representa o escoamento real, que é predominantemente de leste. Por fim, em (iii), a situação é não significativa, uma vez que, pela equação 3.1, as componentes se anulam, onde, na realidade, o escoamento de leste seria amplificado. Já para a corrente de retorno (acima de 0,5 km) outras três situações podem ocorrer: (i) $|u| > |\bar{u}|$, (ii) $|u| < |\bar{u}|$ e (iii) $|u| = |\bar{u}|$. Em (i) configura-se a situação de corrente de retorno pela brisa marítima. No entanto, essa corrente aparece com o sinal amplificado, o que não corresponde à realidade, uma vez que as componentes serão amplificadas. Nas situações (ii) e (iii), os escoamentos de oeste ou escoamento próximo de 0 não correspondem ao escoamento médio predominante de leste.

A Figura 3.18 mostra uma sequência de cortes verticais transversais entre 12 e 22 UTC do dia 06/05/2015, em intervalos de duas horas. Como mencionado anteriormente, quando há um predomínio do escoamento sinótico sobre a mesoescala, o sinal do vento aparece invertido nos campos mostrados. Essa situação ocorre, principalmente, nas Figuras 3.18a e 3.18b. A partir das 16 UTC (Figura 3.18c) o maior aquecimento do continente em relação ao oceano promove o início de uma corrente de brisa nos primeiros níveis (abaixo de 300 metros). O alcance dessa corrente aumenta à medida que o maior gradiente de temperatura avança em direção ao continente. A Figura 3.18f mostra que essa corrente já se estende por cerca de 300 km a partir do litoral, o que corrobora os resultados obtidos por Souza (2016). Além disso, é marcante a presença de movimentos ascendentes sobre a região que denota a intersecção entre duas camadas distintas nas Figuras 3.18c e 3.18f. A presença dos *updrafts* coincide com a iniciação da convecção mostrada nas Figuras 3.3 e 3.15. Essa sequência de imagens, no entanto, não evidencia a presença de uma corrente de retorno ou mesmo um sinal do ramo subsidente. Apesar desse comportamento, diversas pesquisas relatam que em estudos observacionais há uma grande dificuldade em se determinar o sinal dessas duas correntes, concluindo-se que, não necessariamente a corrente de brisa seja um sistema fechado (Banta et al., 1993).

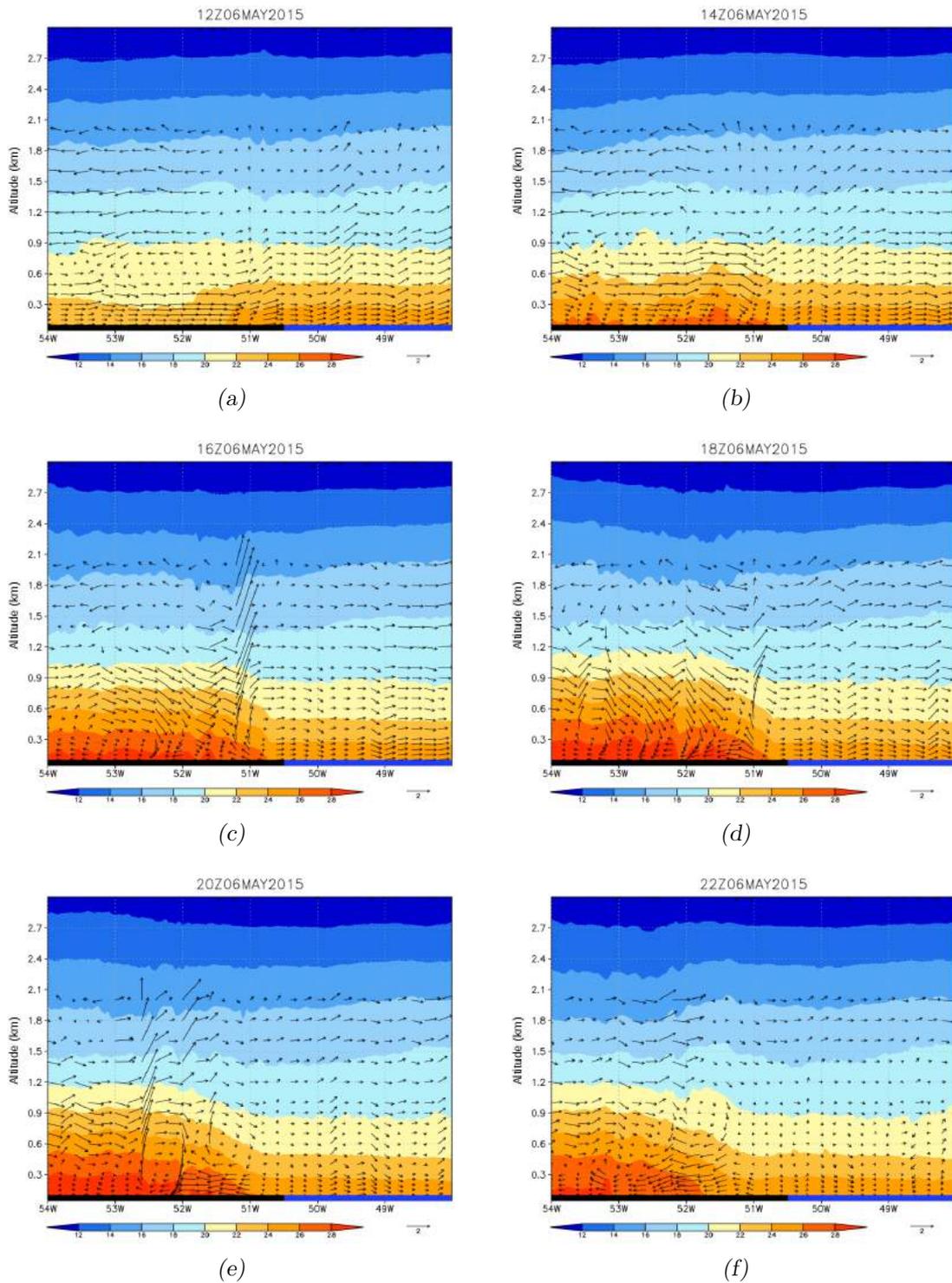


Figura 3.18: Corte vertical transversal das componentes u (ms^{-1}) e $w*10$ (ms^{-1}) do vento, e temperatura para às 18 (a), 19 (b), 20 (c), 21 (d), 22 (e) e 23 (f) UTC do dia 06/05/2015. O eixo das coordenadas representa a altitude em metros. Na base da figura, a região continental é representada por uma barra de cor preta e a oceânica, por uma barra azul. A escala de cores representa a temperatura do ar em $^{\circ}C$.

3.5.2 Ciclo de vida de uma célula

Diversos estudos encontrados na literatura como, por exemplo, Wilhelmson (1974), Klemp e Wilhelmson (1978), Hallak (2007), entre outros, descrevem a evolução ou ciclo de vida de nuvens do tipo Cb. Uma vez que LI's são essencialmente um alinhamento de Cb's, torna-se fundamental avaliar se esse ciclo de vida é bem simulado em modelos de mesoescala, especialmente nos domínios onde a resolução espacial é significativamente maior. A Figura 3.19 mostra uma sequência do campo de precipitação acumulada entre às 0430 UTC e 0700 UTC do dia 07/05/2015, que corresponde aproximadamente ao ciclo de vida de uma Cb que compõe a LI estudada. Uma linha preta destaca a região onde é realizado um corte longitudinal na célula (Figura 3.20). O centro dessa reta é determinado pelo ponto de máxima taxa de precipitação acumulada na região da Cb. Os campos 3.19a e 3.19b mostram a célula ainda em estágio inicial, com valores de precipitação atingindo em média 10 mm h^{-1} . Entre as Figuras 3.19c e 3.19f, nota-se que a célula passa a ganhar intensidade, atingindo valores acima de 24 mm h^{-1} (máximo da escala apresentada na figura). Nota-se que no campo 3.19f a região de precipitação intensa ganha um aspecto alongado. Desta forma, espera-se que esse momento denote a dissipação da célula que, a partir do mecanismo de propagação de uma LI, dá origem à uma nova Cb.

A Figura 3.20 mostra um corte vertical longitudinal para cada horário da sequência apresentada na Figura 3.19. A região sombreada denota a soma de q_r , q_s e q_g , que são as formas de água precipitáveis; as linhas de contorno pretas contínuas (tracejadas) representam a velocidade vertical positiva (negativa). São também mostradas a composição de u e w , por meio dos vetores, e, por fim, as isotermas de 0°C (azul) e -40°C (vermelho). Entre as 0430 UTC e 0500 UTC (Figuras 3.19a e 3.19b), a célula encontra-se em estágio inicial de desenvolvimento, e, portanto, predomina o movimento vertical ascendente da superfície ao topo da nuvem com valores de até 4 m s^{-1} . Nesse instante o topo da nuvem fica pouco acima da isoterma de 0°C , em torno de 350 a 400 hPa. Às 0530 UTC (Figura 3.19c) ainda predomina o movimento ascendente no interior da nuvem. Esse comportamento faz com que a Cb se desenvolva verticalmente atingindo agora o nível de 200 hPa, acima da isoterma de -40°C . As Figuras 3.19d e 3.19e mostram o momento em que o movimento descendente passa a ter um papel importante nas correntes no interior da nuvem. É importante ressaltar que a partir da Figura 3.19e o corte apresenta uma Cb completa, com uma

região da bigorna em destaque, sendo o nível de cirrus observado em, aproximadamente, 300 hPa. Observa-se a presença de núcleos com valores que atingem -2 m s^{-1} , associados à frente de rajada. A partir das 0700 UTC (Figura 3.19f) os *updrafts* perdem intensidade nos primeiros níveis da atmosfera, onde os *downdrafts* passam a predominar. Esse momento marca o início do estágio de dissipação da célula convectiva em destaque.

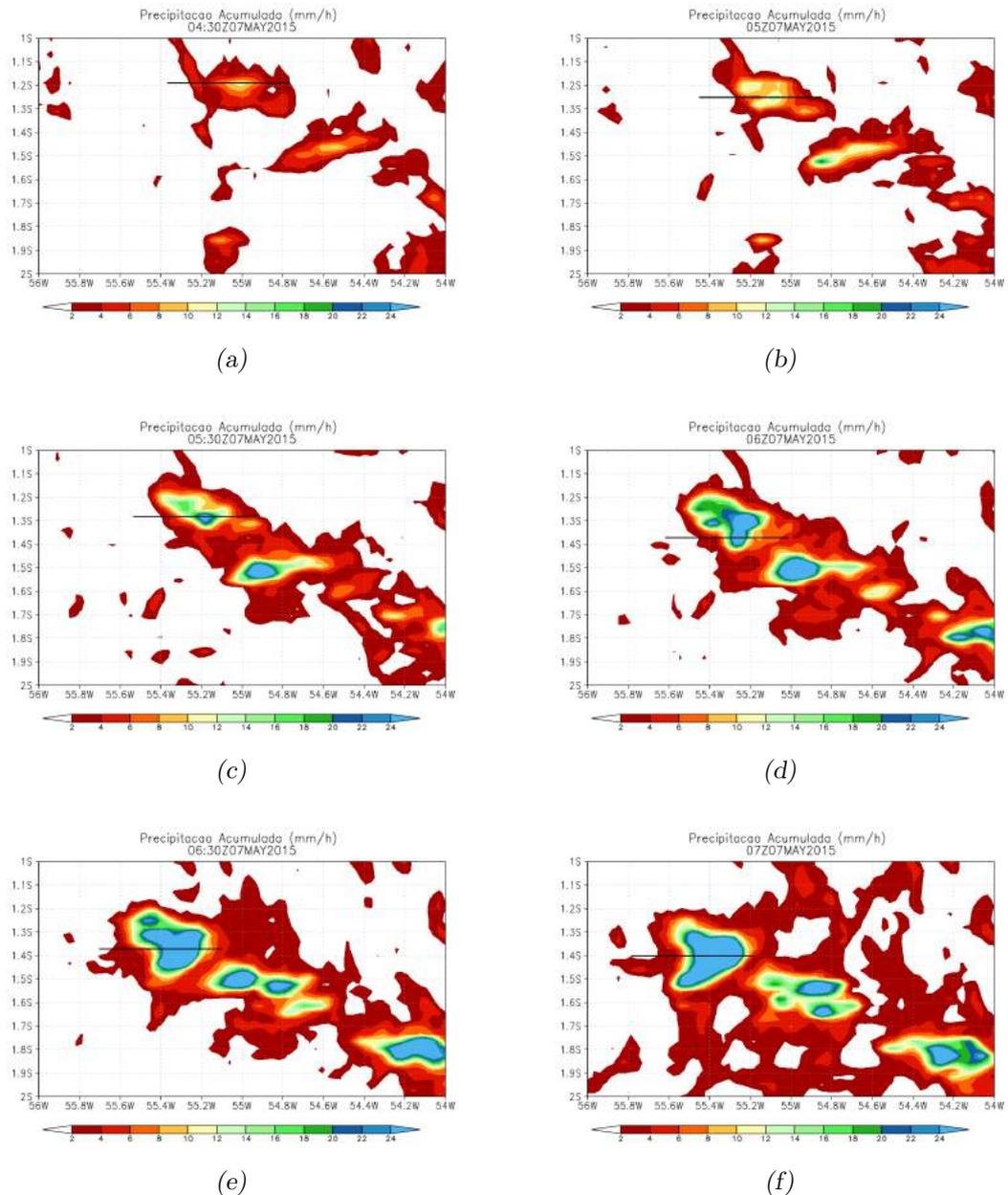


Figura 3.19: Precipitação acumulada (mm h^{-1}) da grade de 03 km do modelo WRF. (a) 07/05/2015 - 0430 UTC, (b) 07/05/2015 - 0500 UTC, (c) 07/05/2015 - 0530 UTC, (d) 07/05/2015 - 0600 UTC, (e) 07/05/2015 - 0630 e (f) 07/05/2015 - 0700 UTC. A escala de cores indica os valores de precipitação na região sombreada. A linha preta indica a região do corte longitudinal.

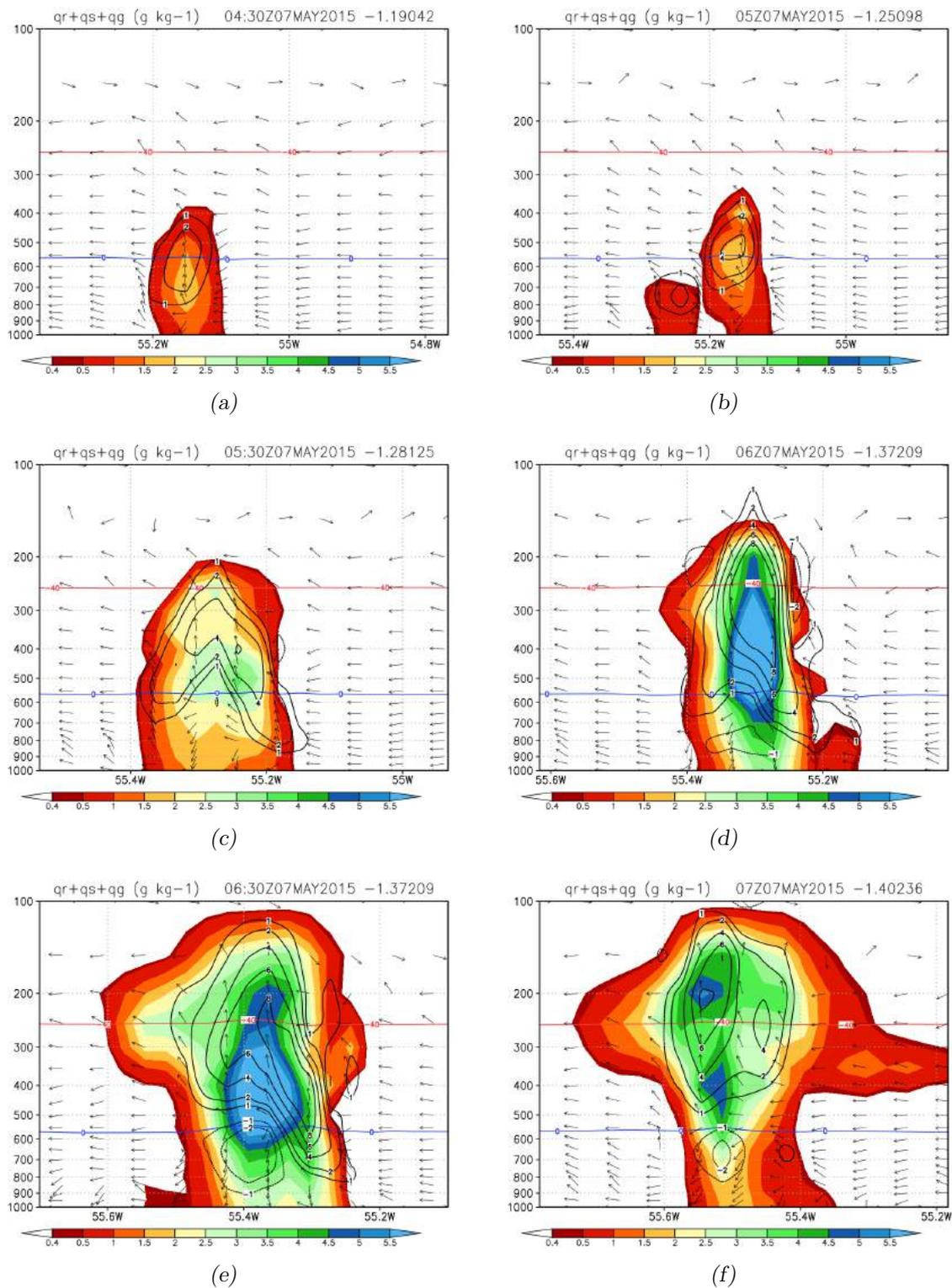


Figura 3.20: Corte vertical longitudinal da razão de mistura de água da chuva + razão de mistura de neve + razão de mistura de graupel ($g\ kg^{-1}$) da grade de 03 km do modelo WRF. (a) 07/05/2015 - 0430 UTC, (b) 07/05/2015 - 0500 UTC, (c) 07/05/2015 - 0530 UTC, (d) 07/05/2015 - 0600 UTC, (e) 07/05/2015 - 0630 e (f) 07/05/2015 - 0700 UTC. A escala de cores indica os valores da soma das razões de mistura na região sombreada. As linhas de contorno preta representam a velocidade vertical ($m\ s^{-1}$). São mostradas, também, as isothermas de $0^{\circ}C$ (azul) e $-40^{\circ}C$ (vermelho). O número no canto superior direito corresponde à latitude em que o corte foi realizado.

3.6 Análise da grade de 01 km

Um dos pontos cruciais para a análise diagnóstica de LI's são os mecanismos de propagação desse tipo de sistema. No presente caso, destacam-se os mecanismos físicos associados à piscina de ar frio (ou piscina fria) e os movimentos ascendentes (*updrafts*) e descendentes (*downdrafts*) que ocorrem dentro das nuvens Cb's que compõem as LI's. Nesta seção serão apresentados os resultados para o domínio com espaçamento de grade de 1 km e resolução temporal de 10 minutos, onde se espera que essas resoluções espaço-temporais realcem os detalhes dos processos físicos de menor escala.

3.6.1 Análise dos cortes verticais transversais

A sequência das Figuras de 3.21 a 3.32 apresenta cortes verticais transversais realizados em uma célula específica que compõe a LI ao longo de uma hora em intervalos de dez minutos. Para cada horário são apresentadas duas figuras que obedecem a seguinte disposição:

1. Figuras 3.21, 3.23, 3.25, 3.27, 3.29 e 3.31
 - (a) Campo horizontal da razão de mistura total integrada na vertical;
 - (b) Campo horizontal da precipitação acumulada em uma hora;
 - (c) Corte vertical transversal da razão de mistura total (q_{tot}).
2. Figuras 3.22, 3.24, 3.26, 3.28, 3.30 e 3.32
 - (a) Corte vertical transversal do vento zonal (u);
 - (b) Corte vertical transversal da velocidade vertical (w);
 - (c) Corte vertical transversal da flutuabilidade (b);
 - (d) Corte vertical transversal da vorticidade (ζ);
 - (e) Corte vertical transversal da divergência de massa ($\nabla \cdot \vec{v}$);

Os campos horizontais apresentam uma reta do tipo $y = 2x$, com 40 km de extensão, representando a região onde o corte foi realizado. O centro da reta é determinado pelo ponto de máxima q_{tot} integrada verticalmente. Em todos os cortes verticais são mostradas as isotermas de 0°C (azul) e -40°C (vermelho) e a composição vetorial de $u \cdot \cos(45)$ e $w \cdot 10$.

Os cortes verticais das figuras com final par apresentam a isolinha de q_{tot} de $0,5 \text{ g kg}^{-1}$, que representa, aproximadamente, o invólucro externo da nuvem.

A Figura 3.21a apresenta os valores de q_{tot} integrados na vertical. Por meio desse campo define-se a forma e o posicionamento das células integrantes da LI no horário das 0000 UTC do dia 07/05/2015. Nota-se que a célula em estudo apresenta um centro com maior concentração de gotículas em relação às bordas. Essa configuração define as respectivas regiões convectivas e estratiformes da célula. O campo 3.21b apresenta a precipitação produzida pelo sistema ao longo da última hora em relação ao horário a que se refere a figura. A estrutura apresentada pelo campo de precipitação acumulada, com um centro mais vigoroso localizado à retaguarda do sistema, em torno de $54,2^\circ\text{O}/0,65^\circ\text{N}$, mostra que o horário das 0000 UTC denota o momento em que uma célula mais antiga e madura dá origem a uma nova célula. Os valores de q_{tot} apresentados no corte da Figura 3.21c indicam a presença de dois núcleos de maior intensidade: um menor, localizado à vanguarda do sistema, em torno de $54,5^\circ\text{O}$, mais próximo à superfície, e outro maior, que se estende de, aproximadamente, $54,4^\circ\text{O}$ a $54,45^\circ\text{O}$, entre as isotermas de 0 e -40°C . Ambos os núcleos estão associados à regiões de *updrafts* intensos com valores que atingem até 20 m s^{-1} (Figura 3.22b). No entanto, o maior núcleo apresenta 4 diferentes centros, indicando células em diferentes estágios de vida, assim como indicado no campo de precipitação acumulada. Esse comportamento é evidenciado nas Figuras 3.22d e 3.22e, onde as mesmas regiões apresentam núcleos de vorticidade e divergência positiva, respectivamente. Vê-se que toda a região de *updrafts* tem uma inclinação contrária ao escoamento de leste dominado pela escala sinótica. A Figura 3.22a mostra, através da componente zonal do vento, um jato de baixos níveis localizado entre 700 e 800 hPa com valores de até 16 m s^{-1} .

Diversos autores como, por exemplo, Silva Dias e Nieto-Ferreira (1992), Cohen et al. (1995), Alcântara (2010), Alcântara et al. (2011), entre outros, mostram que a presença de uma LI ou mesmo sua incursão para o interior da Amazônia, em geral, está associada à presença de um jato mais forte e profundo no nível de 800 hPa. O campo da figura 3.21c mostra um núcleo de fluatibilidade negativa associado à piscina fria com valores entre $-0,01$ e $-0,05 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$, localizado entre $54,32^\circ\text{O}$ e $54,5^\circ\text{O}$ e entre 1000 e 600 hPa. Usando como referência o valor de $-0,02 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$, a piscina fria apresenta dimensões em torno de 15 e 3 km na horizontal e vertical, respectivamente. A dimensão horizontal da

piscina fria é consistente com os resultados obtidos por Tompkins (2001), que indicou valores entre 3 e 18 km, com média de 8,6 km. Nota-se que a região imediatamente à frente da piscina fria é marcada por uma região de convergência de massa (Figura 3.22e). Esse comportamento indica o levantamento do ar mais quente à vanguarda da piscina fria. Em níveis médios, nota-se a presença de outro centro negativo entre 400 e 600 hPa, o qual pode estar associado à origem da piscina fria devido ao resfriamento evaporativo, assim como relatado por Pereira Filho et al. (2002). Uma outra região de fluabilidade negativa é encontrada em altos níveis da atmosfera, acima da isoterma de $-40\text{ }^{\circ}\text{C}$, e está associada ao movimento compensatório produzido pela circulação vertical de massas de ar devida à convecção.

Os dez minutos que separam os campos das 0000 UTC das Figuras 3.23 e 3.24 promovem algumas mudanças significativas. Apesar dos valores de q_{tot} integrada na vertical ainda serem bastante próximos (Figura 3.23a), nota-se pela Figura 3.23b que a região de precipitação mais intensa, localizada em, aproximadamente, $54,45\text{ }^{\circ}\text{O}/0,55\text{ }^{\circ}\text{N}$, agora fica mais concentrada à região da Cb. A Figura 3.23c mostra que a região da bigorna ganha maior volume em função do deslocamento dos elementos mais antigos para a retaguarda do sistema. No campo 3.24b, vê-se que os 4 centros de *updrafts* agora se encontram menos intensos e passam a se fundir. Nas Figuras 3.24d e 3.24e os núcleos de vorticidade e divergência positiva na porção superior da nuvem passam a se intensificar e se fundir. Tais resultados comprovam a presença de células em diferentes estágios de vida e corroboram, portanto, os diversos modelos conceituais disponíveis na literatura, como, por exemplo, o proposto por Houze Jr (1977). Ainda na Figura 3.24b uma corrente de *downdraft* mais intensa aparece em torno de 300 hPa e se estende até a superfície, promovendo a injeção de ar mais seco e frio proveniente de níveis médios. Essa corrente desloca a piscina fria para a frente do sistema, auxiliando então o levantamento do ar mais quente localizado à frente da LI (Figura 3.24c). Comparando os centros de menor fluabilidade entre os horários da 0000 e 0010 UTC, nota-se um deslocamento de cerca de 5 km da piscina fria, resultando, portanto, em uma velocidade média de 30 km h^{-1} . A região de jatos anteriormente descrita agora passa a se confinar ao nível de 800 hPa penetrando mais profundamente no interior da nuvem (Figura 3.24a).

As Figuras 3.25 e 3.26 apresentam os resultados para as 0020 UTC do dia 07/05/2015. O movimento anteriormente descrito, onde uma célula mais antiga em estágio de dissipação

dá origem a uma nova célula, continua a ocorrer como mostram os campos 3.25a, 3.25b e 3.25c. Comparando a região da Cb (Figura 3.25a) com a precipitação acumulada na última hora (Figura 3.25b), observa-se que a região com maior volume de chuva agora fica mais restrita à célula em estudo. A Figura 3.25c mostra que a Cb continua a ganhar volume com o deslocamento de elementos mais velhos para a retaguarda do sistema. No entanto, o núcleo com maior concentração de gotas é menos intenso. Pela Figura 3.26b verifica-se que a região de *updrafts* continua a perder intensidade, agora com valores máximos de 14 m s^{-1} . A corrente de *downdraft* mais intensa que anteriormente atuava em grande parte da extensão vertical da nuvem agora se concentra em níveis médios. Esse comportamento é evidenciado na Figura 3.26c, onde os valores de fluatibilidade indicam uma desintensificação da piscina fria. Uma componente negativa de fluatibilidade se intensifica em níveis médios associado ao confinamento do *downdraft* à essa região. A Figura 3.26d mostra que os núcleos de vorticidade positiva continuam a ganhar intensidade e se fundir. O campo de divergência de massa (Figura 3.26e), que anteriormente respondia diretamente aos demais campos, agora não mostra núcleos de divergência para os elementos mais velhos, apenas para novas células que surgem à frente do sistema. Os jatos anteriormente confinados ao nível de 800 hPa agora ganham mais intensidade em níveis médios, especialmente no nível de 600 hPa (Figura 3.26a).

Uma grande mudança é notada nos campos apresentados nas Figuras 3.27 e 3.28 para 0030 UTC do dia 07/05/2015. Nota-se pelos campos 3.27a e 3.27b que a região do corte é deslocada para cima, fora do local onde a precipitação é mais intensa. Dois núcleos com valores de q_{tot} bastante distintos são indicados na Figura 3.27c. Ambos estão associados a regiões de *updrafts* que agora possuem núcleos posicionados de forma diferente se comparados aos campos apresentados anteriormente (Figura 3.28b). Essa grande mudança ocorre devido ao ponto onde o corte foi realizado. Como a seleção do ponto é realizada de forma automática, existe a possibilidade de que células distintas sejam selecionadas. Apesar disso, a seleção dessa nova célula mostra que o comportamento, embora menos intenso, é bastante semelhante nas diferentes células que incorporam a LI. Regiões de *updrafts* denotam células em diferentes estágios de vida e correntes de *downdrafts* estão associadas à piscina fria confinada aos primeiros 3 km da atmosfera (Figura 3.28c). Células em diferentes estágios de vida são marcadas por núcleos de vorticidade positiva (Figura 3.28d). Uma região de convergência de massa denota o posicionamento da frente de rajada, localizada à

frente da piscina fria (Figura 3.28e). O vento em 800 hPa constitui o principal escoamento que direciona o movimento da LI (Figura 3.28a).

Embora o procedimento automático do *script* GrADS tenha selecionado uma célula fora da sequência para o corte anterior, as Figuras 3.29 e 3.30, representando o horário das 0040 UTC, voltam a acompanhar a célula mostrada entre as Figuras 3.21 e 3.26. Esse fato pode ser comprovado pela região do corte destacada nas Figuras 3.29a e 3.29b. Nota-se que a banda estratiforme em 3.29a é maior em relação aos horários anteriores. A região de precipitação mais intensa (Figura 3.29b) volta a ter uma forma mais alongada, indicando uma mudança da fase de maturação para dissipação. A região de maior concentração de hidrometeoros às 0020 UTC agora ganha intensidade com a altitude (Figura 3.29c). A Figura 3.30b mostra que a região de *updrafts* volta a ter grande intensidade, com valores de até 20 m s^{-1} . O *downdraft* torna a ganhar uma componente mais vertical e, desta forma, ajuda a intensificar a piscina fria (Figura 3.30c), que, por sua vez, dá suporte à iniciação de novas células à vanguarda do sistema. Esse fato é evidenciado nas Figuras 3.30d e 3.30e, onde uma região de vorticidade e divergência negativa à vanguarda do sistema indicam o levantamento do ar adjacente mais aquecido. Uma marcante intensificação nos jatos entre 800 e 600 hPa é mostrada na Figura 3.30a. O indicativo de que esse horário marca o momento exato em que uma célula antiga dá origem a uma nova célula justifica o fato de que as correntes verticais tenham ganhado maior intensidade.

As Figuras 3.31 e 3.32, representando o horário das 0050 UTC, mostram a célula acompanhada já em estágio de dissipação. Assim como para as 0040 UTC, os campos 3.31a e 3.31b mostram que a região estratiforme é maior em relação à convectiva, e a região de precipitação intensa tem um aspecto mais alongado. A Figura 3.31c mostra que a concentração de gotículas no interior da nuvem é significativamente menor. Nota-se que os núcleos de *updrafts* se encontram bastante enfraquecidos, atingindo valores de no máximo 8 m s^{-1} (Figura 3.32b). A flutuabilidade indica uma grande intensificação da piscina fria, que agora se estende por cerca de 22 km na horizontal (Figura 3.32c). Os sinais de vorticidade e divergência negativas (Figuras 3.32d e 3.32e) à vanguarda do sistema não são tão intensos. Desta forma, não há indicativos de que a célula irá se dissipar ou dar origem a uma nova Cb. O escoamento intenso entre os níveis de 800 e 600 hPa mostrado às 0040 UTC persiste para esse horário (Figura 3.32a).

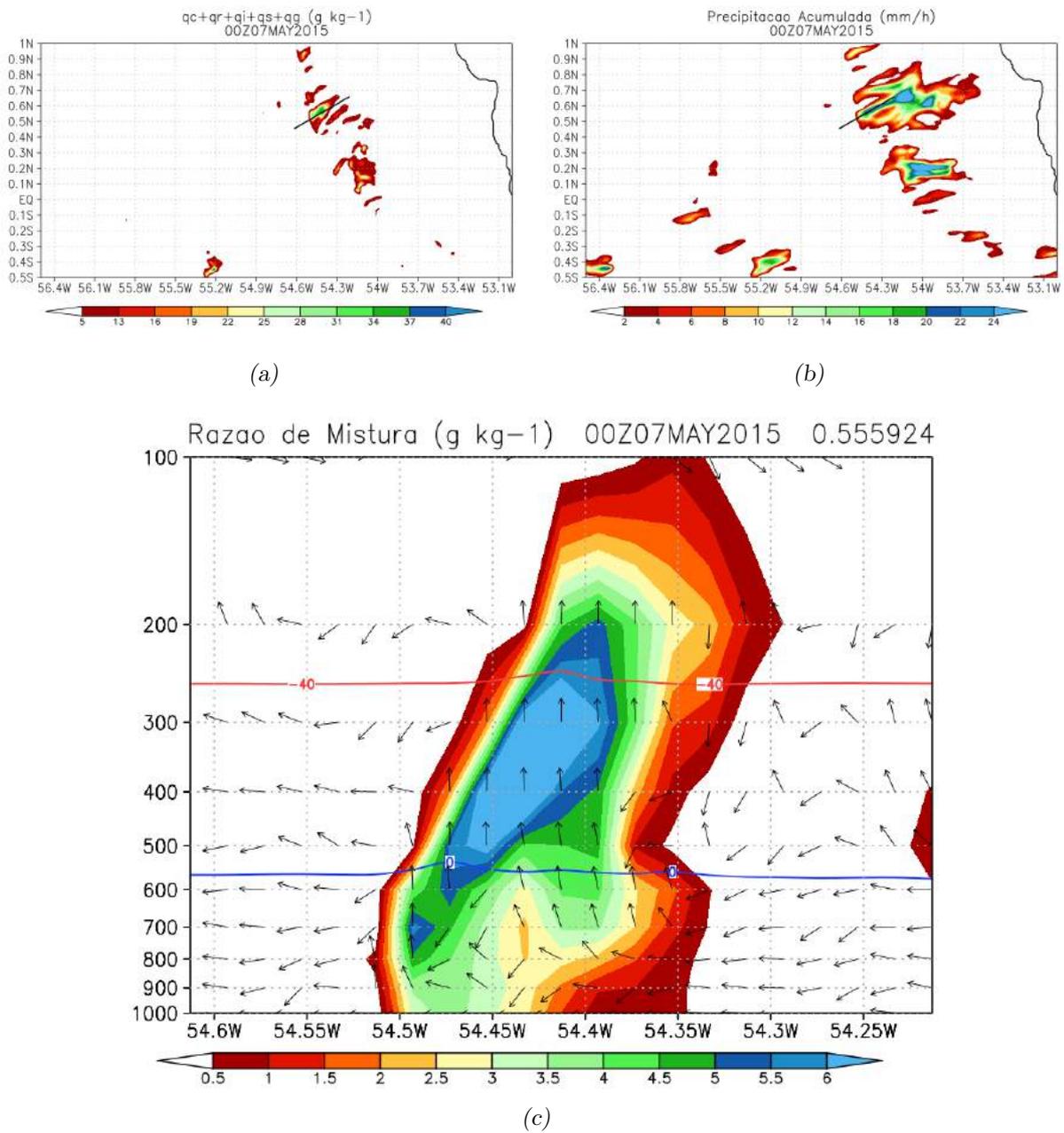


Figura 3.21: Corte vertical transversal de uma célula específica da LI às 0000 UTC do dia 07/05/2015. A escala de cores em (a), (b) e (c) indica os valores de q_{tot} integrada na vertical (gkg^{-1}), precipitação acumulada (mmh^{-1}) e q_{tot} (gkg^{-1}), respectivamente, na região sombreada. A linha preta mostrada nos campos (a) e (b) indica a região onde o corte vertical transversal foi realizado. Em (c) são mostradas as isothermas de $0^\circ C$ (azul) e $-40^\circ C$ (vermelho) e a composição de $u^* \cos(45)$ e $w^* 10$ através dos vetores.

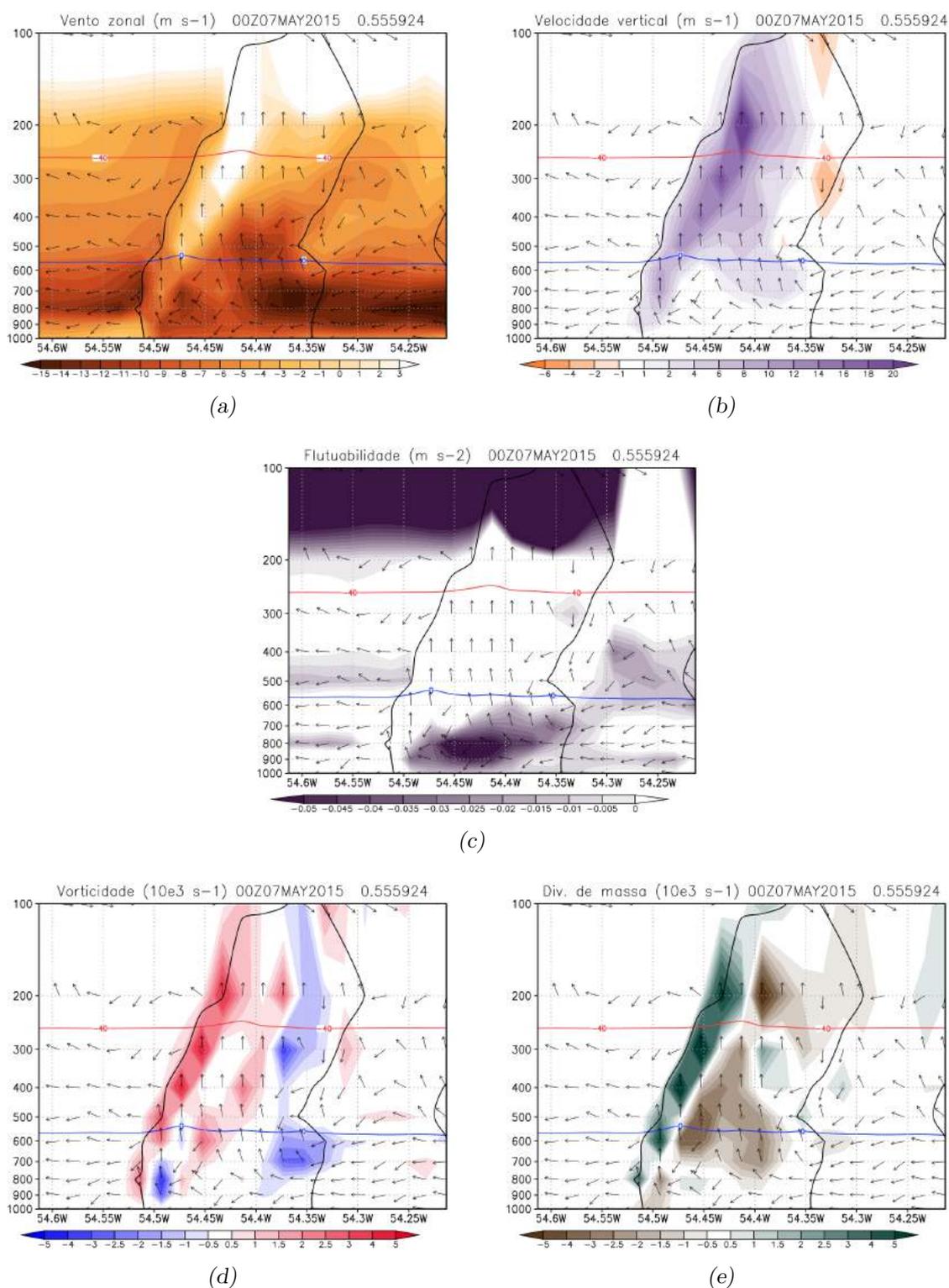


Figura 3.22: Corte vertical transversal de uma célula específica da LI às 0000 UTC do dia 07/05/2015. A escala de cores em (a), (b), (c), (d) e (e) indica os valores de u (ms^{-1}), w (ms^{-1}), fluutuabilidade (ms^{-2}), vorticidade (10^3s^{-1}) e divergência de massa (10^3s^{-1}), respectivamente, na região sombreada. Em todos os campos são mostradas as isotermas de $0^{\circ}C$ (azul) e $-40^{\circ}C$ (vermelho), a isolinha de 0,5 de q_{tot} (gkg^{-1}) e a composição de $u*\cos(45)$ e $w*10$ através dos vetores. No topo de cada campo são indicados o horário e a latitude correspondentes ao corte.

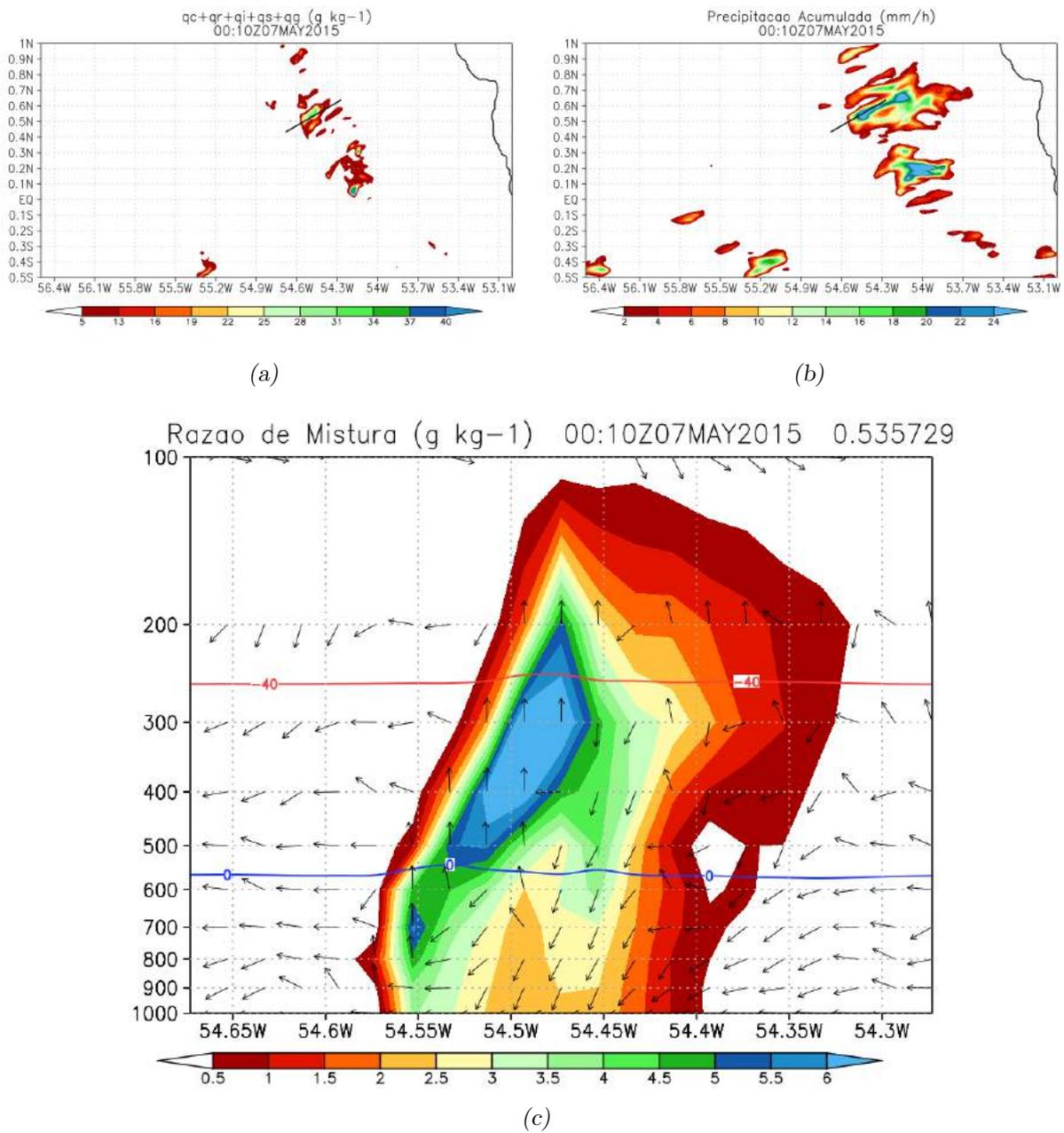


Figura 3.23: Corte vertical transversal de uma célula específica da LI às 0010 UTC do dia 07/05/2015. A escala de cores em (a), (b) e (c) indica os valores de q_{tot} integrada na vertical (gkg^{-1}), precipitação acumulada (mmh^{-1}) e q_{tot} (gkg^{-1}), respectivamente, na região sombreada. A linha preta mostrada nos campos (a) e (b) indica a região onde o corte vertical transversal foi realizado. Em (c) são mostradas as isothermas de $0^{\circ}C$ (azul) e $-40^{\circ}C$ (vermelho) e a composição de $u^*\cos(45)$ e w^*10 através dos vetores.

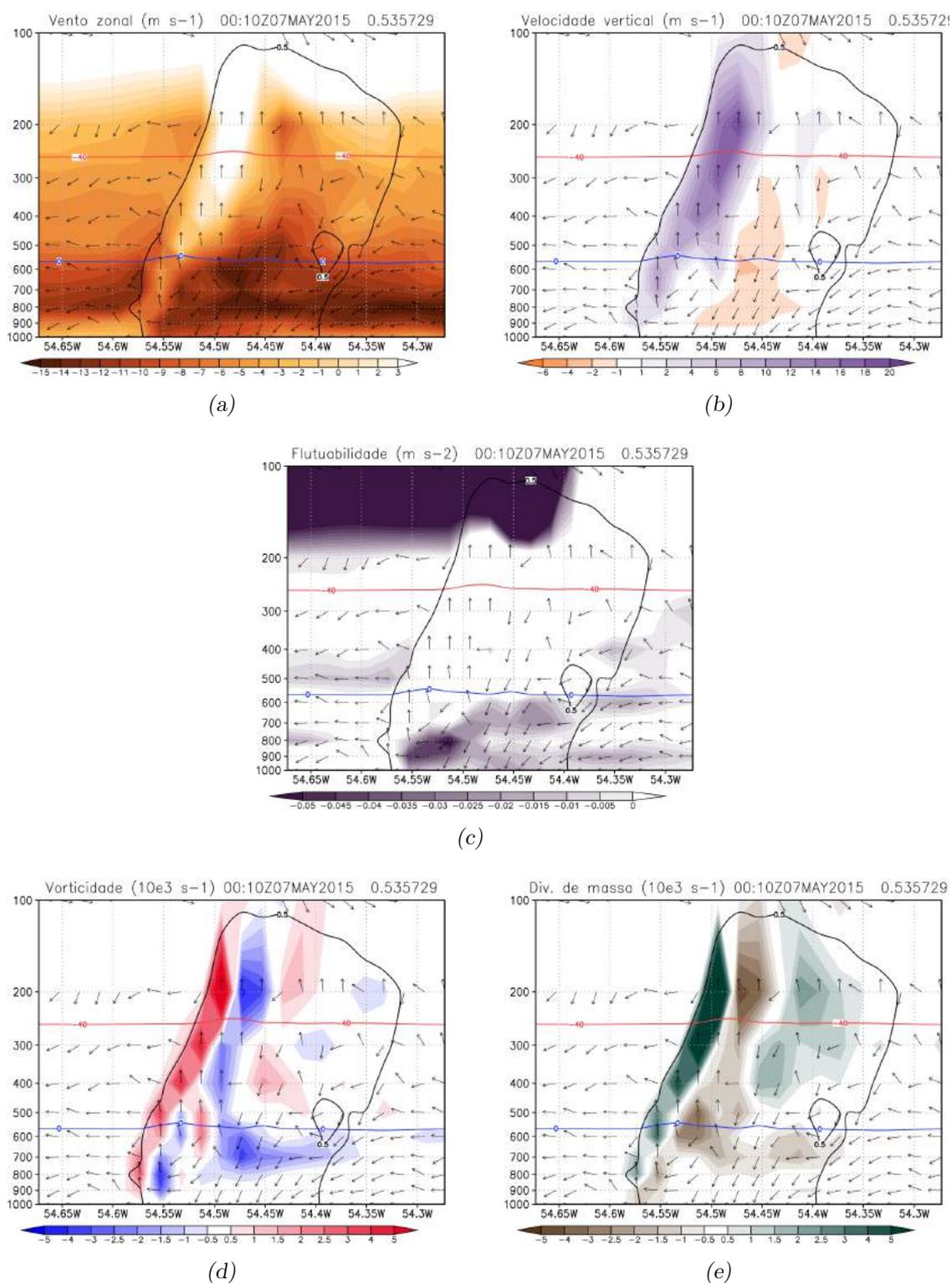


Figura 3.24: Corte vertical transversal de uma célula específica da LI às 0010 UTC do dia 07/05/2015. A escala de cores em (a), (b), (c), (d) e (e) indica os valores de u ($m s^{-1}$), w ($m s^{-1}$), fluatibilidade ($m s^{-2}$), vorticidade ($10^3 s^{-1}$) e divergência de massa ($10^3 s^{-1}$), respectivamente, na região sombreada. Em todos os campos são mostradas as isothermas de $0^\circ C$ (azul) e $-40^\circ C$ (vermelho), a isolinha de 0,5 de q_{tot} (gkg^{-1}) e a composição de $u \cdot \cos(45)$ e $w \cdot 10$ através dos vetores. No topo de cada campo são indicados o horário e a latitude correspondentes ao corte.

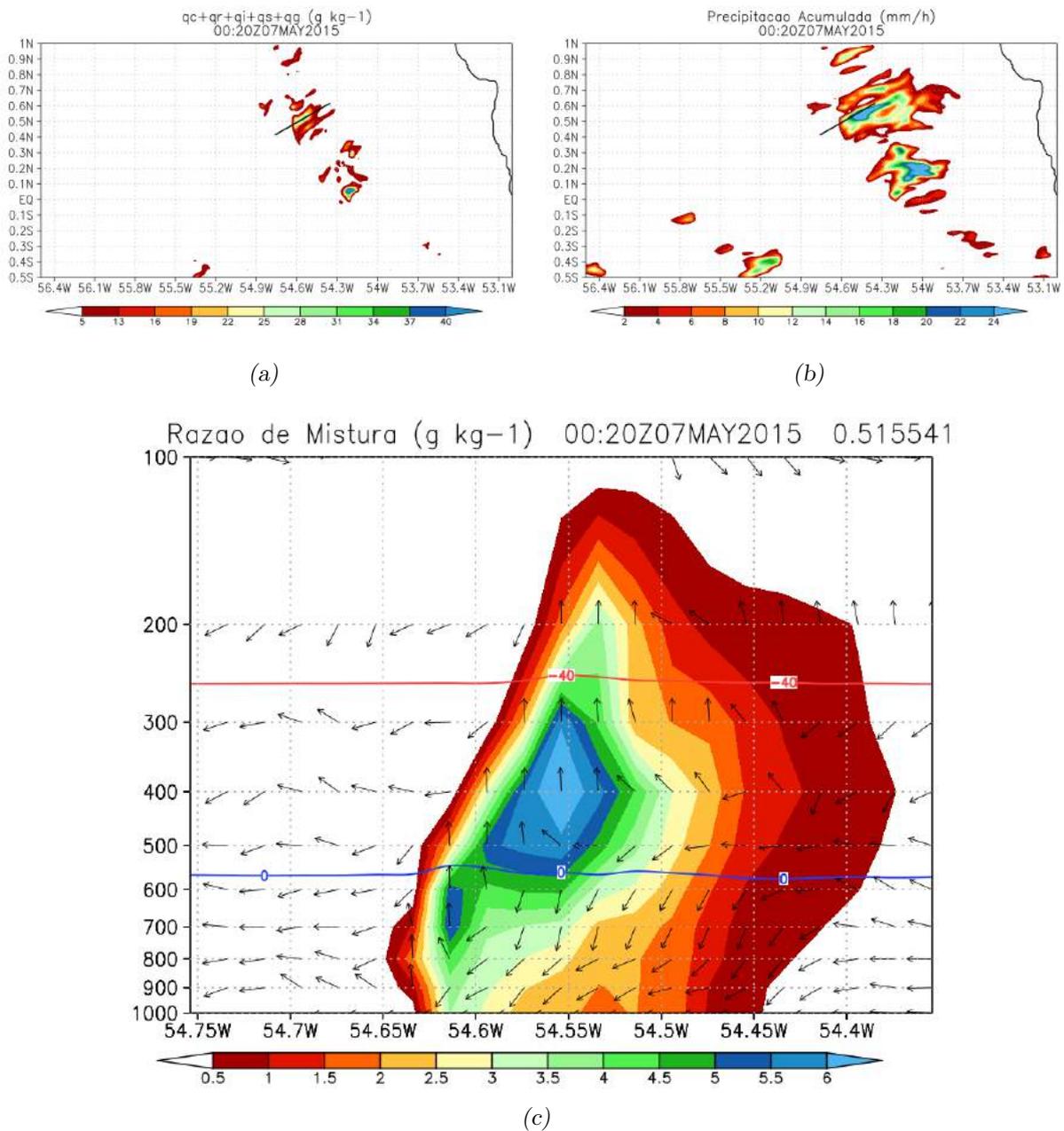


Figura 3.25: Corte vertical transversal de uma célula específica da LI às 0020 UTC do dia 07/05/2015. A escala de cores em (a), (b) e (c) indica os valores de q_{tot} integrada na vertical ($g\ kg^{-1}$), precipitação acumulada ($mm\ h^{-1}$) e q_{tot} ($g\ kg^{-1}$), respectivamente, na região sombreada. A linha preta mostrada nos campos (a) e (b) indica a região onde o corte vertical transversal foi realizado. Em (c) são mostradas as isothermas de $0^\circ C$ (azul) e $-40^\circ C$ (vermelho) e a composição de $u \cdot \cos(45)$ e $w \cdot 10$ através dos vetores.

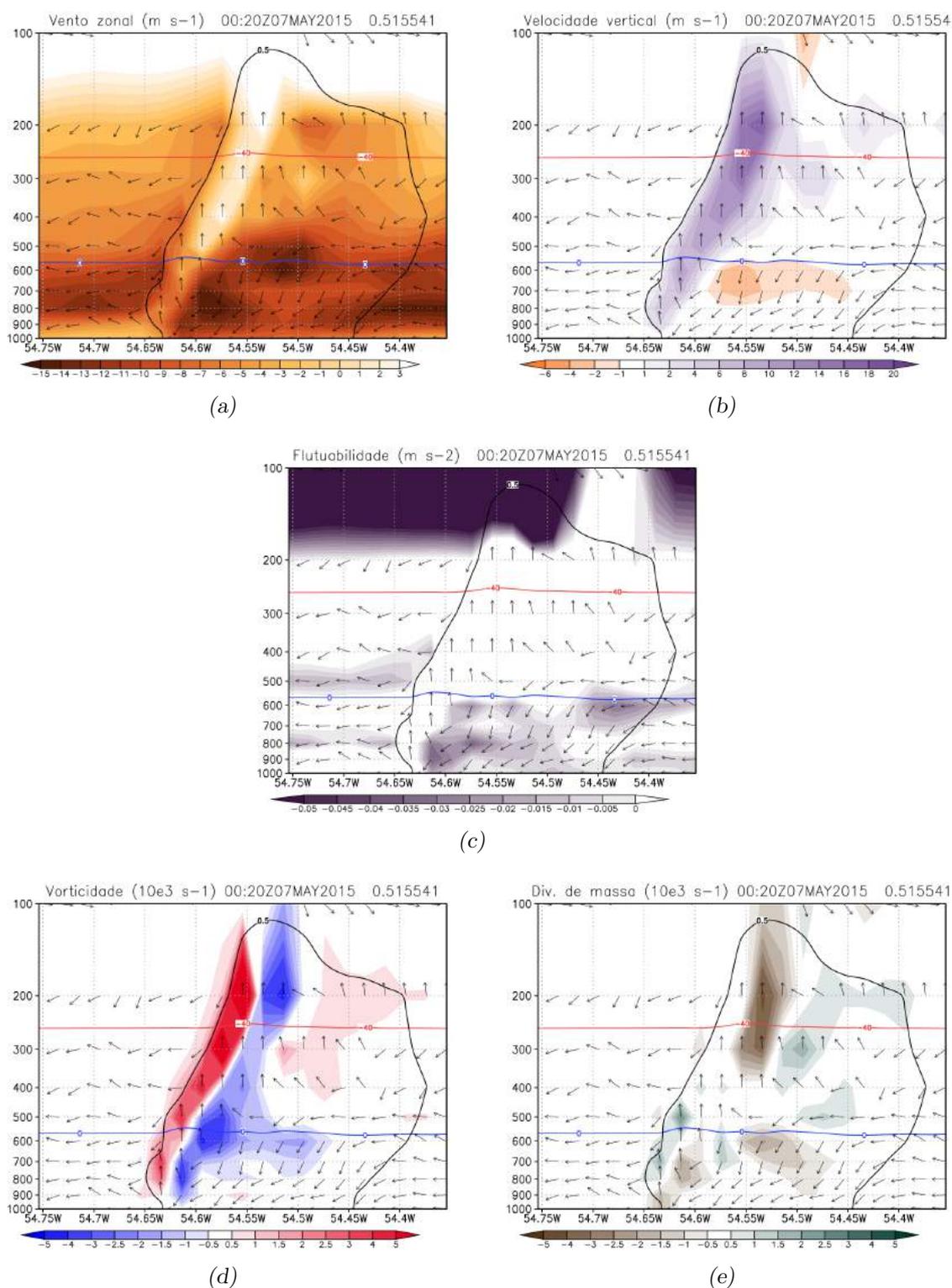


Figura 3.26: Corte vertical transversal de uma célula específica da LI às 0020 UTC do dia 07/05/2015. A escala de cores em (a), (b), (c), (d) e (e) indica os valores de u ($m s^{-1}$), w ($m s^{-1}$), fluatibilidade ($m s^{-2}$), vorticidade ($10^3 s^{-1}$) e divergência de massa ($10^3 s^{-1}$), respectivamente, na região sombreada. Em todos os campos são mostradas as isotermas de $0^{\circ}C$ (azul) e $-40^{\circ}C$ (vermelho), a isolinha de 0,5 de q_{tot} (gkg^{-1}) e a composição de $u*\cos(45)$ e $w*10$ através dos vetores. No topo de cada campo são indicados o horário e a latitude correspondentes ao corte.

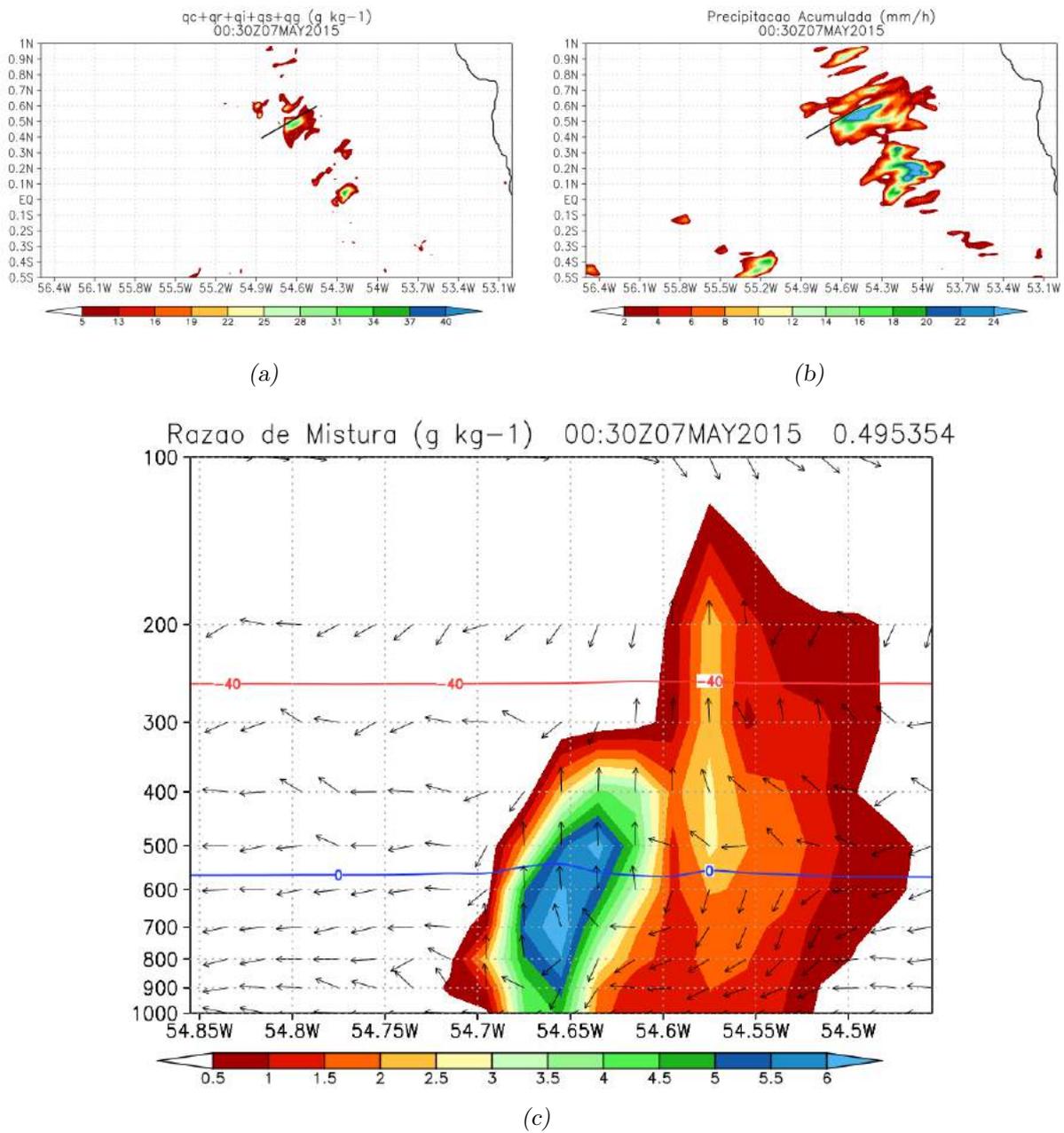


Figura 3.27: Corte vertical transversal de uma célula específica da LI às 0030 UTC do dia 07/05/2015. A escala de cores em (a), (b) e (c) indica os valores de q_{tot} integrada na vertical (gkg^{-1}), precipitação acumulada (mmh^{-1}) e q_{tot} (gkg^{-1}), respectivamente, na região sombreada. A linha preta mostrada nos campos (a) e (b) indica a região onde o corte vertical transversal foi realizado. Em (c) são mostradas as isoterms de $0^\circ C$ (azul) e $-40^\circ C$ (vermelho) e a composição de $u^* \cos(45)$ e $w^* \cdot 10$ através dos vetores.

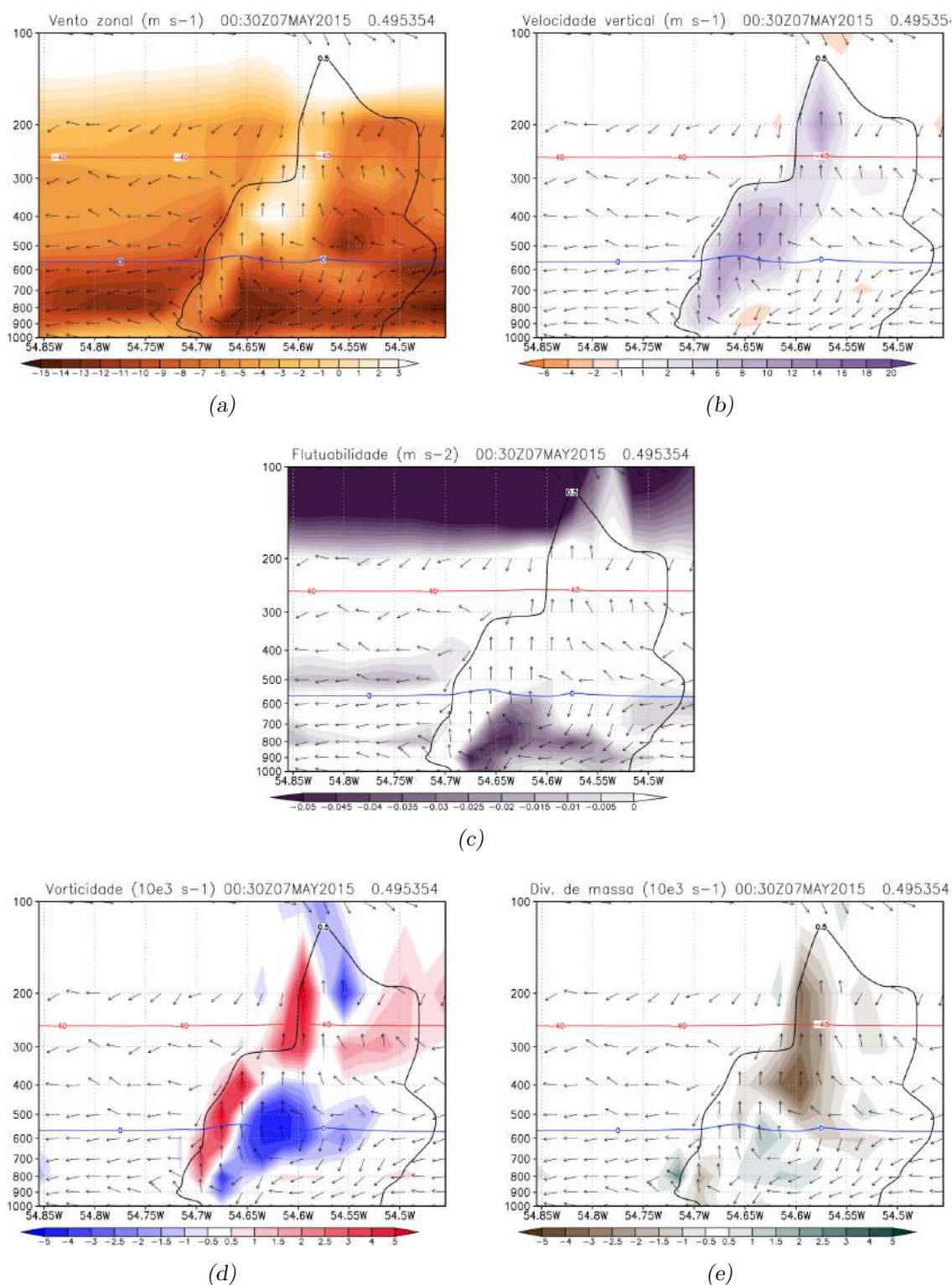


Figura 3.28: Corte vertical transversal de uma célula específica da LI às 0030 UTC do dia 07/05/2015. A escala de cores em (a), (b), (c), (d) e (e) indica os valores de u (ms^{-1}), w (ms^{-1}), fluuabilidade (ms^{-2}), vorticidade (10^3s^{-1}) e divergência de massa (10^3s^{-1}), respectivamente, na região sombreada. Em todos os campos são mostradas as isotermas de $0^{\circ}C$ (azul) e $-40^{\circ}C$ (vermelho), a isolinha de 0,5 de q_{tot} (gkg^{-1}) e a composição de $u*\cos(45)$ e $w*10$ através dos vetores. No topo de cada campo são indicados o horário e a latitude correspondentes ao corte.

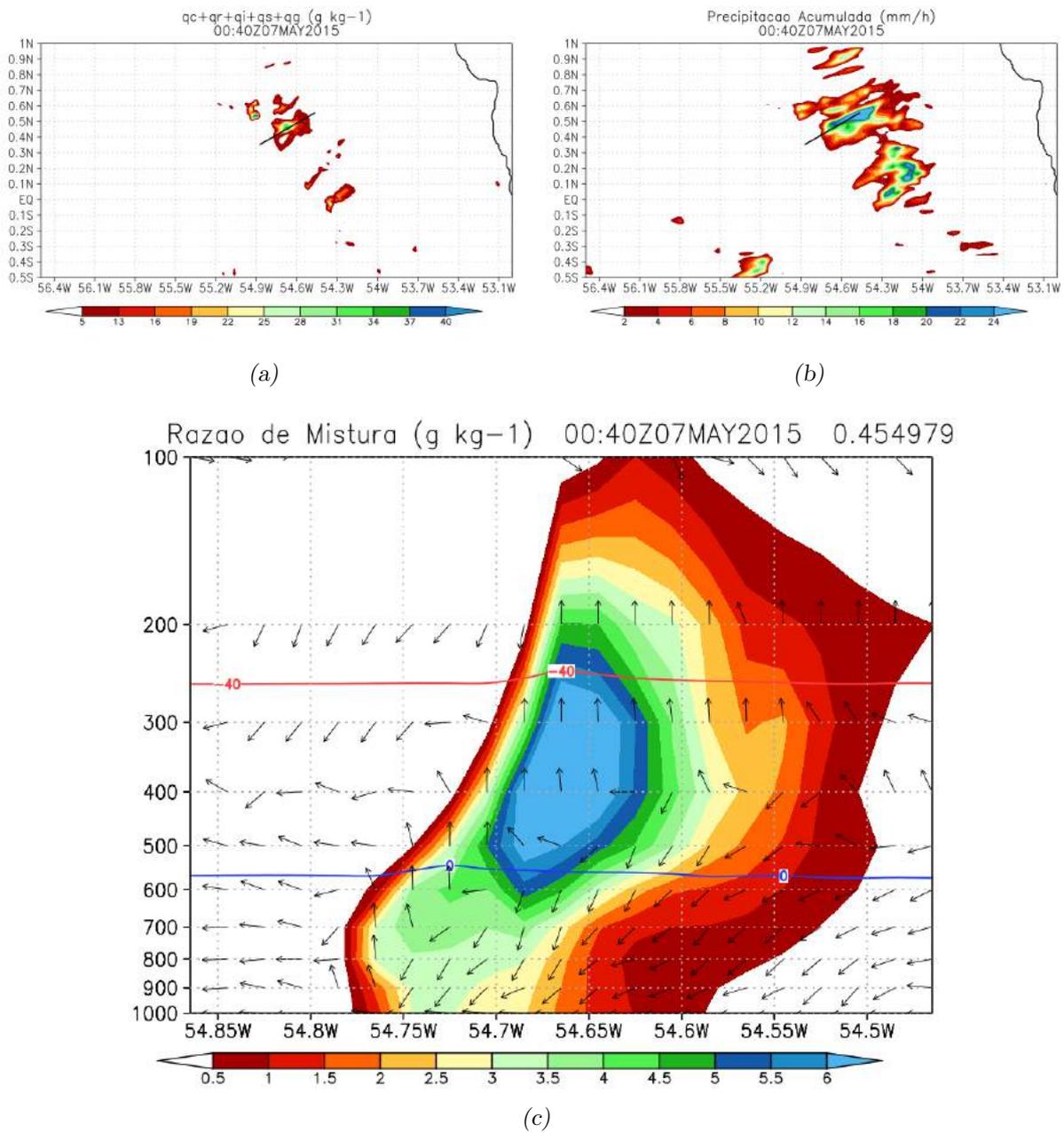


Figura 3.29: Corte vertical transversal de uma célula específica da LI às 0040 UTC do dia 07/05/2015. A escala de cores em (a), (b) e (c) indica os valores de q_{tot} integrada na vertical (gkg^{-1}), precipitação acumulada (mmh^{-1}) e q_{tot} (gkg^{-1}), respectivamente, na região sombreada. A linha preta mostrada nos campos (a) e (b) indica a região onde o corte vertical transversal foi realizado. Em (c) são mostradas as isothermas de $0^{\circ}C$ (azul) e $-40^{\circ}C$ (vermelho) e a composição de $u*\cos(45)$ e $w*10$ através dos vetores.

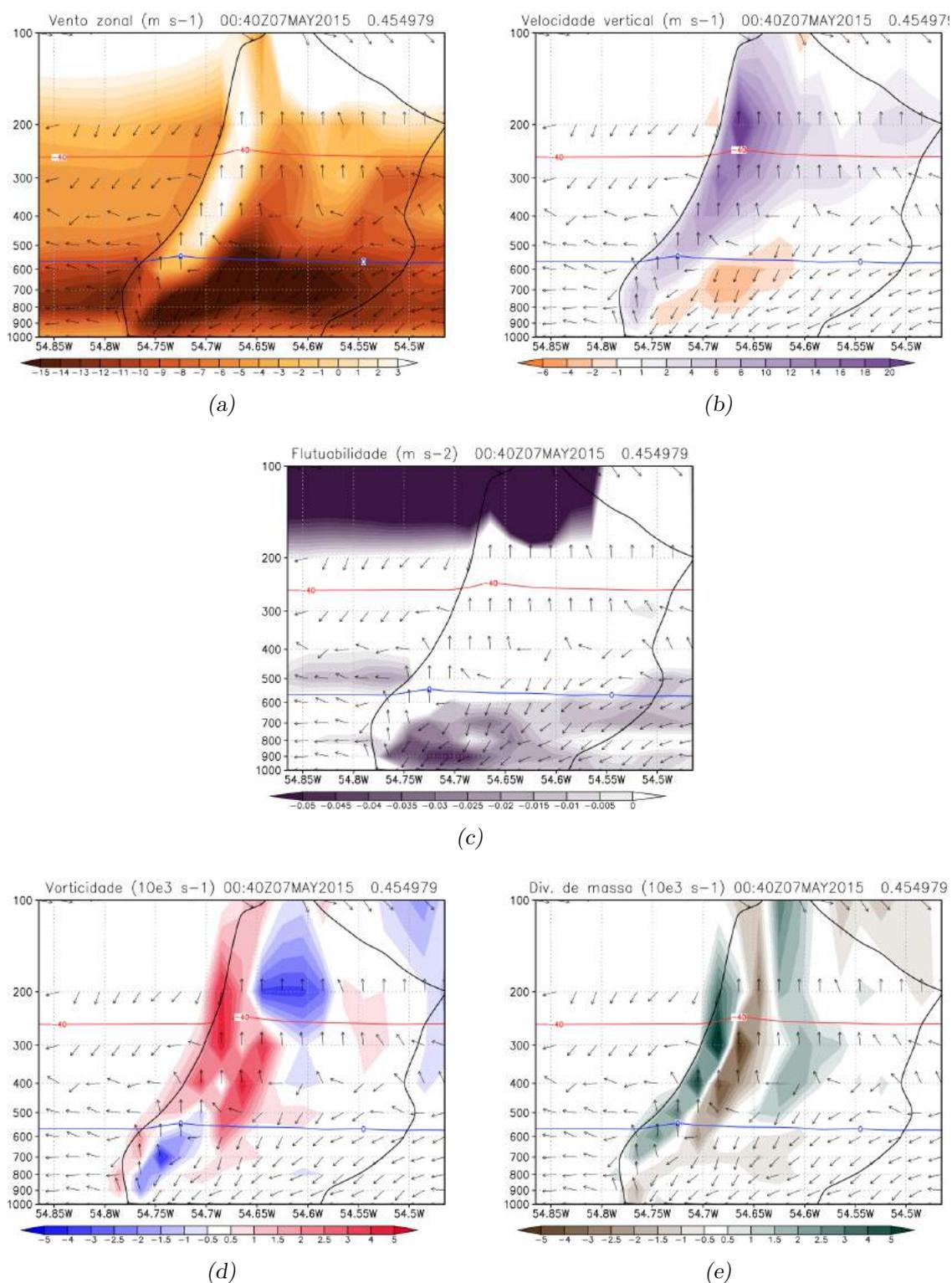


Figura 3.30: Corte vertical transversal de uma célula específica da LI às 0040 UTC do dia 07/05/2015. A escala de cores em (a), (b), (c), (d) e (e) indica os valores de u ($m s^{-1}$), w ($m s^{-1}$), fluatibilidade ($m s^{-2}$), vorticidade ($10^3 s^{-1}$) e divergência de massa ($10^3 s^{-1}$), respectivamente, na região sombreada. Em todos os campos são mostradas as isotermas de $0^{\circ}C$ (azul) e $-40^{\circ}C$ (vermelho), a isolinha de 0,5 de q_{tot} (gkg^{-1}) e a composição de $u \cdot \cos(45)$ e $w \cdot 10$ através dos vetores. No topo de cada campo são indicados o horário e a latitude correspondentes ao corte.

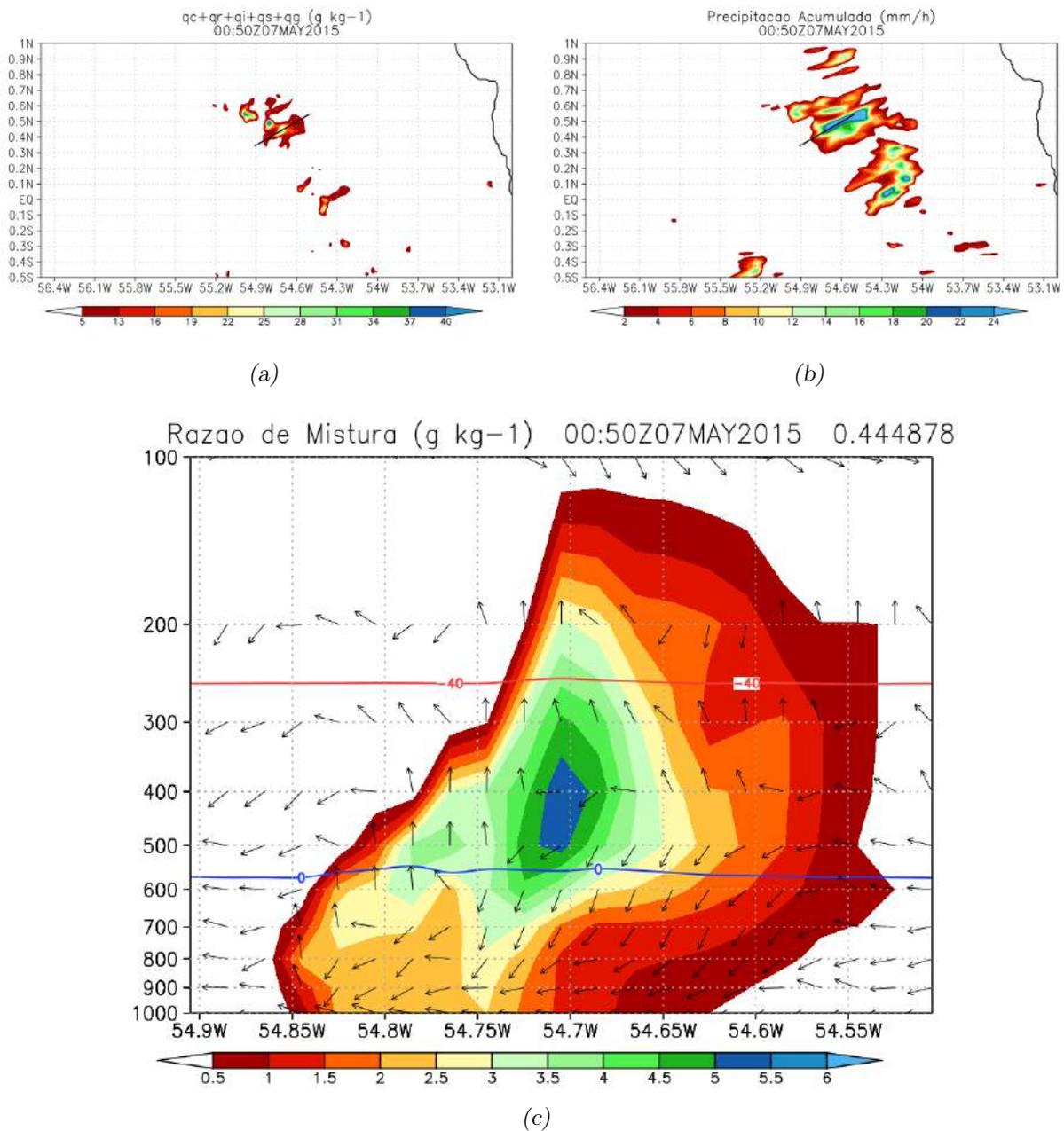


Figura 3.31: Corte vertical transversal de uma célula específica da LI às 0050 UTC do dia 07/05/2015. A escala de cores em (a), (b) e (c) indica os valores de q_{tot} integrada na vertical (gkg^{-1}), precipitação acumulada (mmh^{-1}) e q_{tot} (gkg^{-1}), respectivamente, na região sombreada. A linha preta mostrada nos campos (a) e (b) indica a região onde o corte vertical transversal foi realizado. Em (c) são mostradas as isothermas de $0^{\circ}C$ (azul) e $-40^{\circ}C$ (vermelho) e a composição de $u^*\cos(45)$ e w^*10 através dos vetores.

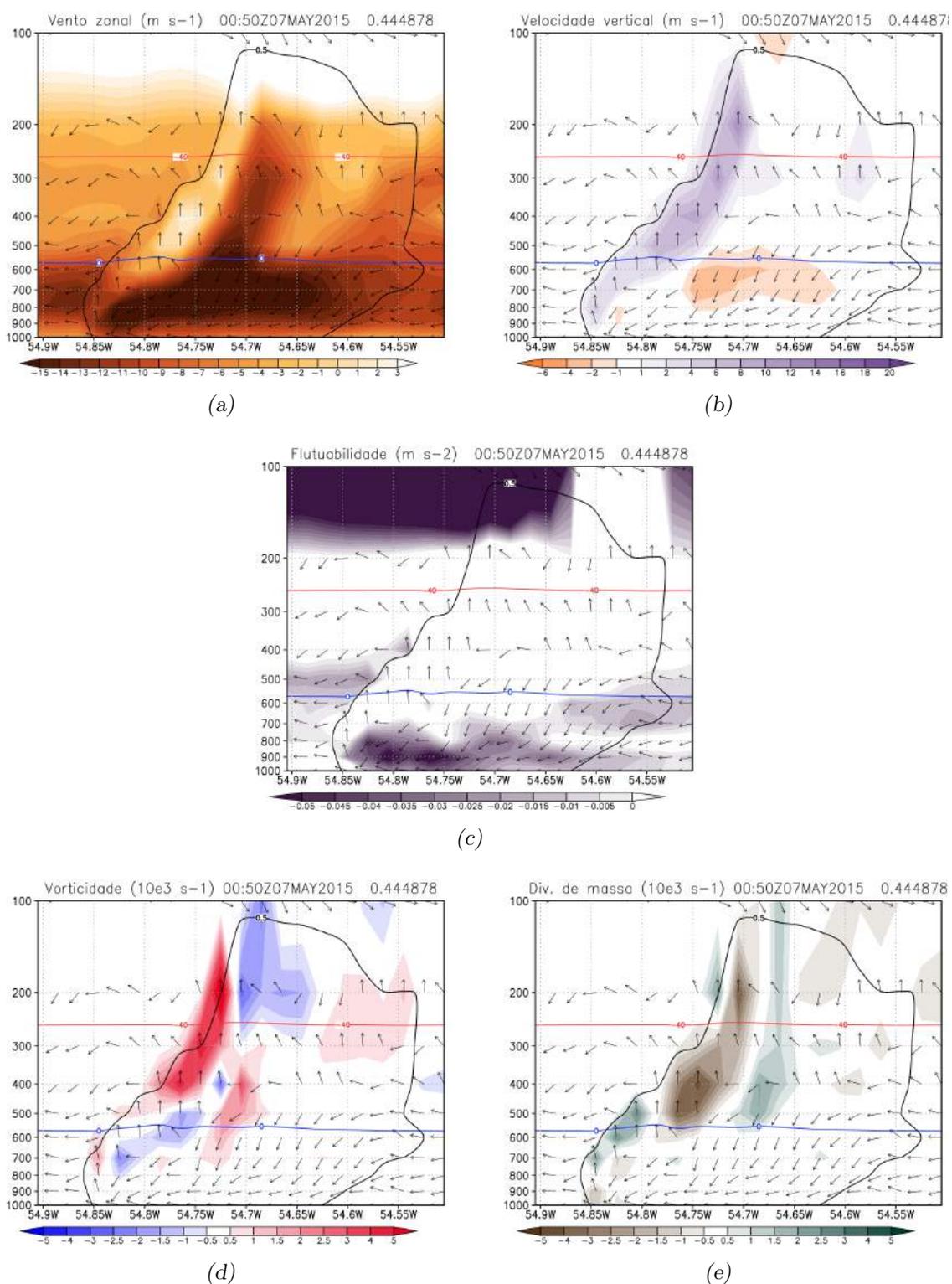


Figura 3.32: Corte vertical transversal de uma célula específica da LI às 0050 UTC do dia 07/05/2015. A escala de cores em (a), (b), (c), (d) e (e) indica os valores de u (ms^{-1}), w (ms^{-1}), fluutuabilidade (ms^{-2}), vorticidade (10^3s^{-1}) e divergência de massa (10^3s^{-1}), respectivamente, na região sombreada. Em todos os campos são mostradas as isotermas de $0^{\circ}C$ (azul) e $-40^{\circ}C$ (vermelho), a isolinha de 0,5 de q_{tot} (gkg^{-1}) e a composição de $u*\cos(45)$ e $w*10$ através dos vetores. No topo de cada campo são indicados o horário e a latitude correspondentes ao corte.

A sequência de cortes apresentados corroboram os modelos conceituais de LI's tropicais encontrados na literatura como, por exemplo, em Zipser (1977), Houze Jr (1977) e Garstang et al. (1994). Ressalta-se que esses modelos se assemelham aos propostos para LI's de latitudes médias em Newton (1950), Thorpe et al. (1982), Rotunno et al. (1988), entre outros. Uma forte corrente de *updraft* se estende desde a superfície até o topo da célula convectiva. Embebido nessa corrente, vários núcleos de maior intensidade indicam a presença de células em diferentes estágios de vida. Uma corrente descendente é presente em níveis médios, em torno de 600 hPa, levando ar seco e frio da média troposfera para superfície. Em alguns momentos essa corrente se estende até altos níveis da atmosfera. Associado à essa corrente, uma piscina fria em superfície auxilia no disparo de novas células e constitui, portanto, o mecanismo de propagação da LI. As características encontradas para essa piscina fria estão de acordo com as apresentadas por Tompkins (2001) e Pereira Filho et al. (2015). Entre 600 e 800 hPa, observou-se a presença marcante de um jato mais forte e profundo, assim como relatado por Silva Dias e Nieto-Ferreira (1992), Cohen et al. (1995), Alcântara (2010), Alcântara et al. (2011), entre outros.

3.6.2 Análise dos perfis verticais

Como mostrado na seção 2.6.2, perfis verticais da atmosfera foram traçados em dois pontos específicos que denotam a região da passagem de duas células distintas que compõem a LI. A Figura 3.33 mostra um zoom do campo de q_{tot} integrada na vertical onde são destacadas com as letras A e B esses pontos. A Figura 3.33a (2230 UTC - 06/05/2015) representa o momento antes da passagem das células. A Figura 3.33b (2330 UTC - 06/05/2015) denota o momento em que as células estão sobre a região do perfil. Nota-se que a célula localizada na parte superior do domínio (ponto A), em torno de $54,3^{\circ}\text{O}/0,6^{\circ}\text{N}$, possui um aspecto mais alongado e um menor conteúdo de hidrometeoros quando comparada à segunda célula (ponto B), localizada em $54^{\circ}\text{O}/0,2^{\circ}\text{N}$. Enquanto em A a célula encontra-se em estágio de dissipação, B apresenta uma célula em seu estágio mais vigoroso. A Figura 3.33c (0030 UTC - 07/05/2015) mostra a situação após a passagem das células.

As Figuras 3.34 e 3.35 mostram os perfis verticais da temperatura potencial equivalente (θ_e) para os pontos A e B (como indicado na Figura 3.33), respectivamente. As linhas azul, preta e vermelha representam os momentos antes (2230 UTC - 06/05/2015), durante (2330 UTC - 06/05/2015) e depois (0030 UTC - 07/05/2015) da passagem da célula, nesta ordem.

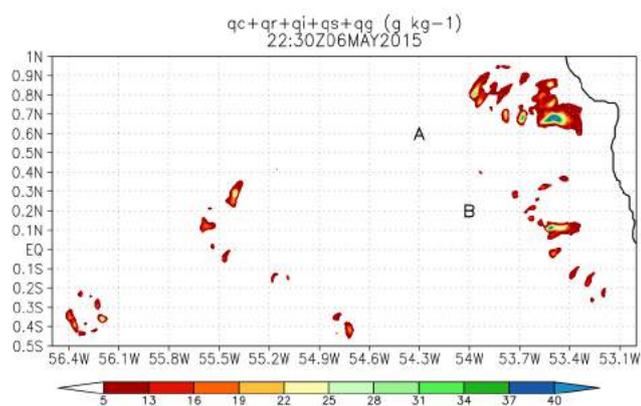
Nota-se, em ambos os casos, que a partir de 850 hPa, aproximadamente, os valores de θ_e aumentam durante a passagem da célula e diminuem antes. A área gerada pela diferença entre essas curvas (preta e azul) acima de 850 hPa indicam o transporte de umidade para médios e altos níveis da atmosfera. Observa-se que essa área na Figura 3.35 é maior e mais profunda na atmosfera. Esse comportamento corrobora o fato de que as células se encontram em diferentes estágios de vida. Enquanto A, em estágio de dissipação, é menos profunda e, portanto, possui uma menor quantidade de água, B é vigorosa e se estende até altos níveis da atmosfera. A área localizada abaixo de 800 hPa, aproximadamente, entre as curvas azul e vermelha (antes e depois) indicam um secamento da camada mais próxima a superfície após a passagem do sistema. No entanto, as mesmas curvas indicam que os níveis superiores permanecem semelhantes antes e depois da passagem das células.

As Figuras 3.36 e 3.37 mostram os perfis verticais do vento zonal (u) para os pontos A e B (como indicado na Figura 3.33), respectivamente. As linhas azul, preta e vermelha representam os momentos antes (2230 UTC - 06/05/2015), durante (2330 UTC - 06/05/2015) e depois (0030 UTC - 07/05/2015) da passagem da célula, nesta ordem. A linha tracejada na cor verde representa o vento zonal médio para o respectivo ponto e período. Para a célula cuja passagem se dá sobre o ponto B, os perfis de u antes, depois e médio são bastante semelhantes, onde o principal escoamento é da ordem de 12 m s^{-1} no nível de 750 hPa. Essa velocidade é próxima à velocidade de propagação da LI estudada. Durante a passagem da Cb nota-se um levantamento da camada inferior, que desloca o nível de maior velocidade para 600 hPa. Tais resultados são semelhantes aos obtidos por Cohen et al. (1995). Para a célula com passagem pelo ponto A, evidencia-se que o principal escoamento durante a passagem é localizado em níveis mais baixos da atmosfera, em torno de 950 hPa. Esse comportamento indica um maior domínio da frente de rajada em relação aos demais escoamentos.

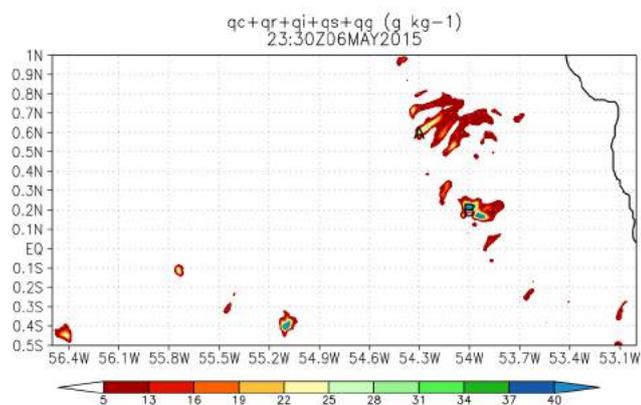
Para verificação da presença do JBN, foram comparados os perfis de vento zonal e da média do vento zonal. O perfil médio é obtido através da média temporal, calculada entre às 0000 UTC do dia 07/05/2015 e 0000 UTC do dia 08/05/2015, para os pontos de máxima q_{tot} integrados na vertical de cada horário analisado entre as Figuras 3.21 e 3.31. Essa análise permite não só a identificação das regiões de máxima velocidade do vento, mas, também, as regiões que mais tiveram variação em relação à média. Os resultados obtidos são mostrados na Figura 3.38. Nota-se que o perfil médio (em vermelho) é muito

semelhante para todos os horários, com um pico de ventos de leste (negativo) entre 700 e 750 hPa com valores próximos à 13 ms^{-1} . Analisando-se os perfis do vento zonal (em preto), nota-se que essa região de máximo se localiza um pouco mais abaixo, em torno de 800 e 950 hPa, com exceção dos horários das 0040 e 0050 UTC (Figuras 3.38e e 3.38f onde o máximo é localizado entre 650 e 750 hPa. Nos primeiros níveis da atmosfera é observado que em todos os perfis existe uma grande diferença entre o vento zonal e o vento zonal médio para o nível de 950 hPa, indicando, portanto, que a frente de rajada é fundamental para o deslocamento da célula. Já para os altos níveis, nota-se que em 4 dos 6 horários (Figuras 3.38a, 3.38b, 3.38c e 3.38e) ocorre uma inversão da direção do vento em relação à média em 200 hPa, onde o vento passa a ser de oeste.

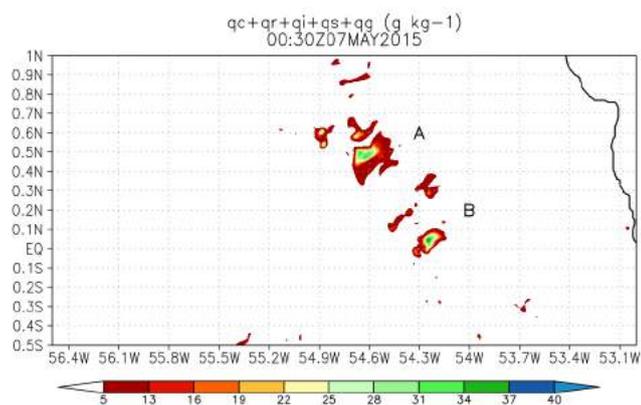
As análises conduzidas nesse capítulo não mostram detalhes da fase de dissipação da LI. Isso se deve ao fato de que, durante sua fase de dissipação, a LI é incorporada por diversos focos de convecção da região, como destacado pelas imagens de satélite (Figura 3.2). Desta forma, não é possível distinguir quais Cbs pertencem ou não ao sistema como um todo. No capítulo seguinte serão apresentadas as considerações finais deste estudo, com conclusões, discussões e sugestões para trabalhos futuros.



(a)



(b)



(c)

Figura 3.33: Zoom da razão de mistura total integrada na vertical simulada na grade de 01 km (d01) do modelo WRF. (a) 06/05/2015 - 2230 UTC, (b) 06/05/2015 - 2330 UTC e (c) 07/05/2015 - 0030 UTC. A escala de cores em indica os valores de q_{tot} integrados na vertical (gkg^{-1}) na região sombreada. As letras A e B identificam o local onde o perfil vertical foi realizado.

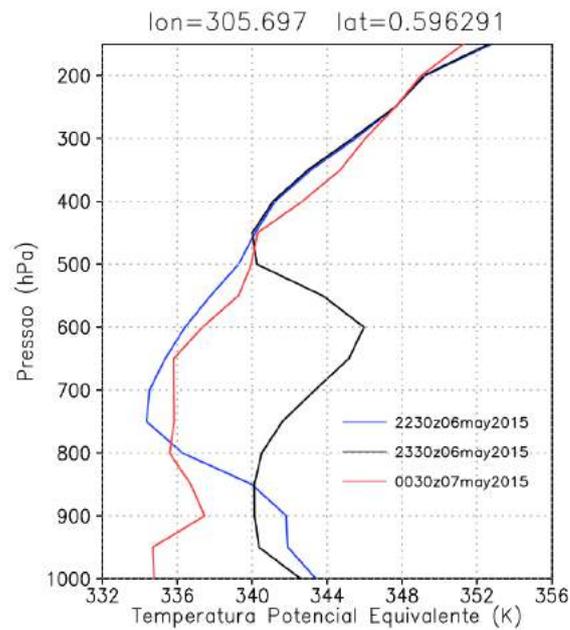


Figura 3.34: Perfil vertical da temperatura potencial equivalente: antes (2230 UTC - 06/05/2015), em azul, durante (2330 UTC - 06/05/2015), em preto, e depois (0030 - UTC 07/05/2015), em vermelho, da passagem de uma das células convectivas. O eixo das abcissas representa a temperatura potencial equivalente em K . O eixo das coordenadas representa a pressão em hPa . No topo da figura são indicadas as coordenadas de realização do corte.

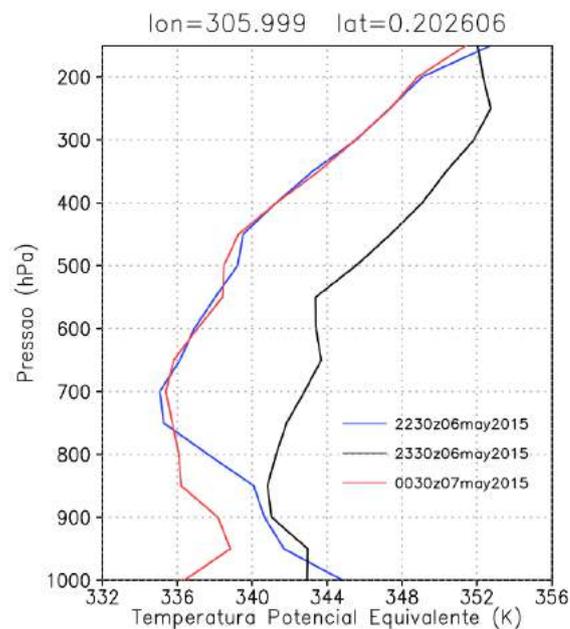


Figura 3.35: Perfil vertical da temperatura potencial equivalente: antes (2230 UTC - 06/05/2015), em azul, durante (2330 UTC - 06/05/2015), em preto, e depois (0030 UTC - 07/05/2015), em vermelho, da passagem de uma das células convectivas. O eixo das abcissas representa a temperatura potencial equivalente em K . O eixo das coordenadas representa a pressão em hPa . No topo da figura são indicadas as coordenadas de realização do corte.

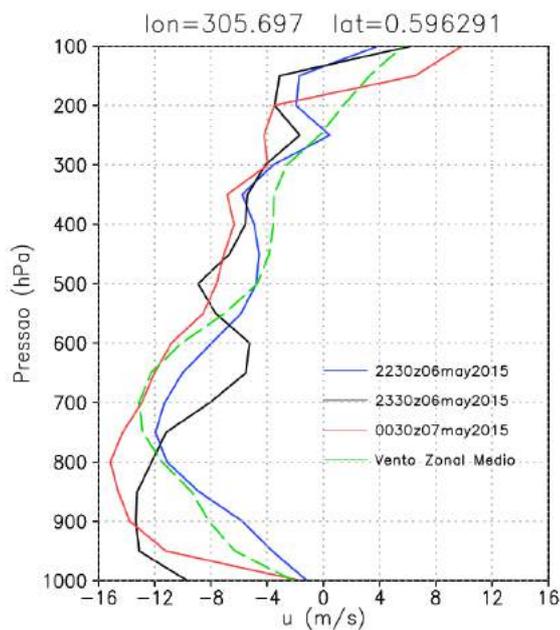


Figura 3.36: Perfil vertical do vento zonal: antes (2230 UTC - 06/05/2015), em azul, durante (2330 UTC - 06/05/2015), em preto, e depois (0030 UTC - 07/05/2015), em vermelho, da passagem de uma das células convectivas. O eixo das abcissas representa a vento zonal em (ms^{-1}). O eixo das coordenadas representa a pressão em hPa . No topo da figura são indicadas as coordenadas de realização do corte.

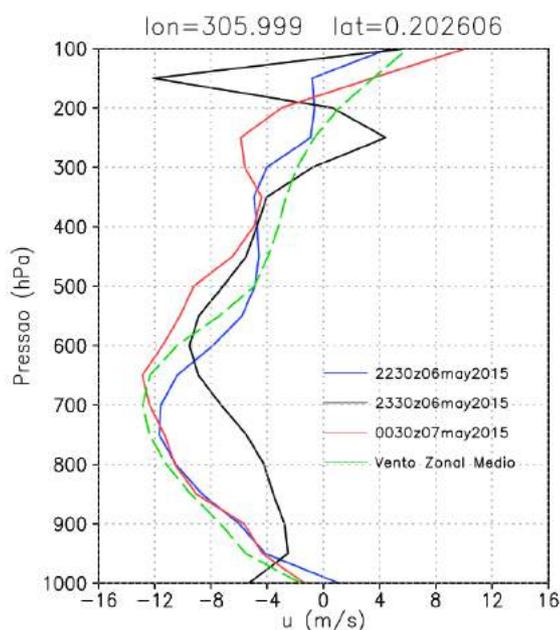


Figura 3.37: Perfil vertical do vento zonal: antes (2230 UTC - 06/05/2015), em azul, durante (2330 UTC - 06/05/2015), em preto, e depois (0030 UTC - 07/05/2015), em vermelho, da passagem de uma das células convectivas. O eixo das abcissas representa a vento zonal em (ms^{-1}). O eixo das coordenadas representa a pressão em hPa . No topo da figura são indicadas as coordenadas de realização do corte.

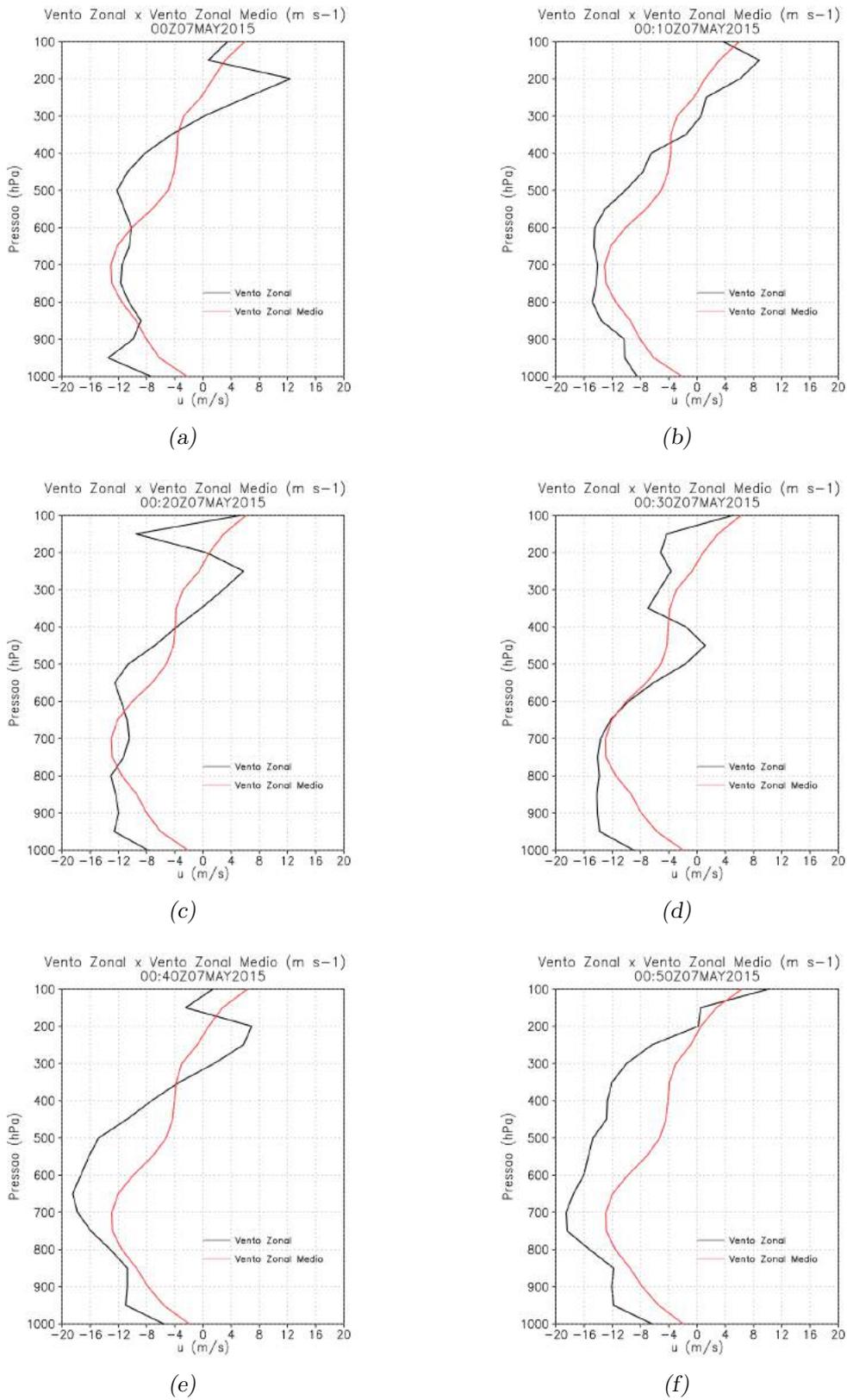


Figura 3.38: Vento Zonal (preto) X Vento Zonal Médio (vermelho) para o dia 07/05/2015. (a)0000 UTC, (b) 0010 UTC, (c) 0020 UTC, (d) 0030 UTC, (e) 0040 e (f) 0050 UTC.

Considerações Finais

4.1 Conclusões

O presente trabalho teve por objetivo principal determinar as causas físicas da iniciação, desenvolvimento e deslocamento continente adentro de uma LI tropical do tipo propagante observada na região amazônica entre 06 e 07 de maio de 2015, por meio de análises diagnósticas e simulações numéricas da atmosfera em escala de nuvens. Quanto às simulações numéricas, foram abordadas diversas escalas do movimento, ressaltando-se, então, as relações dos fenômenos físicos típicos de cada escala e a LI simulada. A importância deste estudo advém da grande evolução da modelagem numérica da atmosfera experimentada nos últimos anos, onde modelos numéricos globais de uso operacional na previsão de tempo começam a se aproximar de resoluções em que é possível a representação explícita de nuvens em seus pontos de grade. Desta forma, trabalhos como o presente, que buscam esmiuçar a física mais significativa associada com o movimento não-hidrostático no interior dos sistemas convectivos de mesoescala, pretendem contribuir com o conhecimento antecipado de situações meteorológicas que surgirão no dia a dia dos previsores de tempo que terão à sua disposição previsões numéricas globais em escala de sistemas convectivos de mesoescala ou até de tempestades ordinárias em futuro breve.

As análises deste estudo de caso iniciam-se a partir de imagens do satélite GOES-13, onde se constatou que a formação da LI se deu por volta das 1800 UTC do dia 06 de maio de 2015, sobre a região costeira dos estados do Pará e Amapá e também da Guiana Francesa. O deslocamento do sistema foi no sentido sudoeste, com velocidade média de, aproximadamente, $15,7 \text{ m s}^{-1}$ na direção do estado do Amazonas. Em seu estágio mais vigoroso, ocorrido entre 0200 e 0600 UTC do dia 07, a LI mostrou dimensões horizontais

em torno de 1600 e 200 *km* para comprimento e largura, respectivamente, constituindo-se um sistema convectivo de mesoescala-alfa de Orlanski (1975). Estimativas do CMORPH mostraram que nesse mesmo período diversos núcleos de Cbs apresentaram valores de precipitação acumulada acima de 24 *mm h*⁻¹. Estações localizadas no caminho percorrido pela LI registraram acumulados diários de precipitação de até 65 *mm*. Em uma análise dos perfis termodinâmicos antes, durante e depois da passagem da LI, observou-se um decaimento do CAPE à medida que a energia potencial disponível na coluna atmosférica era convertida em movimento vertical, produzindo convecção.

As análises do modelo global GFS, com auxílio dos resultados da simulação do WRF com seu primeiro domínio (espaçamento de grade de 27 *km*), mostraram que, durante o período de estudo, o posicionamento de um anticiclone em altos níveis favorecia o desenvolvimento da convecção em toda a região amazônica. Estudos climatológicos para LIs tropicais realizados por Cavalcanti (1982) e Cohen et al. (1989) mostraram que o posicionamento e a atividade convectiva da ZCIT bem definidos favorecem a propagação de LIs para o interior do continente e sua respectiva intensificação. Campos de movimento vertical e precipitação mostraram que, de fato, a ZCIT ao longo do período simulado apresentou tais características, justificando, portanto, a longevidade e intensidade da LI simulada. As simulações com os domínios de 27 e 9 *km* de espaçamento entre pontos de grade têm o objetivo principal de fornecer as melhores condições iniciais e de fronteira possíveis para o domínio interno de 3 *km* de espaçamento de grade, que tem o objetivo de resolver explicitamente as nuvens convectivas em seus pontos de grade. As análises dos resultados dos domínios de 27 e 9 *km* mostraram que os principais sistemas sinóticos foram bem representados, o que é considerado parte essencial para a sequência do trabalho. Dentre os principais sistemas, como as já citadas ZCIT e anticiclone amazônico de altos níveis, foram bem representados o jato subtropical e as linhas de convergência próximas à superfície na região costeira do norte e do nordeste da América do Sul.

As simulações do WRF no domínio com 3 *km* de espaçamento de grade mostraram resultados bastante interessantes. O horário das 1800 UTC do dia 06 marcou o pico de aquecimento do continente em relação ao oceano. O gradiente de temperatura gerado entre as diferentes superfícies promoveu a intensificação do gradiente de pressão em baixos níveis da troposfera e, conseqüentemente, da circulação de brisa marítima, que atuou como mecanismo de disparo da LI. Neste domínio de grade, ressalta-se a importância da parame-

trização de microfísica de nuvens ao gerar explicitamente as células convectivas integrantes da LI no interior do domínio de grade. Os resultados obtidos com esta resolução, no que se pode chamar de simulação em modo *cloud-resolving*, ainda que de forma marginal em termos de detalhes físicos, oferecem a oportunidade de se avaliar a física interna do sistema convectivo. Cortes verticais efetuados ao longo de uma das células Cbs integrantes da LI mostraram que o seu ciclo de vida é simulado de acordo com os modelos conceituais registrados na literatura para outras partes do globo. Em seu estágio inicial e de desenvolvimento, predominou a atuação de *updrafts* intensos que auxiliaram no desenvolvimento vertical da célula. No estágio maduro, já com um grande volume de concentração de gotículas, permaneceu o predomínio do *updraft*, mas, no entanto, um *downdraft* passou a atuar e a se intensificar em níveis médios e baixos da célula. Por fim, no seu estágio de dissipação, o *downdraft*, agora ainda mais intenso e predominante, atuou no disparo de novas células convectivas adiante do sistema. Estes resultados, ainda que esperados, levaram à necessidade de se aumentar a resolução de grade do modelo, atingindo-se, então, o espaçamento de 1 *km* entre os pontos de grade, a fim de se verificar se há ganhos quanto à análise física nos resultados numéricos obtidos.

Os resultados das simulações do domínio com 1 *km* de espaçamento de grade mostraram que os processos de menor escala foram bem simulados quando comparados aos modelos conceituais para LI tropicais disponíveis na literatura. Além disso, constatou-se grande semelhança entre os resultados dessa grade para a LI e os modelos conceituais propostos para LIs de latitudes médias. Por meio de cortes verticais transversais em uma Cb específica integrante da LI, identificou-se a presença marcante de forte corrente ascendente, que se estendeu desde a superfície até o topo da célula convectiva. Embebido nessa corrente, foram encontrados diversos núcleos de vortacidade e divergência de massa positivas indicando células em diferentes estágios de vida. À retaguarda do sistema, encontrou-se *downdraft* em níveis médios, cuja presença injetava ar seco e frio da média troposfera em direção à superfície. O efeito esperado para esse fenômeno é o surgimento de uma mesoalta de superfície, caracterizada como piscina de ar frio. De fato, valores de flutuabilidade negativa na camada mais próxima da superfície indicavam a presença e intensificação da piscina fria. Imediatamente à frente da piscina fria, valores de divergência de massa negativos (convergência) sustentavam o disparo de novas células convectivas, propiciando, assim, o mecanismo de propagação do sistema de mesoescala. Observando-se os campos

de precipitação estimados pela técnica CMORPH e a sequência de imagens GOES no infravermelho, verifica-se que a LI estudada foi formada por células convectivas que, aproximadamente, nasciam na posição mais a sudeste do sistema e que, enquanto a LI como um todo se propagava para sudoeste em direção à região amazônica, as células convectivas individuais componentes da LI desenvolviam seu ciclo de vida com propagação individual para a direção nordeste. Este fenômeno é apenas parcialmente resolvido na grade de 1 km, o que sugere que estudos numéricos com maiores resoluções espaciais devem ser efetuados numa possível sequência deste trabalho.

Quanto às limitações da metodologia adotada na presente dissertação, chama a atenção que as simulações numéricas apresentadas, em geral, capturam parte do sistema convectivo de mesoescala em forma de linha. De fato, algumas porções do sistema não são explicitamente simulados, mesmo com o auxílio da parametrização de microfísica de nuvens ativa e bem resolvida (grades de 3 e 1 km). Para verificar possíveis causas dessa falha, calculou-se a flutuabilidade (Figura 4.1c) numa região onde a LI não foi explicitamente simulada (Figuras 4.1a e 4.1b) e analisou-se o perfil vertical da temperatura, temperatura do ponto de orvalho e vento horizontal num ponto representativo da região de corte vertical para a grade de 1 km (Figura 4.2). Como se observa na Figura 4.1c, a parte inferior da atmosfera é dominada por ausência de flutuabilidade, donde se deduz que não há a formação de piscina de ar frio ou frentes de rajada para servir como mecanismo de disparo de novas células convectivas. Por outro lado, o diagrama termodinâmico skew T - log p da figura 4.2 mostra que, apesar de haver alguma instabilidade termodinâmica, com CAPE acima de $300 J kg^{-1}$ e temperatura potencial equivalente de 346 K, há também $41 J kg^{-1}$ para o CINE naquele ponto, o que indica que o disparo de células convectivas naquela região depende de algum mecanismo de levantamento das parcelas de ar, que está ausente na simulação. As causas desta ausência podem, então, estar diretamente relacionadas com a ausência da corrente descendente no interior de Cbs prévios com a magnitude necessária para dar suporte à propagação daquela parte do sistema em específico, por meio da formação de piscinas de ar frio.

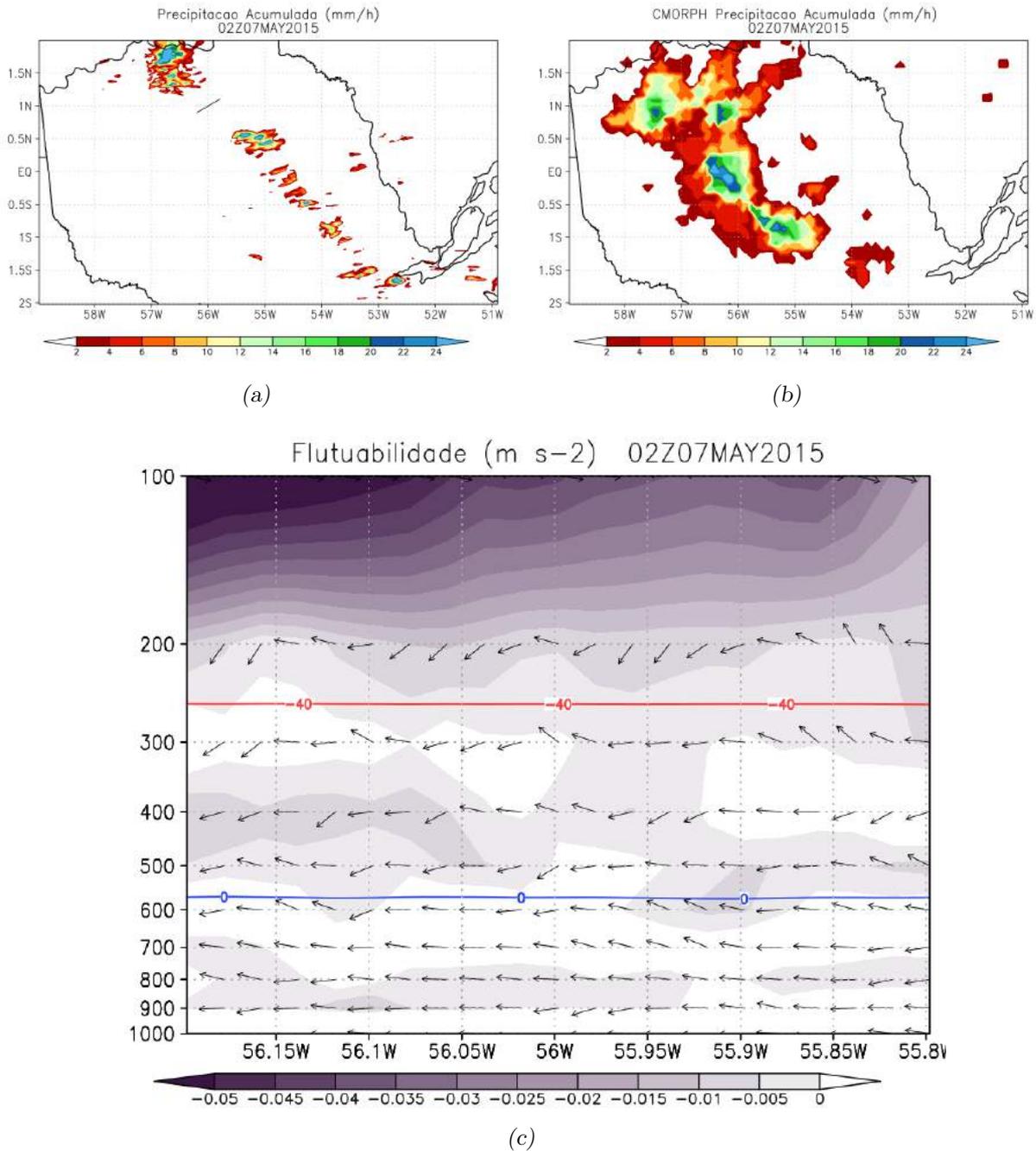


Figura 4.1: Corte vertical transversal de um setor específico da LI às 0200 UTC do dia 07/05/2015. A escala de cores em (a) e (b) indica os valores de precipitação acumulada ($mm h^{-1}$) para a simulação do WRF e estimativas do CMORPH, respectivamente, na região sombreada. A linha preta mostrada no campo (a) indica a região onde o corte vertical transversal foi realizado. A escala de cores em (c) indica os valores de fluabilidade ($m s^{-2}$) na região sombreada. Ainda em (c) são mostradas as isothermas de $0^{\circ}C$ (azul) e $-40^{\circ}C$ (vermelho) e a composição de $u \cdot \cos(45)$ e $w \cdot 10$ através dos vetores.

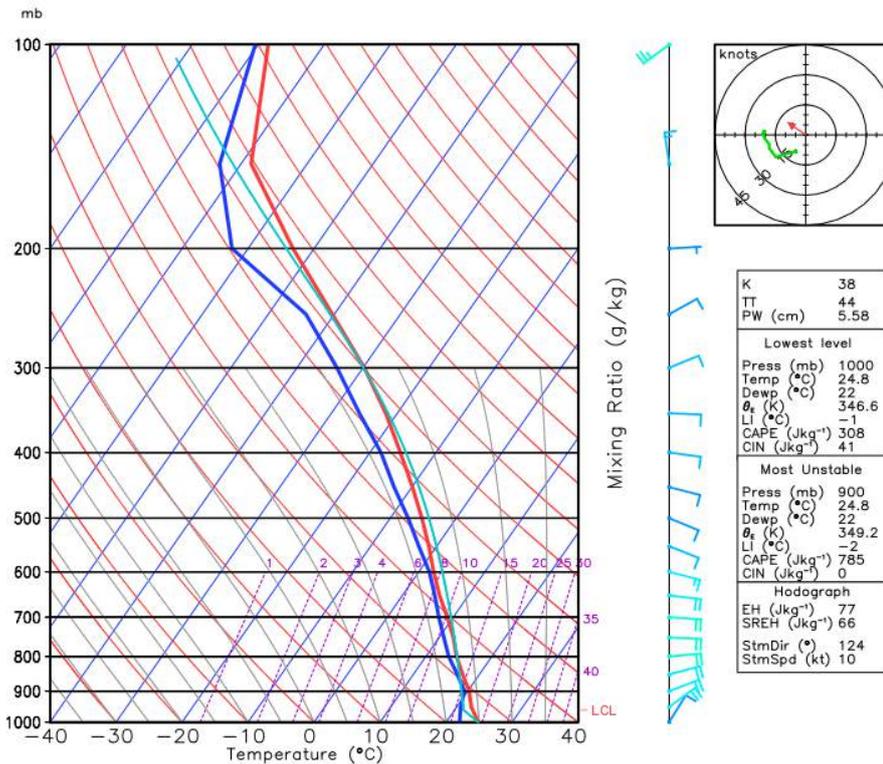


Figura 4.2: Diagrama termodinâmico Skew T - log p às 02 UTC do dia 07/05/2015

A comparação entre o campo de precipitação CMORPH (Figura 4.1b) e o gerado pelo WRF de 1 km (Figura 4.1a) mostram diferenças quanto ao posicionamento (a precipitação está atrasada na simulação), e na dispersão da precipitação gerada pelas nuvens cirros das bigornas que acompanham as células convectivas, onde se deduz que o modelo apresenta simulações com uma cobertura cirros precipitante de dimensões muito menores do que o estimado pelo CMORPH. Neste caso, supõe-se que as condições necessárias para que o modelo gere precipitação à superfície proveniente dos cirros das bigornas simuladas não está presente e suas causas devem, então, ser estudadas com mais detalhes.

4.2 Sugestão para trabalhos futuros

Alguns pontos críticos para uma simulação ainda mais realística do sistema de meso-escala estudado neste trabalho foram apresentados na última seção. Os resultados aqui apresentados levam, assim, às seguintes sugestões para trabalhos futuros que poderão dar sequência à esta dissertação:

Para a mesma LI estudada neste trabalho:

- Aumento da resolução do modelo WRF, acrescentando-se uma quinta grade aninhada no interior da grade de 1 *km* de espaçamento, com espaçamento de 300 m entre pontos de grade, com o objetivo de averiguar se os fenômenos físicos identificados nas grades mais externas continuam a ser bem simulados nesta nova grade, bem como analisar como o aumento da resolução espacial contribui para uma melhor simulação das correntes verticais, em especial a corrente descendente, que se mostrou essencial para o mecanismo de propagação da LI como um todo;
- Análise mais detalhada dos campos microfísicos gerados na parte cirros (bigorna dos Cbs), avaliando-se tamanho horizontal e profundidade da camada cirros, se há ou não formação de formas precipitantes de água e o que ocorre a elas na região subsaturada situada abaixo da base da bigorna, a fim de se determinar se a precipitação simulada evapora ou não completamente na camada subnuvem;
- Análise mais detalhada das inclinações das correntes ascendentes e descendentes simuladas para determinar o papel que essas inclinações exercem na instabilidade vertical para a intensidade das células convectivas e na formação da bigorna, onde os cristais de gelo e neve são formas significativas e predominantes da água;
- Verificar a possibilidade do uso de estimativas obtidas por sensoriamento remoto para este caso, como as dos radares meteorológicos não-convencionais (Doppler, de dupla polarização, Banda-X ou C) ou satélites meteorológicos com sensores de micro-ondas a bordo.

Como sugestão final, recomenda-se ainda a seleção de outros casos de LI propagantes do Norte e Nordeste brasileiros e semelhantes à aqui estudada, a fim de se diminuir as incertezas que ainda existem quanto aos processos físicos preponderantes na explicação do comportamento geral dos fenômenos observados, bem como para corroborar, a cada estudo de caso adicional, os modelos conceituais mencionados ou sugeridos no presente trabalho.

Referências Bibliográficas

- Alcântara C. R., Dias M. A. S., Souza E. P., Cohen J. C., Verification of the role of the low level jets in Amazon squall lines, *Atmospheric Research*, 2011, vol. 100, p. 36
- Alcântara C. R., Souza E. P. d., Dias M. A. F. d. S., Biezato B., Influence of medium and low level jet in cloud processes: numerical study of an amazon squall line, *Revista Brasileira de Meteorologia*, 2014, vol. 29, p. 29
- Alcântara C. R., Um estudo da relação entre jatos de baixos níveis e linhas de instabilidade da Amazônia, Universidade de São Paulo, 2010, Tese de Doutorado
- ANA Conjuntura dos recursos hídricos no Brasil 2013 1a edição edn. Agência Nacional de Águas, 2013
- Banta R. M., Olivier L. D., Levinson D. H., Evolution of the Monterey Bay sea-breeze layer as observed by pulsed Doppler lidar, *Journal of the atmospheric sciences*, 1993, vol. 50, p. 3959
- Carvalho A., Conexões entre a circulação em altitude e a convecção sobre a América do Sul, São José dos Campos. 109p.(INPE-4923-TDL/383). Dissertação (Mestrado em Meteorologia)-Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, 1989
- Cavalcanti I., Um estudo sobre interações entre sistemas de circulação de escala sinótica e circulações locais, São José dos Campos, INPE-2494-TDL/097, 1982
- Chen F., Dudhia J., Coupling an advanced land surface-hydrology model with the Penn State-NCAR MM5 modeling system. Part I: Model implementation and sensitivity, *Monthly Weather Review*, 2001, vol. 129, p. 569

- Citeau J., Bergès J.-C., Demarcq H., Mahé G., The watch of ITCZ migrations over the tropical Atlantic Ocean as an indicator in drought forecast over the Sahelian area, *Tropical Ocean-Atmosphere Newsletter*, 1988, pp 1–3
- Citeau J., Finaud L., Cammas J., Demarcq H., Questions relative to ITCZ migrations over the tropical Atlantic Ocean, sea surface temperature and Senegal River runoff, *Meteorology and Atmospheric Physics*, 1989, vol. 41, p. 181
- Cohen J., Silva Dias M., Nobre C., Aspectos climatológicos das linhas de instabilidade na Amazônia, *Climanálise*, 1989, vol. 4, p. 34
- Cohen J. C., Silva Dias M. A., Nobre C. A., Environmental conditions associated with Amazonian squall lines: A case study, *Monthly Weather Review*, 1995, vol. 123, p. 3163
- Drumond A., Marengo J., Ambrizzi T., Nieto R., Moreira L., Gimeno L., et al., The role of the Amazon Basin moisture in the atmospheric branch of the hydrological cycle: a Lagrangian analysis, *Hydrology and Earth System Sciences*, 2014, vol. 18, p. 2577
- Dudhia J., Numerical study of convection observed during the winter monsoon experiment using a mesoscale two-dimensional model, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 1989, vol. 46, p. 3077
- Feng Z., Hagos S., Rowe A. K., Burleyson C. D., Martini M. N., Szoeke S. P., Mechanisms of convective cloud organization by cold pools over tropical warm ocean during the AMIE/DYNAMO field campaign, *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 2015, vol. 7, p. 357
- Ferreira N., Sanches M., Silva-Dias M., Composição da zona de convergência do atlântico sul em períodos de El Niño e La Niña, *Revista Brasileira de Meteorologia*, 2004, vol. 19, p. 89
- Ferreira N. S., Zona de convergência intertropical, *Boletim do Climanálise Especial-Comemoração dos*, 1996, vol. 10
- Fisch G., Marengo J. A., Nobre C. A., Uma revisão geral sobre o clima da Amazônia, *Acta Amazonica*, 1998, vol. 28, p. 101

- Garstang M., Greco S., Scala J., Swap R., Ulanski S., Fitzjarrald D., Martin D., Browell E., Shipman M., Connors V., et al., The Amazon boundary-layer experiment (ABLE 2B): a meteorological perspective, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 1990, vol. 71, p. 19
- Garstang M., Massie Jr H. L., Halverson J., Greco S., Scala J., Amazon coastal squall lines. Part I: Structure and kinematics, *Monthly Weather Review*, 1994, vol. 122, p. 608
- Greco S., Scala J., Halverson J., Massie Jr H. L., Tao W.-K., Garstang M., Amazon coastal squall lines. Part II: Heat and moisture transports, *Monthly weather review*, 1994, vol. 122, p. 623
- Greco S., Swap R., Garstang M., Ulanski S., Shipman M., Harriss R., Talbot R., Andreae M., Artaxo P., Rainfall and surface kinematic conditions over central Amazonia during ABLE 2B, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 1990, vol. 95, p. 17001
- Gusmão A. M., Alta da Bolívia, *Revista climanálise. Cachoeira paulista, ed. Especial*, 1996, pp 143–146
- Hallak R., Simulações numéricas de tempestades severas na RMSP, Universidade de São Paulo, 2007, Tese de Doutorado
- Hamilton R., Archbold J., Douglas C., Meteorology of Nigeria and adjacent territory, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 1945, vol. 71, p. 231
- Hong S.-Y., Noh Y., Dudhia J., A new vertical diffusion package with an explicit treatment of entrainment processes, *Monthly Weather Review*, 2006, vol. 134, p. 2318
- Houze R., GATE radar observations of a tropical squall line. In *Conference on Radar Meteorology*, 17 th, Seattle, Wash , 1976, p. 384
- Houze Jr R. A., Squall lines observed in the vicinity of the researcher during phase III of GATE. In *Preprints, 16th Radar Meteorology Conf.*, Houston, TX, American Meteorological Society , 1975, p. 206
- Houze Jr R. A., Structure and dynamics of a tropical squall–line system, *Monthly Weather Review*, 1977, vol. 105, p. 1540

- Joyce R. J., Janowiak J. E., Arkin P. A., Xie P., CMORPH: A method that produces global precipitation estimates from passive microwave and infrared data at high spatial and temporal resolution, *Journal of Hydrometeorology*, 2004, vol. 5, p. 487
- Kain J. S., The Kain–Fritsch convective parameterization: an update, *Journal of Applied Meteorology*, 2004, vol. 43, p. 170
- Klemp J., Dudhia J., Hassiotis A., An upper gravity-wave absorbing layer for NWP applications, *Monthly Weather Review*, 2008, vol. 136, p. 3987
- Klemp J., Lilly D., Numerical simulation of hydrostatic mountain waves, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 1978, vol. 35, p. 78
- Klemp J. B., Wilhelmson R. B., The simulation of three-dimensional convective storm dynamics, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 1978, vol. 35, p. 1070
- Kodama Y., Large-scale common features of subtropical precipitation zones (the Baiu frontal zone, the SPCZ, and the SACZ) Part I: Characteristics of subtropical frontal zones, *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II*, 1992, vol. 70, p. 813
- Kousky V. E., Diurnal rainfall variation in northeast Brazil, *Monthly Weather Review*, 1980, vol. 108, p. 488
- Kuettner J. P., General description and central program of GATE, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 1974, vol. 55, p. 712
- Lin Y.-L., Farley R. D., Orville H. D., Bulk parameterization of the snow field in a cloud model, *Journal of Climate and Applied Meteorology*, 1983, vol. 22, p. 1065
- Marques J., Salati E., Santos J. M. d., Cálculo da evapotranspiração real na Bacia Amazônica através do método aerológico, *Acta Amazonica*, 1980, vol. 10, p. 357
- Mlawer E. J., Taubman S. J., Brown P. D., Iacono M. J., Clough S. A., Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 1997, vol. 102, p. 16663
- Molion L. C. B., Climatologia Dinâmica da região Amazônica: mecanismos de precipitação, *Revista Brasileira de Meteorologia*, 1987, vol. 2, p. 107

- Molion L. C. B., Amazonian rainfall and its variability, *Hydrology and Water*, 1993
- Newton C. W., Structure and mechanism of the prefrontal squall line, *Journal of meteorology*, 1950, vol. 7, p. 210
- Oliveira A., Nobre C., Meridional penetration of frontal systems in South America and its relation to organized convection in the Amazon, 1985
- Orlanski L., A rational subdivision of scale for atmospheric processes, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 1975, vol. 56, p. 527
- Pereira Filho A. J., Carbone R. E., Tuttle J. D., Karam H. A., Convective Rainfall in Amazonia and Adjacent Tropics, *Atmospheric and Climate Sciences*, 2015, vol. 5, p. 137
- Pereira Filho A. J., Silva Dias M. A., Albrecht R. I., Pereira L. G., Gandu A. W., Masambani O., Tokay A., Rutledge S., Multisensor analysis of a squall line in the Amazon Region, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 2002, vol. 107
- Rao V. B., Cavalcanti I. F., Hada K., Annual variation of rainfall over Brazil and water vapor characteristics over South America, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 1996, vol. 101, p. 26539
- Reboita M. S., Gan M. A., Da Rocha R. P., Ambrizzi T., Regimes de precipitação na América do sul, *Revista Brasileira de Meteorologia*, 2010, vol. 25, p. 185
- Rehbein A., Sistemas Convectivos de Mesoescala Observados na Bacia Amazônica Durante o Projeto GOAmazon, Universidade de São Paulo, 2016, Dissertação de mestrado
- Rotunno R., Klemp J. B., Weisman M. L., A theory for strong, long-lived squall lines, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 1988, vol. 45, p. 463
- Salati E., Dall'Olio A., Matsui E., Gat J. R., Recycling of water in the Amazon basin: an isotopic study, *Water resources research*, 1979, vol. 15, p. 1250
- Salati E., Nobre C. A., Possible climatic impacts of tropical deforestation, *Climatic change*, 1991, vol. 19, p. 177
- Santos I., Variabilidade da circulação de verão da alta troposfera na América do Sul, Dissertação de Mestrado-USP. São Paulo, 95 p, 1986, Tese de Doutorado

- Silva Dias M., Nieto-Ferreira R., Application of a linear spectral model to the study of Amazonian squall lines during GTE-ABLE 2B, *J. Geophys. Res.*, 1992, vol. 97
- Skamarock W. C., Klemp J. B., A time-split nonhydrostatic atmospheric model for weather research and forecasting applications, *Journal of Computational Physics*, 2008, vol. 227, p. 3465
- Souza D. C. d., Brisa na costa do norte e nordeste brasileiro, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, 2016, Tese de Doutorado
- Thorpe A., Miller M., Moncrieff M., Two-dimensional convection in non-constant shear: A model of mid-latitude squall lines, *Quarterly Journal of The Royal Meteorological Society*, 1982, vol. 108, p. 739
- Tompkins A. M., Organization of tropical convection in low vertical wind shears: The role of cold pools, *Journal of the atmospheric sciences*, 2001, vol. 58, p. 1650
- Wilhelmson R., The life cycle of a thunderstorm in three dimensions, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 1974, vol. 31, p. 1629
- Zipser E., Mesoscale and convective-scale downdrafts as distinct components of squall-line structure, *Monthly Weather Review*, 1977, vol. 105, p. 1568

Apêndice

Efeito da camada de Rayleigh dos Níveis Superiores do WRF 27 e 09 km

Como apresentado na Figura 3.13, a presença de oscilações de maior frequência nas linhas de altura geopotencial não correspondem adequadamente ao esperado em função da resolução do modelo, mas sim à alguma forma de instabilidade numérica. Diversos trabalhos atribuem esses ruídos à propagação de ondas de gravidade na vertical e sua respectiva interação com o topo do modelo.

De forma geral, sabe-se que ondas de gravidade interna desempenham um papel fundamental na dinâmica de circulações de mesoescala. No entanto, sua simulação por modelos numéricos tem sido um grande desafio. Principalmente em modelos atmosféricos que tratam o topo do modelo com uma parede rígida, a reflexão espúria de ondas de gravidade é uma fonte de imprecisão para a simulação dos sistemas meteorológicos de mesoescala (Klemp et al., 2008). Nesse contexto, a inserção de uma camada de absorção de amplitude, também conhecida como camada esponja, nas camadas superiores do modelo, entre 15 e 21 km de altitude no presente estudo, é uma ferramenta eficaz para o controle desse tipo de onda espúria. O modelo WRF disponibiliza 3 opções de camada esponja para absorção de ondas de gravidade que se propagam na vertical (damp-opt), são elas: (1) Camada Esponja Usando um Filtro Espacial, (2) Camada de Damping Rayleigh Tradicional e (3) Rayleigh Damping Implícito para Velocidade Vertical (Skamarock e Klemp, 2008). Em (1) a absorção é realizada através do aumento do termo de segunda ordem do eddy da viscosidade horizontal e vertical (Klemp e Lilly, 1978). Em (2), é aplicada uma tendência a u , v , w e θ na forma de relaxamento, onde gradualmente as variáveis são direcionadas a um estado básico predeterminado (Klemp e Lilly, 1978). A opção (3) consiste em um

termo de damping Rayleigh implícito aplicado somente à velocidade vertical, que é dado como um ajuste final a cada passo de tempo (Klemp et al., 2008).

Apesar dos bons resultados apresentados através da inserção de uma camada esponja no topo do modelo, ainda são poucos os trabalhos que aplicam essa metodologia a casos reais no modelo WRF, uma vez que, por padrão, essa opção não é ativa quando o modelo é instalado pela primeira vez. Esse fato colabora para que parte das simulações apresentadas na literatura apresente ruídos em seus campos. Nesta seção, portanto, o objetivo geral consiste na determinação da correlação entre os efeitos da inserção de uma camada esponja no topo do domínio e as oscilações espúrias nos campos escalares de uma simulação do WRF.

Para se obter o melhor resultado, foram realizadas 4 experimentos, aqui denominados NoDamp, Damp02, Damp03 e Damp04. O primeiro experimento (NoDamp) é o experimento controle, o qual não dispõe de uma camada esponja no topo do domínio. Os demais experimentos apresentam a camada de Rayleigh Damping Implícito para Velocidade Vertical com diferenças no coeficiente de damping, que está diretamente ligado à intensidade do filtro aplicado pela camada esponja. A opção usada nos experimentos (damp-opt=3), proposta por Klemp et al. (2008), é a que mostra melhores resultados tanto para pequena como grande escala, e, também, para casos reais ou idealizados. Assim, a equação utilizada para o cálculo da velocidade vertical W em cada passo de tempo é substituída pelas equações A.1 e A.2, onde z_d é a profundidade da camada esponja, z_{top} a altura do topo do modelo, $\tau(z)$ a variável que define a estrutura vertical da camada esponja e, finalmente, γ_r um coeficiente de amortecimento (damping) específico, com valor típico igual a 0,2.

$$W''_{\tau+\Delta\tau} = \widetilde{W}''_{\tau+\Delta\tau} - \tau(z)\Delta\tau W''_{\tau+\Delta\tau} \quad (\text{A.1})$$

$$\tau(z) = \begin{cases} \gamma_r \sin^2\left[\frac{\pi}{2}\left(1 - \frac{z_{top}-z}{z_d}\right)\right], & z \geq (z_{top} - z_d) \\ 0, & \text{caso contrario} \end{cases} \quad (\text{A.2})$$

A Tabela A.1 mostra as características gerais das simulações realizadas nesta seção.

Tabela A.1 - Características gerais dos experimentos

CARACTERÍSTICAS	Nome dos Experimentos			
	NoDamp	Damp02	Damp03	Damp04
Nº de grades	2	2	2	2
Resolução Horizontal (km)	27/9	27/9	27/9	27/9
Opção de Damping	-	w-Rayleigh ^a	w-Rayleigh ^a	w-Rayleigh ^a
Coef. de Damping	-	0,2	0,3	0,4
Esp. Cam. Damp. (km)	-	6	6	6

^aKlemp et al. (2008).

A Figura A.1 mostra os campos de altura geopotencial no nível de 30 hPa (topo do modelo) às 0700 UTC do dia 07/05/2015 para quatro diferentes valores do coeficiente de absorção (γ_r): $\gamma_r = 0.0$, que corresponde à não inserção da camada de absorção Rayleigh – Experimento NoDamp (Fig. 7a); $\gamma_r = 0.2$ (Figura A.1b); $\gamma_r = 0.3$ (Figura A.1c); e $\gamma_r = 0.4$ (Figura A.1d). A diferença entre o campo A.1a e os demais é evidente. Nota-se em A.1a uma marcante presença de oscilações espúrias em todo o domínio. Esse comportamento está associado a instabilidades numéricas do modelo e não à dinâmica da atmosfera, uma vez que a resolução horizontal da grade (27 km) não possibilita a resolução de ondas de alta frequência, como as evidenciadas na figura. Para este caso em específico, as figuras A.1b, A.1c e A.1d mostram que a suavização das isolinhas de geopotencial aumenta em relação direta com o aumento do valor do coeficiente de absorção.

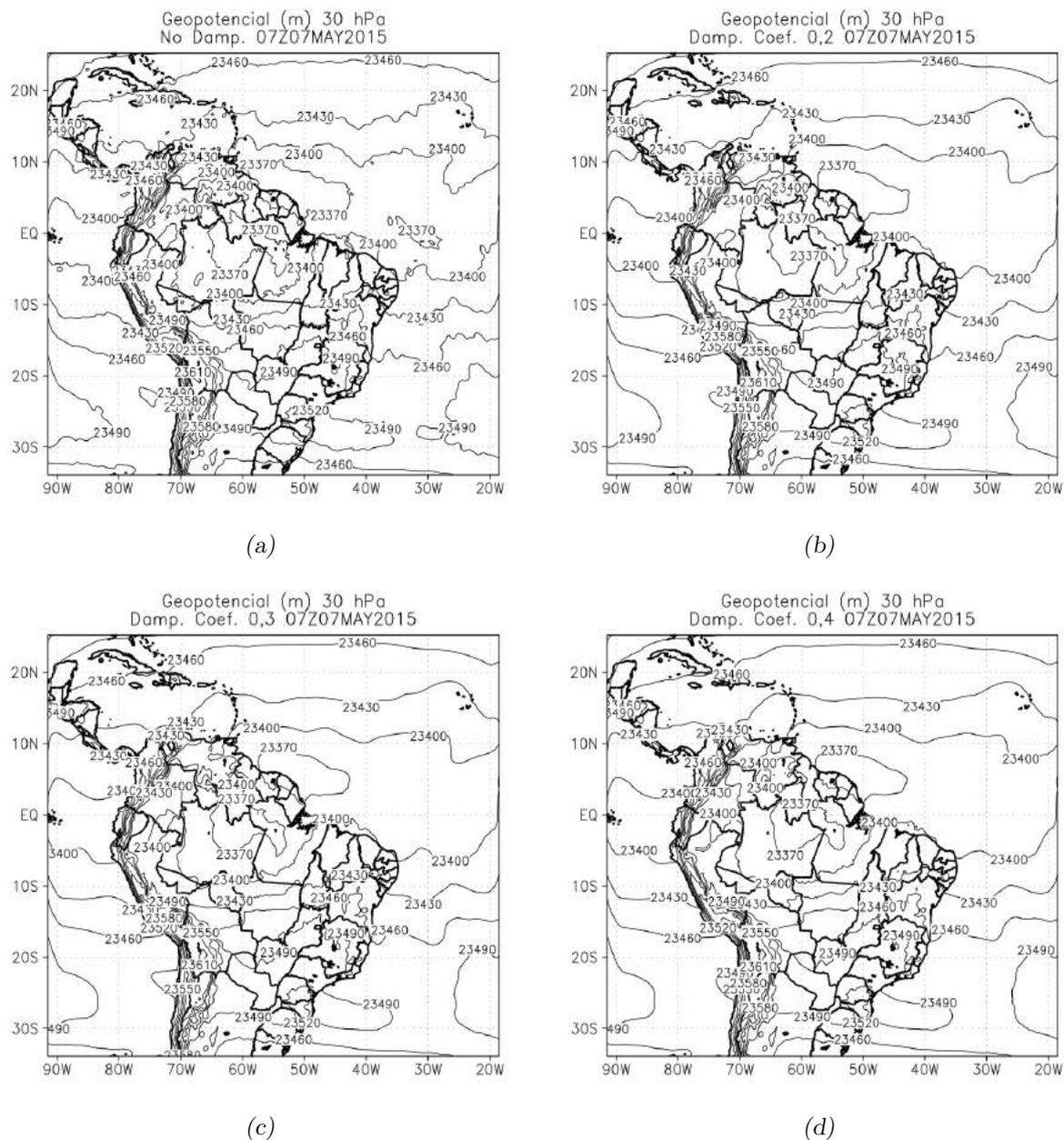


Figura A.1: Altura Geopotencial (m) no nível de 30 hPa as 0700 UTC do dia 07/05/2015 para grade de 27 km. (a) NoDamping, (b) Damp02, (c) Damp03 e (d) Damp04.

A Figura A.2 mostra os campos de altura geopotencial para o nível de 1000 hPa às 0700 UTC de 07/05/2015 obtidos com as mesmas variações do coeficiente de absorção usadas para a análise apresentada na Figura A.1. O objetivo da Figura A.2 é a quantificação da influência das ondas espúrias de gravidade, com e sem a inserção da camada de Rayleigh, sobre as variáveis meteorológicas em baixos níveis da troposfera. Embora em menor amplitude em relação aos resultados apresentados na Figura A.1, nota-se que há suavização das oscilações das isolinhas de altura geopotencial também nesse nível próximo à superfície.

Tal constatação indica a necessidade de uma análise das influências desse procedimento de suavização de ondas espúrias sobre a estrutura física tridimensional, bem como sobre a fase e a amplitude, dos sistemas convectivos de interesse simulados.

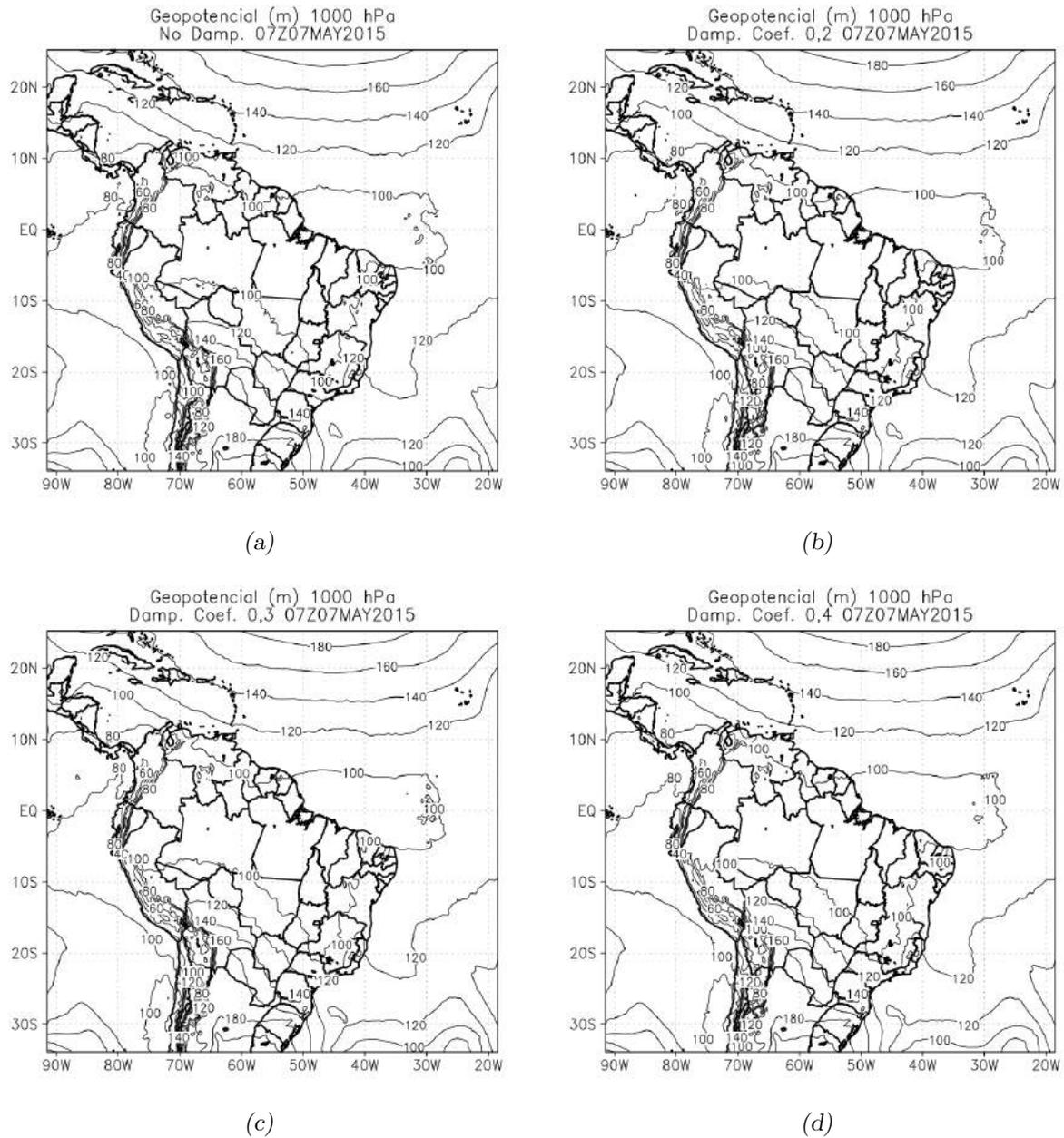


Figura A.2: Geopotencial (m) no nível de 1000 hPa as 0700 UTC do dia 07/05/2015 para grade de 27 km. (a) NoDamping, (b) Damp02, (c) Damp03 e (d) Damp04.

As Figuras de A.3 (1800 UTC de 06/06/2015) a A.6 (1200 UTC de 07/05/2015) mostram os campos de precipitação acumulada para as simulações NoDamping, Damp02, Damp03 e Damp04, em intervalos de 6 horas. A escala de cores indica os valores de precipitação acumulada na região sombreada. Pela sequência temporal dessas figuras, nota-se

a propagação da LI estudada. Na Figura A.3 (1800 UTC de 03/05/2015), de forma geral, todas as simulações posicionam a ZCIT em torno de 3° N, com pequenas variações na precipitação. Pelas análises sinóticas, observou-se que o horário das 1800 UTC denota o momento em que a LI começa a se propagar. Pela Figura A.3, nota-se que todas as 4 simulações posicionam o sistema de forma bastante semelhante, com um centro de precipitação mais intensa sobre o norte do Amapá.

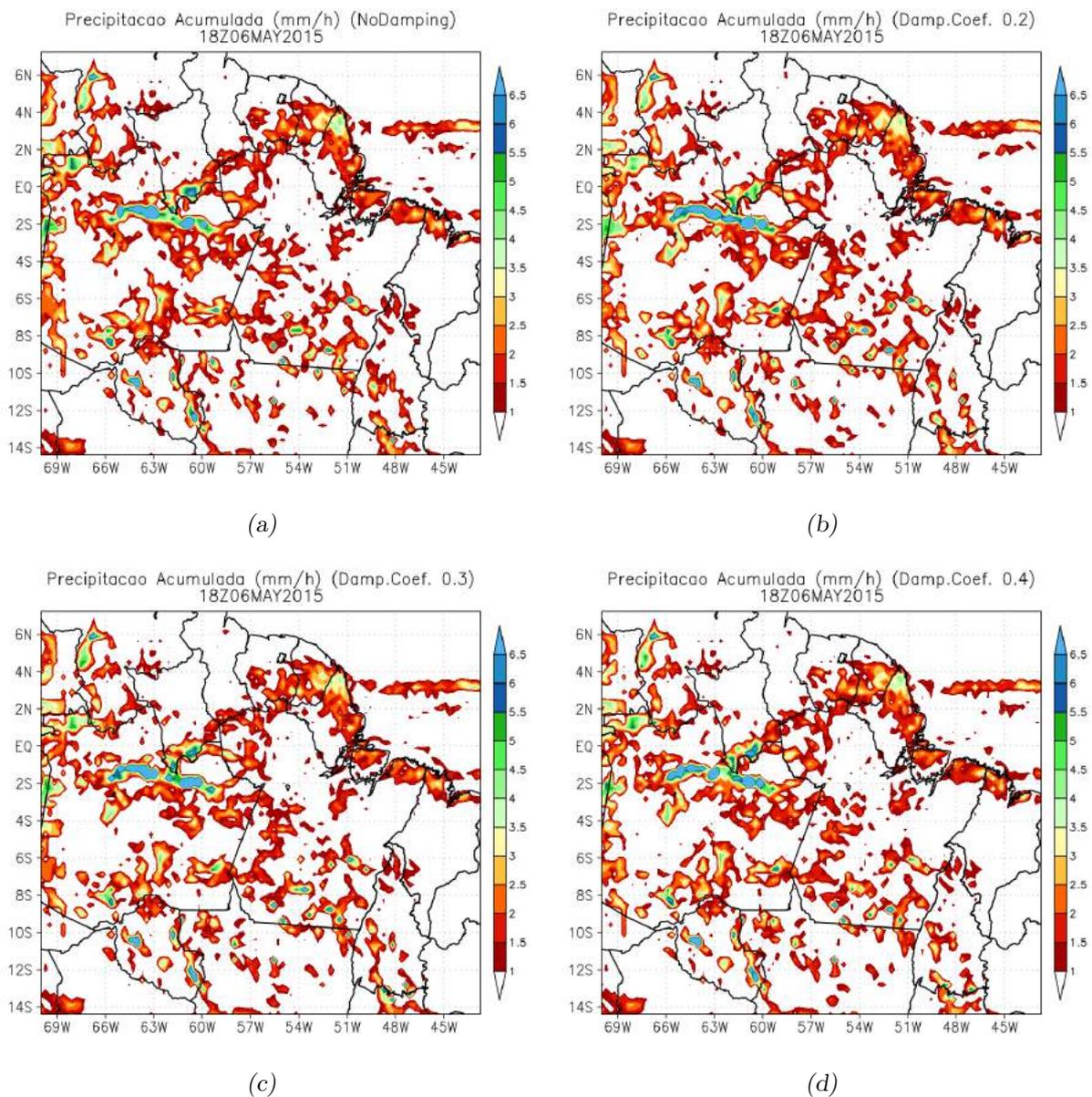


Figura A.3: Precipitação acumulada (mm h^{-1}) às 1800 UTC do dia 06/05/2015 para grade de 27 km. (a) NoDamping, (b) Damp02, (c) Damp03 e (d) Damp04. A escala de cores indica os valores de taxa de precipitação na região sombreada.

A Figura A.4 (0000 UTC de 07/05/2015) mostra que o posicionamento da ZCIT ainda

continua bastante semelhante entre todas as simulações. No intervalo de tempo de 6 horas entre as Figuras A.3 e A.4 o campo de precipitação da LI se desloca no sentido sudoeste, com um avanço de cerca de 350 km. Nesse instante, diferenças de posicionamento e intensidade de pequenas células convectivas entre as simulações são mais evidentes. Com exceção da Figura A.4a (simulação NoDamping), todas as simulações apresentam uma célula convectiva sobre a região nordeste do Pará, com valores entre 3,5 e 5,0 mm acumulados em 1 hora.

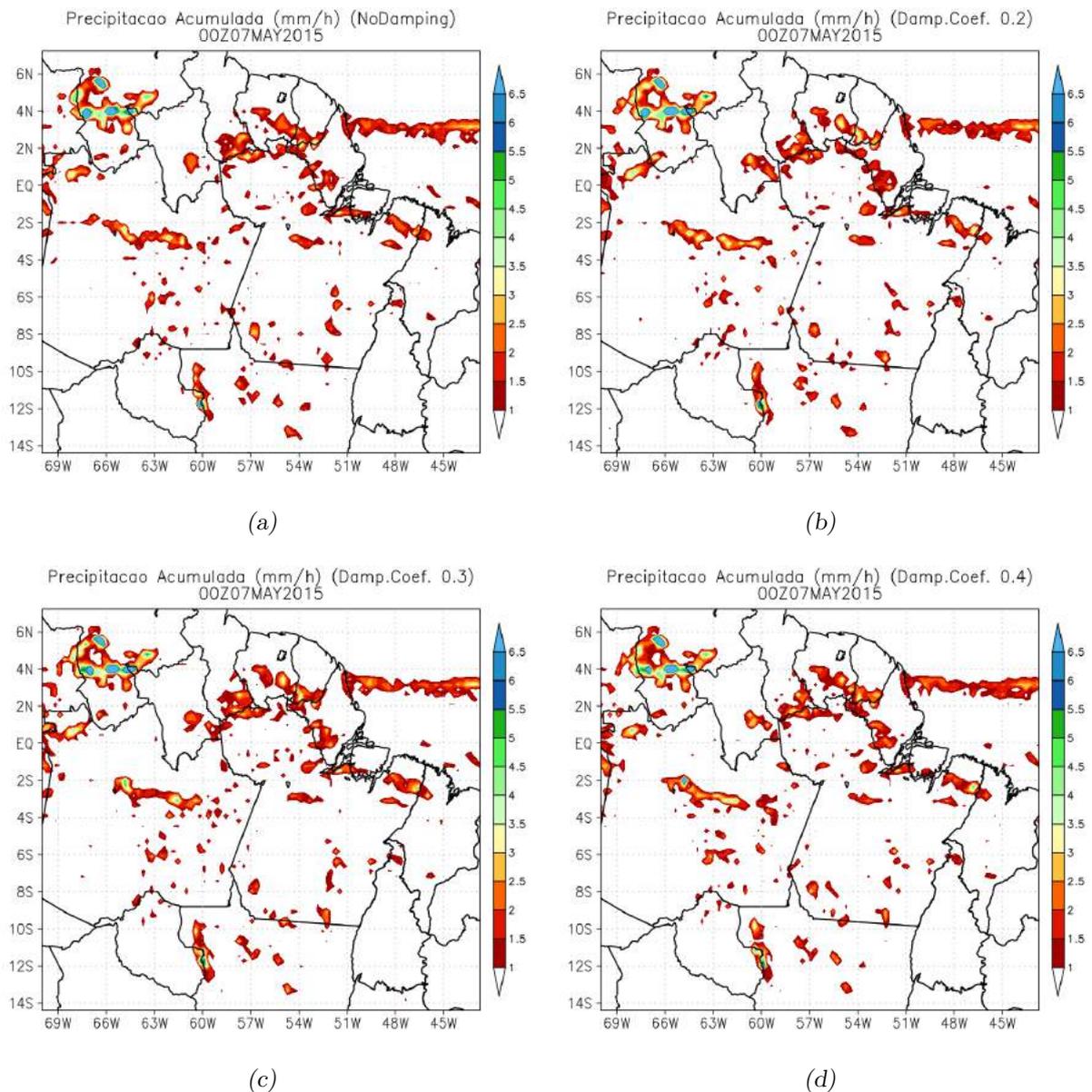


Figura A.4: Precipitação acumulada (mm h^{-1}) às 0000 UTC do dia 07/05/2015 para grade de 27 km. (a) NoDamping, (b) Damp02, (c) Damp03 e (d) Damp04. A escala de cores indica os valores de taxa de precipitação na região sombreada. As elipses em vermelho indicam o posicionamento aproximado das células convectivas da LI.

A Figura A.5 mostra que a LI continua avançando no sentido sudoeste com um deslocamento de cerca de 260 km em relação às 6 horas anteriores. A menor distância percorrida mostra que houve uma diminuição na velocidade. No entanto, há um aumento significativo nas taxas de precipitação em todas as simulações. Nesse instante, todas as simulações apresentam centros de células de forma bastante semelhante, com pequenas variações em termos de intensidade da precipitação.

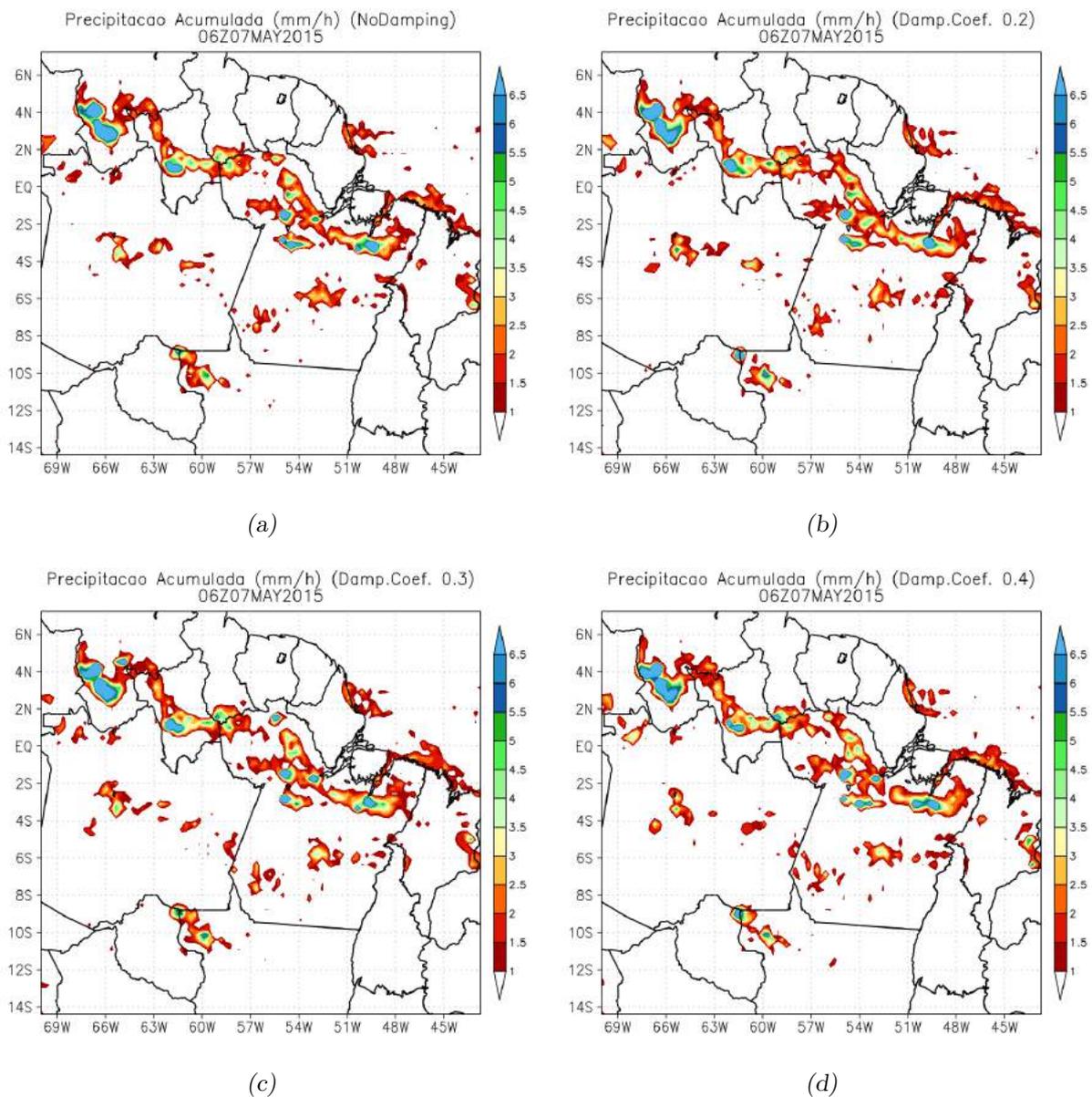


Figura A.5: Precipitação acumulada (mm h^{-1}) às 0600 UTC do dia 07/05/2015 para grade de 27 km. (a) NoDamping, (b) Damp02, (c) Damp03 e (d) Damp04. A escala de cores indica os valores de taxa de precipitação na região sombreada.

Entre as 0600 e as 1200 UTC do dia 07/05/2015, a Figura A.6 indica que a LI percorreu

uma distância de cerca de 160 km, ainda mais lenta em relação aos campos anteriores. Nesse momento, as Figuras A.6c e A.6d apresentam uma célula com taxa de precipitação acima de 6,5 mm/h, posicionada próxima à cidade de Santarém, no noroeste do Pará, que não é identificada nas simulações NoDamping (A.6a) e Damp02 (A.6b).

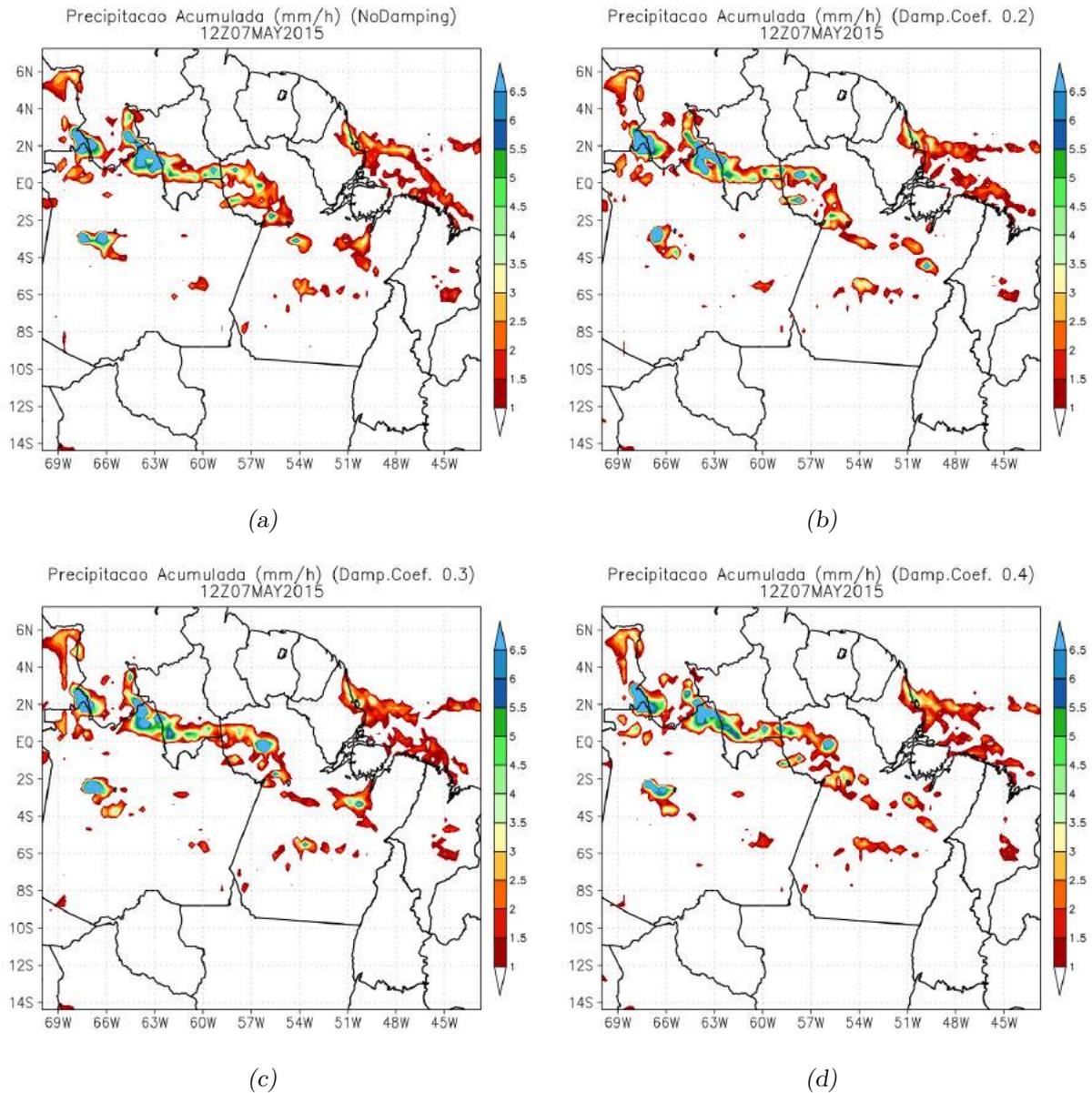


Figura A.6: Precipitação acumulada (mm h^{-1}) às 1200 UTC do dia 07/05/2015 para grade de 27 km. (a) NoDamping, (b) Damp02, (c) Damp03 e (d) Damp04. A escala de cores indica os valores de taxa de precipitação na região sombreada.

As diferenças no posicionamento e intensidade de precipitação podem refletir na simulação da estrutura vertical das nuvens. Desta forma, um corte vertical de uma célula específica da LI, identificada às 0600 UTC do dia 07/05/2015, é apresentado na Figura A.7.

Cada corte é obtido através do ponto de latitude de maior taxa de precipitação selecionado dentro de uma área na região central da linha de instabilidade. Desta forma, as células analisadas podem coincidir, como no caso das Figuras A.7a, A.7c e A.7d, ou não, como na Figura A.7b. A diferença apresentada na seleção dos pontos de latitude mostra que, de fato, existe uma diferença no posicionamento das células. Comparando os campos A.7a, A.7c e A.7d, nota-se que existem diferenças significativas na estrutura vertical da nuvem. Enquanto A.7c e A.7d indicam uma nuvem mais profunda, apresentando correntes verticais bastante intensas, a Figura A.7a mostra uma nuvem que atinge apenas níveis médios, em torno de 500 hPa. Esse comportamento se reflete nos valores de θ_e apresentados no interior da nuvem, onde as diferenças são da ordem de 8 K. Apesar das diferenças, todas as simulações mostram uma camada da atmosfera bastante instável entre 800 e 450 hPa, com valores de θ_e decaindo com a altura.

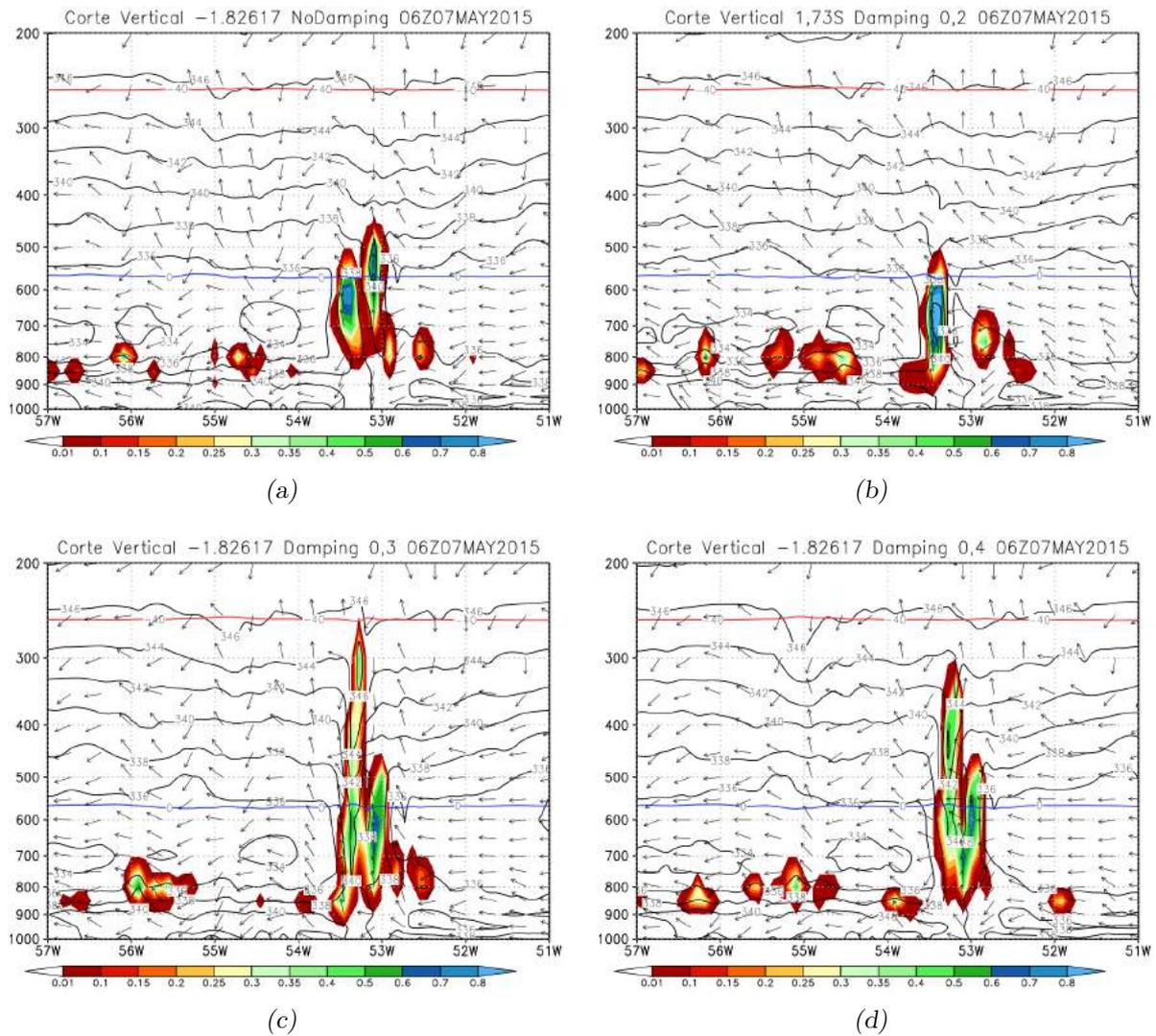


Figura A.7: Corte vertical de uma célula específica da LI as 0600 UTC do dia 07/05/2015. (a) NoDamping, (b) Damp02, (c) Damp03 e (d) Damp04. A escala de cores indica os valores de razão de mistura de água da nuvem ($g\ kg^{-1}$) na região sombreada. Os vetores mostram a composição entre u e $w*100$. As linhas de contorno pretas representam a temperatura potencial equivalente (K). São mostradas, também, as isothermas de $0^{\circ}C$ (azul) e $-40^{\circ}C$ (vermelho).

Em resumo, esta subseção teve por objetivo a avaliação dos impactos que a inserção de uma camada esponja no topo do modelo teria na simulação da LI alvo deste estudo. Os campos de altura geopotencial no topo do modelo (30 hPa) mostraram que, de fato, a inserção de uma camada esponja promove um filtro bastante significativo das ondas de alta frequência. A análise dos campos em níveis mais baixos da troposfera, em torno de 1000 hPa, indicaram que as oscilações espúrias atingem também os baixos níveis. Ao mesmo tempo, embora em menor amplitude, a camada esponja inserida no topo do modelo contribui para atenuar as oscilações espúrias propagadas até os baixos níveis. Os campos de

precipitação acumulada analisados nos quatro experimentos mostraram que a reflexão das ondas de gravidade interfere diretamente no posicionamento dos sistemas em superfície. Cortes verticais de células específicas da LI indicaram que não só o posicionamento é afetado, como também a estrutura vertical dos sistemas. De forma geral, os experimentos realizados mostraram que o valor do coeficiente de damping está diretamente relacionado com a maior atenuação das oscilações de alta frequência em diversos campos escalares e níveis do modelo.