

**UNIVERSIDADE FEDERAL DE PELOTAS**  
**Faculdade de Meteorologia**  
**Programa de Pós-Graduação em Meteorologia**



**Dissertação**

**Estudo dos Efeitos de Parâmetros Meteorológicos nas Estruturas  
Elétricas de uma Linha de Instabilidade e de um Complexo  
Convectivo de Mesoescala na Região Sudeste do Brasil**

**Gabriela Lameu Moreira**

Pelotas, 2015

**Gabriela Lameu Moreira**

**Estudo dos Efeitos de Parâmetros Meteorológicos nas  
Estruturas Elétricas de uma Linha de Instabilidade e de um  
Complexo Convectivo de Mesoescala  
na Região Sudeste do Brasil**

Dissertação apresentada ao Programa de  
Pós-Graduação em Meteorologia da  
Universidade Federal de Pelotas, como  
requisito parcial à obtenção do título de  
Mestre em Meteorologia.

Orientador: Prof<sup>ª</sup>. Dr<sup>ª</sup> Roseli Gueths Gomes

Pelotas, 2015



Dados de catalogação na fonte:  
Ubirajara Buddin Cruz – CRB-10/901

Biblioteca de Ciência & Tecnologia - UFPel

M838e

Moreia, Gabriela Lameu

Estudo dos efeitos de parâmetros meteorológicos nas estruturas elétricas de uma linha de instabilidade e de um complexo convectivo de mesoescala na região Sudeste do Brasil / Gabriela Lameu Moreia. – 134f. : il. – Dissertação (Mestrado). Programa de Pós-Graduação em Meteorologia. Universidade Federal de Pelotas. Faculdade de Meteorologia. Pelotas, 2015. – Orientador Roseli Gueths Gomes.

1.Meteorologia. 2.Sistemas conectivos de mesoescala.  
3.Condições atmosféricas. 4.Descargas elétricas atmosféricas, Roseli Gueths II.Título.

CDD: 551.56

**Gabriela Lameu Moreira**

**Título: Estudo dos Efeitos de Parâmetros Meteorológicos nas Estruturas Elétricas de uma Linha de Instabilidade e de um Complexo Convectivo de Mesoescala na Região Sudeste do Brasil**

**Dissertação aprovada, como requisito parcial, para obtenção do grau de Mestre em Meteorologia, Programa de Pós-Graduação em Meteorologia, Faculdade Meteorologia, Universidade Federal de Pelotas.**

**Data da Defesa: 12/02/2015**

**Banca examinadora:**

**Prof. Dr. Roseli Gueths Gomes (Orientador)**

**Doutora em Física da Atmosfera pela Universidade Toulouse III Paul Sabatier**

**Prof. Dr. André Becker Nunes**

**Doutor em Meteorologia pelo Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE**

**Prof. Dr. Ericka Voss Chagas Mariano (convidada externa)**

**Doutora em Geofísica Espacial pelo Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE**

### **Dedicatória**

Dedico este trabalho à minha família e noivo que tanto me apoiaram nesta jornada, principalmente a minha guerreira Neusinha.

## **Agradecimentos**

Agradeço a Deus em primeiro lugar, pelo dom da vida e por todas as oportunidades que tive em minha vida.

Agradeço à minha família que sempre esteve ao meu lado e me incentivou. Meus pais Abraão e Neusinha pelo esforço em auxiliar nos gastos e pelo apoio em tudo sempre. Meus irmãos Rodrigo e Suzi que sempre torceram por mim e me deram o Nicolas e o Filipe como mais uma motivação e alegria.

Aos amigos que conquistei em Pelotas, pela torcida amizade e oração em cada etapa. E ao meu noivo Rafael por ser um grande responsável pela conquista deste título.

À Universidade Federal de Pelotas pela oportunidade de realizar o curso de Graduação e Pós-Graduação.

À Professora Dr<sup>a</sup> Roseli Gueths Gomes, responsável pela minha orientação.

À banca examinadora pelas sugestões de grande valia para que o trabalho ficasse ainda mais elaborado.

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pela concessão da bolsa de estudos.

## **Resumo**

LAMEU, Gabriela Moreira. **Estudo dos Efeitos de Parâmetros Meteorológicos nas Estruturas Elétricas de uma Linha de Instabilidade e de um Complexo Convectivo de Mesoescala na Região Sudeste do Brasil**. 2015, 134f. Dissertação (Mestrado) – Programa de Pós-Graduação em Meteorologia. Universidade Federal de Pelotas, Pelotas – RS.

Este trabalho teve como objetivo principal analisar uma Linha de Instabilidade (LI) e um Complexo Convectivo de Mesoescala (CCM) e as condições atmosféricas que conduziram à sua formação, desenvolvimento e geração de descargas elétricas atmosféricas. Estes sistemas ocorreram entre os dias 17 e 19 de outubro de 2007, na região Sudeste do Brasil. A análise dos casos de estudo foi feita em quatro períodos: pré-formação, ocorrência da LI, período de transição e ocorrência do CCM. Para a obtenção dos resultados, a base de dados foi composta por dados de descargas atmosféricas e dados simulados, obtidos com o modelo WRF. As simulações com o modelo WRF foram feitas com três grades aninhadas, de resoluções horizontais de 36, 12 e 4km, que permitiram extrair os campos meteorológicos à grande escala, mesoescala e microescala, respectivamente, bem como o cálculo e análises de alguns parâmetros meteorológicos. Os dados de descargas atmosféricas foram obtidos pela RINDAT (Rede Integrada Nacional de Detecção de Descargas Atmosféricas), que foram sobrepostas às imagens de satélite e aos campos meteorológicos. Dentre os resultados obtidos, observou-se que a região onde os sistemas se formaram e desenvolveram estava propícia para a ocorrência de tempestades, apresentando grande umidade, confluência de ventos, índices de instabilidades com valores que atestavam o potencial de desenvolvimento de tempestades. As condições de grande escala associadas à ocorrência da LI e do CCM apresentaram diferenças e semelhanças, mas em ambos os casos, a atividade elétrica máxima esteve associada ao período mais favorável ao desenvolvimento de correntes ascendentes intensas.

**Palavras-chave:** Sistemas Convectivos de Mesoescala, condições atmosféricas, descargas elétricas atmosféricas.

## Abstract

LAMEU, Gabriela Moreira. **Study of the Effects of Meteorological Parameters in Electrical Structures of Squall line and a Mesoscale Convective Complex in the Southeastern Brazil.** 2015, 134f. Post-Graduate Program in Meteorology. Federal University of Pelotas, Pelotas – RS.

This study had as main objective to analyze a Squall Lines (SL) and a Mesoscale Convective Complex (MCC) and the weather conditions that conducted to its formation, development and generation of lightning. These systems occurred between 17 and 19 October 2007, in Southeastern Brazil. The analysis of the case studies was done in four periods: pre-initiation, occurrence of SL, transition period and occurrence of MCC. To obtain the results, the database consisted of data lightning and simulated data, obtained using the WRF model. The simulations with the WRF model were made with three nested grids with horizontal resolutions of 36, 12 and 4 km, which allowed extracting the meteorological fields to large-scale, mesoscale and microscale, respectively, and an evaluation and analysis of some meteorological parameters. The lightning data were obtained by RINDAT (*Rede Integrada Nacional de Detecção de Descargas Atmosféricas*), which were superimposed on satellite images and meteorological fields. Among the results, it was observed that the region where the systems were formed and developed was favorable to the occurrence of storms, with high humidity, confluence of winds, instability indices with values that attested to the potential development of storms. The large-scale conditions for the occurrence of SL and MCC showed differences and similarities, but in both cases the maximum electrical activity was associated with more favorable period for the development of intense updrafts.

**Keywords:** Mesoscale Convective Systems, atmospheric conditions, lightning.

## Listas de Figuras

|          |                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                  |    |
|----------|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| Figura 1 | Variação sazonal da taxa de descargas detectadas pelo satélite TRMM, durante o período 1998-2004.<br>Fonte: ZIPSER et al., 2006 .....                                                                                                                                                                                                                                                                                                            | 22 |
| Figura 2 | Exemplos de sistemas convectivos de mesoescala identificados a partir de imagens de satélite: (a) e (b) linha de instabilidade (c) complexo convectivo de mesoescala, (d) sistema convectivo com formato irregular.<br>Fonte: CPTEC/INPE e COMET Program .....                                                                                                                                                                                   | 25 |
| Figura 3 | Modelo conceitual do Jato de Baixos Níveis da América do Sul, a leste da Cordilheira dos Andes.<br>Fonte: VERA et al., 2006 .....                                                                                                                                                                                                                                                                                                                | 27 |
| Figura 4 | Esquema ilustrativo da interação entre a piscina de ar frio, frente de rajada e cisalhamento vertical do vento em uma linha de instabilidade.<br>Fonte: The COMET Program.(modificada) .....                                                                                                                                                                                                                                                     | 28 |
| Figura 5 | Ilustração da formação de linhas de instabilidade pelos processos “broken line” e “broken areal”.<br>Fonte: BLUESTEIN, JAIN, 1985.(modificada) .....                                                                                                                                                                                                                                                                                             | 29 |
| Figura 6 | Segmentos de imagens de satélite do GOES-7, no canal infravermelho: (a) dois CCM, no dia 20 de maio de 1979, (b) CCM com a indicação das regiões A e B.<br>Fonte: MADDIX, 1980. (modificada) .....                                                                                                                                                                                                                                               | 31 |
| Figura 7 | Condições atmosféricas de grande escala em 1000hPa e em 200hPa, associadas à ocorrência de CCM (a) e (b) nos Estados Unidos da América e (c) e (d) na América do Sul. (Isotermas: linhas pontilhadas; isoúpsas: linhas contínuas; iso- $\theta_e$ : linhas grossas contínuas; divergência $> 4 \times 10^{-6} s^{-1}$ : sombreado; núcleo dos jatos: vetores em negrito; escoamento: vetores)<br>Fonte: LAING; FRITSCH, 2000. (modificada) ..... | 32 |

|           |                                                                                                                                                                                                                                                                                            |    |
|-----------|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| Figura 8  | (a) Frequência de ocorrência dos CCM e (b) contribuição, em porcentagem, da precipitação provocada pelos CCM durante a estação quente (outubro a maio) para 1998-2007.<br>Fonte: DURKEE et al., 2009 (modificada) .....                                                                    | 33 |
| Figura 9  | Esquema ilustrativo dos processos microfísicos de separação de cargas dentro das tempestades.(a) Teoria gravitacional e (b) teoria convectiva.<br>Fonte: <a href="http://www.dca.iag.usp.br/www/material/morales/aca330/">http://www.dca.iag.usp.br/www/material/morales/aca330/</a> . ... | 37 |
| Figura 10 | Distribuição das cargas elétricas em nuvens.<br>Fonte: Enciclopédia Britânica, 1999 .....                                                                                                                                                                                                  | 38 |
| Figura 11 | Localização dos sensores e redes regionais que compõem a Rede Brasileira de Detecção de Descargas Elétricas Atmosféricas (BrasilDAT).<br>Fonte: NACCARATO; PINTO Jr., 2008 .....                                                                                                           | 40 |
| Figura 12 | Modelo da eficiência de detecção das descargas elétricas atmosféricas pela RINDAT.<br>Fonte: NACCARATO; PINTO Jr., 2008 (modificada) .....                                                                                                                                                 | 41 |
| Figura 13 | Fragmento de imagem de satélite com sobreposição das descargas atmosféricas detectadas em 30 minutos (indicadas pelas cruzes em vermelho) .....                                                                                                                                            | 42 |
| Figura 14 | Fragmento de imagem de satélite com sobreposição das descargas atmosféricas detectadas em 30 minutos e área retangular, envolvendo o sistema convectivo de interesse .....                                                                                                                 | 42 |
| Figura 15 | Localização dos três domínios de processamento com as resoluções horizontais e limites geográficos respectivos .....                                                                                                                                                                       | 44 |
| Figura 16 | Relevo do estado de Minas Gerais.<br>Fonte: SIMIELLI, 1991. (modificado) .....                                                                                                                                                                                                             | 56 |
| Figura 17 | Segmentos de imagens de satélite do período de pré-formação do sistema linear, no dia 17 de outubro de 2007.....                                                                                                                                                                           | 58 |
| Figura 18 | Segmentos de imagens de satélite, com destaque ao sistema linear com a sobreposição do total de descargas atmosféricas detectadas em 30 minutos identificadas pelas cruzes vermelhas, relativamente ao horário de cada imagem .....                                                        | 60 |
| Figura 19 | Segmentos de imagens de satélite, com destaque ao sistema linear com a sobreposição do total de descargas atmosféricas detectadas em 30 minutos identificadas pelas cruzes vermelhas, relativamente ao horário de cada imagem .....                                                        | 61 |



|           |                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                          |    |
|-----------|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| Figura 20 | Segmentos de imagens de satélite do período de transição do sistema linear para o sistema quase circular, com a sobreposição do total de descargas atmosféricas detectadas em 30 minutos identificadas pelas cruzes vermelhas, relativamente ao horário de cada imagem .....                                                                                                                                             | 63 |
| Figura 21 | Segmentos de imagens de satélite, com destaque ao CCM, com a sobreposição do total de descargas atmosféricas detectadas em 30 minutos identificadas pelas cruzes vermelhas, relativamente ao horário de cada imagem .....                                                                                                                                                                                                | 64 |
| Figura 22 | Para o período de pré-formação, campos próximos à superfície: temperatura a 2m (linhas contínuas coloridas), razão de mistura a 2m (linhas contínuas pretas) e vetor vento horizontal a 10m, nos horários indicados nas figuras .....                                                                                                                                                                                    | 67 |
| Figura 23 | Para o período de pré-formação, campos no nível 850hPa: temperatura (linhas contínuas coloridas), razão de mistura (linhas contínuas pretas), vetor vento horizontal e magnitude do vento em hachurado, nos horários indicados nas figuras .....                                                                                                                                                                         | 68 |
| Figura 24 | Para o período de pré-formação, campos no nível 500hPa: temperatura (linhas contínuas coloridas), altura geopotencial (linhas pontilhadas), razão de mistura (linhas contínuas pretas) e vetor vento horizontal, nos horários indicados nas figuras.....                                                                                                                                                                 | 69 |
| Figura 25 | Para o período de pré-formação, campos no nível 200hPa: temperatura (linhas coloridas), altura geopotencial (linhas pontilhadas), vetor vento horizontal e magnitude do vento em hachurado, nos horários indicados nas figuras .....                                                                                                                                                                                     | 70 |
| Figura 26 | Para o período de ocorrência da linha de instabilidade (LI), campos próximos à superfície: temperatura a 2m (linhas contínuas coloridas), razão de mistura a 2m (linhas contínuas pretas) e vetor vento horizontal a 10m, nos horários indicados nas figuras. Em cada horário, a LI está localizada dentro da área retangular inserida nas figuras, cujas coordenadas estão indicadas na tabela 6, respectivamente ..... | 72 |
| Figura 27 | Para o período de ocorrência da linha de instabilidade (LI), campos próximos à superfície: temperatura a 2m (linhas contínuas coloridas), razão de mistura a 2m (linhas contínuas pretas) e vetor vento horizontal a 10m, nos horários indicados nas figuras. Em cada horário, a LI está localizada dentro da área retangular inserida nas figuras, cujas coordenadas estão indicadas na tabela 6, respectivamente.....  | 73 |

|           |                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                           |    |
|-----------|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| Figura 28 | Para o período de ocorrência da linha de instabilidade (LI), campos em 850hPa: temperatura (linhas contínuas coloridas), razão de mistura (linhas contínuas pretas), vetor vento horizontal e magnitude do vento em hachurado, nos horários indicados nas figuras. Em cada horário, a LI está localizada dentro da área retangular inserida nas figuras, cujas coordenadas estão indicadas na tabela 6, respectivamente .....             | 75 |
| Figura 29 | Para o período de ocorrência da linha de instabilidade (LI), campos em 850hPa: temperatura (linhas contínuas coloridas), razão de mistura (linhas contínuas pretas), vetor vento horizontal e magnitude do vento em hachurado, nos horários indicados nas figuras. Em cada horário, a LI está localizada dentro da área retangular inserida nas figuras, cujas coordenadas estão indicadas na tabela 6, respectivamente .....             | 76 |
| Figura 30 | Para o período de ocorrência da linha de instabilidade (LI), campos em 500hPa: temperatura (linhas contínuas coloridas), altura geopotencial (linhas pontilhadas), razão de mistura (linhas contínuas pretas) e vetor vento horizontal, nos horários indicados nas figuras. Em cada horário, a LI está localizada dentro da área retangular inserida nas figuras, cujas coordenadas estão indicadas na tabela 6, respectivamente .....    | 77 |
| Figura 31 | Para o período de ocorrência da linha de instabilidade (LI), campos em 500hPa: temperatura (isolinhas contínuas coloridas), altura geopotencial (linhas pontilhadas), razão de mistura (linhas contínuas pretas) e vetor vento horizontal, nos horários indicados nas figuras. Em cada horário, a LI está localizada dentro da área retangular inserida nas figuras, cujas coordenadas estão indicadas na tabela 6, respectivamente ..... | 78 |
| Figura 32 | Para o período de ocorrência da linha de instabilidade (LI), campos em 200hPa: temperatura (linhas coloridas), altura geopotencial (linhas pontilhadas), vetor vento horizontal e magnitude do vento em hachurado, nos horários indicados nas figuras. Em cada horário, a LI está localizada dentro da área retangular inserida nas figuras, cujas coordenadas estão indicadas na tabela 6, respectivamente .....                         | 79 |
| Figura 33 | Para o período de ocorrência da linha de instabilidade (LI), campos em 200hPa: temperatura (linhas coloridas), altura geopotencial (linhas pontilhadas), vetor vento horizontal e magnitude do vento em hachurado, nos horários indicados nas figuras. Em cada horário, a LI está localizada dentro da área retangular inserida nas figuras, cujas coordenadas estão indicadas na tabela 6, respectivamente .....                         | 80 |

|           |                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                  |    |
|-----------|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| Figura 34 | Para o período de transição, campos próximos à superfície: temperatura a 2m (linhas contínuas coloridas), razão de mistura a 2m (linhas contínuas pretas) e vetor vento horizontal a 10m, nos horários indicados nas figuras .....                                                                                                                                                                                                               | 81 |
| Figura 35 | Para o período de transição, campos no nível 850hPa: temperatura (linhas contínuas coloridas), razão de mistura (linhas contínuas pretas), vetor vento horizontal e magnitude do vento em hachurado, nos horários indicados nas figuras .....                                                                                                                                                                                                    | 82 |
| Figura 36 | Para o período de transição, campos no nível 500hPa: temperatura (linhas contínuas coloridas), altura geopotencial (linhas pontilhadas), razão de mistura (linhas contínuas pretas) e vetor vento horizontal, nos horários indicados nas figuras .....                                                                                                                                                                                           | 83 |
| Figura 37 | Para o período de transição, campos no nível 200hPa: temperatura (linhas coloridas), altura geopotencial (linhas pontilhadas), vetor vento horizontal e magnitude do vento em hachurado, nos horários indicados nas figuras .....                                                                                                                                                                                                                | 84 |
| Figura 38 | Para o período de ocorrência do complexo convectivo de mesoescala (CCM), campos próximos à superfície: temperatura a 2m (linhas contínuas coloridas), razão de mistura a 2m (linhas contínuas pretas) e vetor vento horizontal a 10m, nos horários indicados nas figuras. Em cada horário, o CCM está localizado dentro da área retangular inserida nas figuras, cujas coordenadas estão indicadas na tabela 6, respectivamente .....            | 86 |
| Figura 39 | Para o período de ocorrência do complexo convectivo de mesoescala (CCM), campos próximos à superfície: temperatura a 2m (linhas contínuas coloridas), razão de mistura a 2m (linhas contínuas pretas) e vetor vento horizontal a 10m, nos horários indicados nas figuras. Em cada horário, o CCM está localizado dentro da área retangular inserida nas figuras, cujas coordenadas estão indicadas na tabela 6, respectivamente .....            | 87 |
| Figura 40 | Para o período de ocorrência do complexo convectivo de mesoescala (CCM), campos no nível 850hPa: temperatura (linhas contínuas coloridas), razão de mistura (linhas contínuas pretas), vetor vento horizontal e magnitude do vento em hachurado, nos horários indicados nas figuras. Em cada horário, o CCM está localizado dentro da área retangular inserida nas figuras, cujas coordenadas estão indicadas na tabela 6, respectivamente ..... | 89 |
| Figura 41 | Para o período de ocorrência do complexo convectivo de mesoescala (CCM), campos no nível 850hPa: temperatura (linhas contínuas coloridas), razão de mistura (linhas contínuas pretas) e vetor vento horizontal, nos horários indicados nas figuras. Em cada horário, o CCM está localizado dentro da área retangular, cujas coordenadas estão indicadas na tabela 6, respectivamente .....                                                       | 90 |

|           |                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                  |     |
|-----------|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| Figura 42 | Para o período de ocorrência do complexo convectivo de mesoescala (CCM), campos no nível 500hPa: temperatura (linhas contínuas coloridas), altura geopotencial (linhas pontilhadas), razão de mistura (linhas contínuas pretas) e vetor vento horizontal, nos horários indicados nas figuras. Em cada horário, o CCM está localizado dentro da área retangular inserida nas figuras, cujas coordenadas estão indicadas na tabela 6, respectivamente .....                        | 92  |
| Figura 43 | Para o período de ocorrência do complexo convectivo de mesoescala (CCM), campos no nível 500hPa: temperatura (linhas contínuas coloridas), altura geopotencial (linhas pontilhadas), razão de mistura (linhas contínuas pretas) e vetor vento horizontal, nos horários indicados nas figuras. Em cada horário, o CCM está localizado dentro da área retangular inserida nas figuras, cujas coordenadas estão indicadas na tabela 6, respectivamente. ....                        | 93  |
| Figura 44 | Para o período de ocorrência do complexo convectivo de mesoescala (CCM), campos no nível 200hPa: temperatura (linhas coloridas), altura geopotencial (linhas pontilhadas), razão de mistura (linhas contínuas pretas), vetor vento horizontal e magnitude do vento em hachurado, nos horários indicados nas figuras. Em cada horário, o CCM está localizado dentro da área retangular inserida nas figuras, cujas coordenadas estão indicadas na tabela 6, respectivamente ..... | 94  |
| Figura 45 | Para o período de ocorrência do complexo convectivo de mesoescala (CCM), campos no nível 200hPa: temperatura (linhas coloridas), altura geopotencial (linhas pontilhadas), razão de mistura (linhas contínuas pretas) e vetor vento horizontal, nos horários indicados nas figuras. Em cada horário, o CCM está localizado dentro da área retangular inserida nas figuras, cujas coordenadas estão indicadas na tabela 6, respectivamente .....                                  | 95  |
| Figura 46 | Variação temporal das descargas elétricas atmosféricas (DEA, barras) e dos valores máximos (verde), médios (azul) e mínimos (vermelho) da razão de mistura [g/kg] (a) na camada entre a superfície e 1,5km e (b) a 2m de altura. ....                                                                                                                                                                                                                                            | 98  |
| Figura 47 | Variação temporal das descargas elétricas atmosféricas (DEA, barras) e dos valores máximos (verde), médios (azul) e mínimos (vermelho) do índice K [°C]. A linha tracejada indica o valor crítico utilizado .....                                                                                                                                                                                                                                                                | 100 |
| Figura 48 | Variação temporal das descargas elétricas atmosféricas (DEA, barras) e dos valores máximos (verde), médios (azul) e mínimos (vermelho) do índice TT [°C]. A linha tracejada indica o valor crítico utilizado. ....                                                                                                                                                                                                                                                               | 101 |

|           |                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                  |     |
|-----------|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| Figura 49 | Variação temporal das descargas elétricas atmosféricas (DEA, barras) e dos valores máximos (verde), médios (azul) e mínimos (vermelho) do índice SWEAT. A linha tracejada indica o valor crítico utilizado. ....                                                                                                                                 | 102 |
| Figura 50 | Variação temporal das descargas elétricas atmosféricas (DEA, barras) e dos valores máximos (verde), médios (azul) e mínimos (vermelho) do cisalhamento vertical do vento [m/s] na camada entre (a) 6km e 10m e (b) 1,5km e 10m. A linha tracejada indica o valor crítico de cada índice .....                                                    | 104 |
| Figura 51 | Variação temporal das descargas elétricas atmosféricas (DEA, barras) e dos valores máximos (verde), médios (azul) e mínimos (vermelha) da Taxa de Variação Vertical da Temperatura (TVVT) do ambiente, na camada entre (a) 850hPa e 700hPa e (b) 700hPa e 500hPa. A linha tracejada destaca o valor de $\gamma = -6,5^{\circ}\text{C/km}$ . .... | 105 |
| Figura 52 | Para a linha de instabilidade (LI) e no primeiro período (formação), campos médios e total das descargas elétricas atmosféricas detectadas (pontos pretos) do (a) índice K, (b) índice TT e (c) CIS <sub>6km-10m</sub> . ....                                                                                                                    | 109 |
| Figura 53 | Para a linha de instabilidade (LI) e no segundo período (desenvolvimento inicial), campos médios e total das descargas elétricas atmosféricas detectadas (pontos pretos) do (a) índice K, (b) índice TT e (c) CIS <sub>6km-10m</sub> . ....                                                                                                      | 110 |
| Figura 54 | Para a linha de instabilidade (LI) e no terceiro período (desenvolvimento final), campos médios e total das descargas elétricas atmosféricas detectadas (pontos pretos) do (a) índice K, (b) índice TT e (c) CIS <sub>6km-10m</sub> . ....                                                                                                       | 112 |
| Figura 55 | Para a linha de instabilidade (LI) e no quarto período (dissipação), campos médios e total das descargas elétricas atmosféricas detectadas (pontos pretos) do (a) índice K, (b) índice TT e (c) CIS <sub>6km-10m</sub> . ....                                                                                                                    | 113 |
| Figura 56 | Para o complexo convectivo de mesoescala (CCM) e no primeiro período (formação), campos médios e total das descargas elétricas atmosféricas detectadas (pontos pretos) do (a) índice K, (b) índice TT e (c) CIS <sub>6km-10m</sub> . ....                                                                                                        | 115 |
| Figura 57 | Para o complexo convectivo de mesoescala (CCM) e no segundo período (desenvolvimento inicial), campos médios e total das descargas elétricas atmosféricas detectadas (pontos pretos) do (a) índice K, (b) índice TT e (c) CIS <sub>6km-10m</sub> . ....                                                                                          | 117 |
| Figura 58 | Para o complexo convectivo de mesoescala (CCM) e no terceiro período (desenvolvimento final), campos médios e total das descargas elétricas atmosféricas detectadas (pontos pretos) do (a)                                                                                                                                                       |     |

|           |                                                                                                                                                                                                                                           |     |
|-----------|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
|           | índice K, (b) índice TT e (c) CIS <sub>6km-10m</sub> . ....                                                                                                                                                                               | 118 |
| Figura 59 | Para o complexo convectivo de mesoescala (CCM) e no quarto período (dissipação), campos médios e total das descargas elétricas atmosféricas detectadas (pontos pretos) do (a) índice K, (b) índice TT e (c) CIS <sub>6km-10m</sub> . .... | 120 |
| Figura A1 | Imagem de satélite geoestacionário, realçada no canal infravermelho, na qual a área da nebulosidade com temperatura de brilho de topo de -50°C foi contornada (círculo preto). ....                                                       | 132 |
| Figura A2 | Identificação dos eixos A e B. ....                                                                                                                                                                                                       | 133 |

## Lista de Tabelas

|          |                                                                                                                                                                                                                                   |    |
|----------|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| Tabela 1 | Critérios que definem um Complexo Convectivo de Mesoescala<br>Fonte: MADDIX (1980) .....                                                                                                                                          | 30 |
| Tabela 2 | Elenco das parametrizações físicas nas simulações como modelo<br>de mesoescala WRF.<br>Fonte: ZEPKA, 2011 .....                                                                                                                   | 44 |
| Tabela 3 | Informações do tempo de vida e totais de descargas atmosféricas<br>e de precipitação em superfície, associados aos sistemas<br>convectivos ocorridos entre os dias 17 e 19 de outubro de 2007.<br>Fonte: CARDOSO NETA, 2013 ..... | 45 |
| Tabela 4 | Indicação das etapas em que a sequência de estudo foi dividida e<br>respectivos períodos de análises .....                                                                                                                        | 46 |
| Tabela 5 | Relação dos níveis e variáveis meteorológicas analisadas para<br>avaliação das condições de grande escala da sequência de estudo                                                                                                  | 47 |
| Tabela 6 | Indicação de data (dia, mês, ano), hora (UTC) e coordenadas<br>geográficas das respectivas áreas retangulares, utilizadas para<br>obtenção dos valores máximos, médios e mínimos de diferentes<br>variáveis meteorológicas .....  | 48 |
| Tabela 7 | Associação de cada quarto de tempo de vida dos sistemas<br>convectivos às respectivas etapas de evolução .....                                                                                                                    | 55 |
| Tabela 8 | Indicação das horas inicial e final de cada um dos 4 períodos em<br>que os tempos de vida dos sistemas convectivos em estudo foram<br>divididos .....                                                                             | 55 |

## Lista de Abreviatura e Símbolos

|           |                                                          |
|-----------|----------------------------------------------------------|
| AS        | América do Sul                                           |
| BrasilDAT | Sistema Brasileiro de Detecção de Descargas Atmosféricas |
| CCM       | Complexo Convectivo de Mesoescala                        |
| CIS       | Cisalhamento vertical do vento                           |
| DEA       | Descarga Elétrica Atmosférica                            |
| Dep       | Depressão de temperatura                                 |
| ELAT      | Grupo de Eletricidade Atmosférica (INPE)                 |
| EUA       | Estados Unidos da América                                |
| EN        | Entre-nuvens                                             |
| ES        | Espírito Santo                                           |
| FNL       | <i>Final Analysis</i>                                    |
| GrADS     | <i>Grid Analysis and Display System</i>                  |
| g/kg      | Gramas por quilogramas                                   |
| GO        | Goiás                                                    |
| hPa       | hecto Pascal                                             |
| HS        | Hemisfério Sul                                           |
| INPE      | Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais                |
| IN        | Intra-nuvem                                              |
| JAN       | Jato de Altos Níveis                                     |
| JBN       | Jato de Baixos Níveis                                    |
| kA        | KiloAmpere                                               |
| k         | Kelvin                                                   |
| km/h      | Quilômetros por hora                                     |
| LI        | Linha de Instabilidade                                   |
| m/s       | Metros por segundo                                       |



|            |                                                               |
|------------|---------------------------------------------------------------|
| MG         | Minas Gerais                                                  |
| MT         | Mato Grosso                                                   |
| NA         | Nuvem-ar                                                      |
| NCEP       | <i>National Centers for Environmental Prediction</i>          |
| NE         | Nordeste                                                      |
| NS         | Nuvem-solo                                                    |
| NW         | Noroeste                                                      |
| r          | Razão de mistura                                              |
| RINDAT     | Rede Integrada Nacional de Detecção de Descargas Atmosféricas |
| RJ         | Rio de Janeiro                                                |
| RS         | Rio Grande do Sul                                             |
| S          | Sul                                                           |
| SCM        | Sistema Convectivo de Mesoescala                              |
| SE         | Sudeste                                                       |
| SIDDEM     | Sistema de Detecção de Descargas Atmosféricas                 |
| SIPAM      | Sistema de Proteção da Amazônia                               |
| SCAP       | Sistemas Convectivos Alongados Persistentes                   |
| SN         | Solo-Nuvem                                                    |
| SP         | São Paulo                                                     |
| SW         | Sudoeste                                                      |
| T          | Temperatura                                                   |
| TT         | Total Totals                                                  |
| $T_b$      | Temperatura de brilho                                         |
| $T_d$      | Temperatura ponto de orvalho                                  |
| TRMM       | <i>Tropical Rainfall Measuring Mission</i>                    |
| TVVT       | Taxa de variação vertical de temperatura                      |
| ZCAS       | Zona de Convergência do Atlântico Sul                         |
| WRF        | <i>Weather Research and Forecasting</i>                       |
| W          | Oeste                                                         |
| °C         | Graus Celsius                                                 |
| $\gamma$   | Taxa de Variação Vertical de Temperatura do Ambiente          |
| $\gamma_d$ | Taxa de Variação Vertical de Temperatura Adiabática Seca      |
| $\gamma_s$ | Taxa de Variação Vertical de Temperatura Adiabática Saturada  |

## Sumário

|                                                                           |    |
|---------------------------------------------------------------------------|----|
| 1 Introdução .....                                                        | 21 |
| 2 Revisão de Literatura .....                                             | 24 |
| 2.1 Sistemas Convectivos de Mesoescala .....                              | 24 |
| 2.1.1 Linhas de Instabilidade .....                                       | 27 |
| 2.1.2 Complexos Convectivos de Mesoescala .....                           | 30 |
| 2.2 Parâmetros Convectivos e a Ocorrência de SCM .....                    | 33 |
| 2.3 Descargas Elétricas Atmosféricas .....                                | 35 |
| 3 Materiais e Métodos .....                                               | 39 |
| 3.1 Rede Brasileira de Detecção de Descargas Atmosféricas .....           | 39 |
| 3.2 Modelo WRF .....                                                      | 43 |
| 3.3 Sequência em Estudo .....                                             | 45 |
| 3.4 Condições Atmosféricas .....                                          | 46 |
| 3.4.1 Grande Escala .....                                                 | 46 |
| 3.4.2 Mesoescala .....                                                    | 47 |
| 3.5 Evolução das Descargas Atmosféricas e Parâmetros Convectivos .....    | 54 |
| 3.6 Relevo de Minas Gerais .....                                          | 56 |
| 4 Resultados e Discussões .....                                           | 57 |
| 4.1 Sobreposição das Descargas Atmosféricas nas Imagens de Satélite ..... | 57 |
| 4.1.1 Período Pré-Formação .....                                          | 57 |
| 4.1.2 Linha de Instabilidade .....                                        | 58 |
| 4.1.3 Período de Transição .....                                          | 62 |
| 4.1.4 Complexo Convectivo de Mesoescala .....                             | 63 |

|                                                                                                                      |     |
|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| 4.2 Condições Atmosféricas Associadas à Sequência em Estudo .....                                                    | 66  |
| 4.2.1 Análises de Grande Escala .....                                                                                | 66  |
| 4.2.1.1 Período Pré-Formação .....                                                                                   | 66  |
| 4.2.1.2 Linha de Instabilidade .....                                                                                 | 70  |
| 4.2.1.3 Período de Transição .....                                                                                   | 81  |
| 4.2.1.4 Complexo Convectivo de Mesoescala .....                                                                      | 84  |
| 4.2.2 Análises de Mesoescala .....                                                                                   | 96  |
| 4.2.3 Descargas Atmosféricas e Parâmetros Convectivos Durante os Quatro<br>Períodos de Evolução da LI e do CCM ..... | 106 |
| 4.2.3.1 Linha de Instabilidade .....                                                                                 | 106 |
| 4.2.3.1.1 Primeiro período: formação da LI .....                                                                     | 107 |
| 4.2.3.1.2 Segundo período: desenvolvimento inicial da LI .....                                                       | 107 |
| 4.2.3.1.3 Terceiro período: desenvolvimento final da LI .....                                                        | 111 |
| 4.2.3.1.4 Quarto período: dissipação da LI .....                                                                     | 113 |
| 4.2.3.2 Complexo Convectivo de Mesoescala .....                                                                      | 114 |
| 4.2.3.2.1 Primeiro período: formação do CCM .....                                                                    | 114 |
| 4.2.3.2.2 Segundo período: desenvolvimento inicial do CCM .....                                                      | 116 |
| 4.2.3.2.3 Terceiro período: desenvolvimento final do CCM .....                                                       | 118 |
| 4.2.3.2.4 Quarto período: dissipação do CCM .....                                                                    | 119 |
| 5 Conclusões .....                                                                                                   | 121 |
| Referências .....                                                                                                    | 124 |
| Apêndice A .....                                                                                                     | 131 |

## **Introdução**

As condições de tempo e clima podem ter influências diretas no cotidiano das populações, pois diversos setores da sociedade dependem destas, como por exemplo, atividades agrícolas, pecuárias, industriais e outras. Portanto, conhecer esses sistemas e as condições meteorológicas que propiciam sua formação se torna de grande importância para avaliar os benefícios, para agricultura por exemplo, e prejuízos que podem trazer a uma região, já que alguns deles podem causar chuvas torrenciais, queda de granizo, ventos fortes, enchentes, enxurradas e as descargas elétricas atmosféricas. Os Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCM) constituem um exemplo.

As condições atmosféricas de grande escala e de mesoescala podem favorecer ou inibir a formação dos SCM (LIN, 2007), bem como influenciar na sua estrutura elétrica (CALHOUN et al.; 2013, CAREY; BUFFALO, 2007; SMITH et al., 2000). Logo, identificar os parâmetros meteorológicos que propiciam a formação dos sistemas convectivos e sua intensificação se torna de grande valia nos processos de previsão de tempo e vinculação de alertas, quando necessário.

O número de descargas detectadas por hora pode revelar importantes características da evolução de sistemas convectivos e ocorrer tanto nas áreas convectivas quanto nas regiões estratiformes (LANG; RUTLEDGE, 2002). As descargas elétricas tendem a iniciar perto dos núcleos com valores máximos de velocidade vertical. Desta forma, espera-se que quanto maior a velocidade vertical, maior a quantidade de descargas geradas. Uma vez que dados de descargas fornecem uma indicação direta da atividade convectiva em nuvens, podem ser utilizados no monitoramento de condições que conduzam à ocorrência de tempo severo em superfície, como mostrado por Schultz et al. (2011) e Gatlin e Goodman (2010). Os autores encontraram que um aumento abrupto (denominado “lightning

jump”) na produção de descargas precedeu a ocorrência de granizo, tornado e/ou ventos fortes em superfície. O uso de dados de descargas nuvem-solo, nestas análises, se mostrou eficiente para aplicações meteorológicas específicas e sociais (por exemplo, segurança humana e proteção de infraestrutura).

A integração da observação de sistemas convectivos via sensoriamento remoto (por exemplo, com imagens de satélite) com dados de descargas pode constituir uma ferramenta muito útil em trabalhos com propósitos tanto diagnósticos quanto prognósticos da intensidade da atividade convectiva (FORMENTON et al., 2013). Dada a grande variabilidade de tipos de sistemas convectivos e de diferentes padrões de descargas atmosféricas, estudos de casos permitem discernir características individuais em sistemas convectivos.

Em estudos recentes, muitos autores utilizaram os dados do satélite TRMM (*Tropical Rainfall Measuring Mission*) para analisar a precipitação e descargas atmosféricas geradas por sistemas meteorológicos na faixa entre 40°N e 40°S. Com estes dados, Zipser et al. (2006) encontraram que na região Sudeste do Brasil a incidência de descargas atmosféricas é muito elevada, principalmente nos meses quentes do ano, como mostra a Fig. 1.

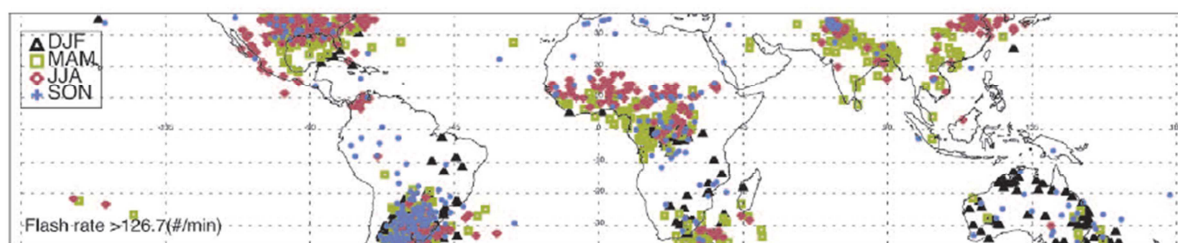


Figura 1 – Variação sazonal da taxa de descargas detectadas pelo satélite TRMM, durante o período 1998-2004.

Fonte: ZIPSER et al., 2006.

A importância dos sistemas convectivos para a região Sudeste do Brasil também foi objeto de estudo de outros pesquisadores, como Mattos e Machado (2011), Durkee e Mote (2009), Durkee et al. (2009), Laing e Fritsch (2000), Minuzzi et al. (2010), dentre outros. Mattos e Machado (2011) investigaram a ocorrência de descargas atmosféricas geradas por sistemas convectivos observados na região Sudeste do Brasil e a relação destas com algumas características morfológicas e ciclo de vida destes sistemas. Os autores mostraram que os sistemas convectivos

que geraram descargas atmosféricas tiveram ciclo de vida maior que aqueles que não geraram descargas atmosféricas.

A partir do exposto acima, este trabalho tem como objetivo principal analisar dois sistemas convectivos de mesoescala, as condições atmosféricas que conduziram à sua formação e avaliar as descargas elétricas atmosféricas associadas. Estes sistemas ocorreram entre os dias 17 e 19 de outubro de 2007, na região Sudeste do Brasil.

Para atingir o objetivo geral, pretende-se:

- a) analisar as condições atmosféricas de grande escala;
- b) avaliar a influência das condições atmosféricas de mesoescala;
- c) obter as variações espaciais e temporais das descargas atmosféricas detectadas em associação aos sistemas em estudo;
- d) identificar e avaliar diferenças/semelhanças entre as estruturas meteorológicas e elétricas encontradas em cada sistema.

No seguimento do texto, será apresentada a Revisão de Literatura, onde serão abordadas questões relativas aos sistemas convectivos e as descargas atmosféricas provocadas por estes. Após, no item Material e Métodos serão apresentados os dados e os métodos adotados para a obtenção dos resultados. Finalmente, serão apresentados os Resultados e Conclusões deste estudo.

## **Revisão de Literatura**

### **2.1 Sistemas Convectivos de Mesoescala**

Os Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCM) são constituídos por aglomerados de tempestades que persistem por várias horas (entre 6 e 12 horas) e podem apresentar diversos formatos, tempos de vida e dimensões espaciais (LIN, 2007). Houze (1993) acrescentou que estes sistemas também podem produzir uma área de precipitação estratiforme e/ou convectiva, de aproximadamente 100km ou mais em sua dimensão horizontal.

Em latitudes médias, tais sistemas são responsáveis por precipitações intensas, principalmente nos meses de primavera e verão (FRITSCH et al., 1986; HEIDEMAN; FRITSCH, 1988; MACHADO et al., 1998). Por outro lado, podem provocar condições adversas de tempo em superfície, como fortes rajadas de vento, granizos e descargas elétricas atmosféricas. Zipser et al. (2006) observaram que os SCM subtropicais que ocorrem na América do Sul (AS) estão dentre os mais intensos do mundo, o que torna a região susceptível aos danos que estes podem trazer.

Os SCM podem ser identificados utilizando imagens de satélite ou imagens de radar. A identificação dos sistemas convectivos em imagens de satélite é feita a partir de um valor limiar de temperatura de brilho de topo das nuvens e, quando feita utilizando imagens de radar, a partir de um valor limiar de refletividade. Em geral, utiliza-se um valor de temperatura de brilho ( $T_b$ ) do topo das nuvens no intervalo entre  $-50^{\circ}\text{C}$  e  $-60^{\circ}\text{C}$  (MACHADO et al., 1998) e com valores de refletividade de 40dBZ (HOUZE, 1993). A figura 2 mostra exemplos de sistemas convectivos identificados em imagens de satélite. Os SCM que apresentam formato linear são chamados de Linhas de Instabilidade (LI). Um exemplo deste tipo de SCM é

mostrado na figura 2a, em imagem de satélite, e na figura 2b, em imagem de radar. O que caracteriza uma LI é o fato do seu comprimento ser muito maior que sua largura. Outro formato que os SCM podem apresentar é o circular, ou quase. No exemplo mostrado na figura 2c, observa-se que o formato da nebulosidade com  $T_b$  de  $-50^{\circ}\text{C}$  é arredondado, o que caracteriza os Complexos Convectivos de Mesoescala (CCM). Na figura 2d é mostrado um exemplo de SCM com formato irregular. Neste caso, não há uma nomenclatura específica para este tipo de SCM. Neste estudo, serão analisadas uma linha de instabilidade e um complexo convectivo. Por este motivo, serão abordados com detalhes, mais adiante no texto.

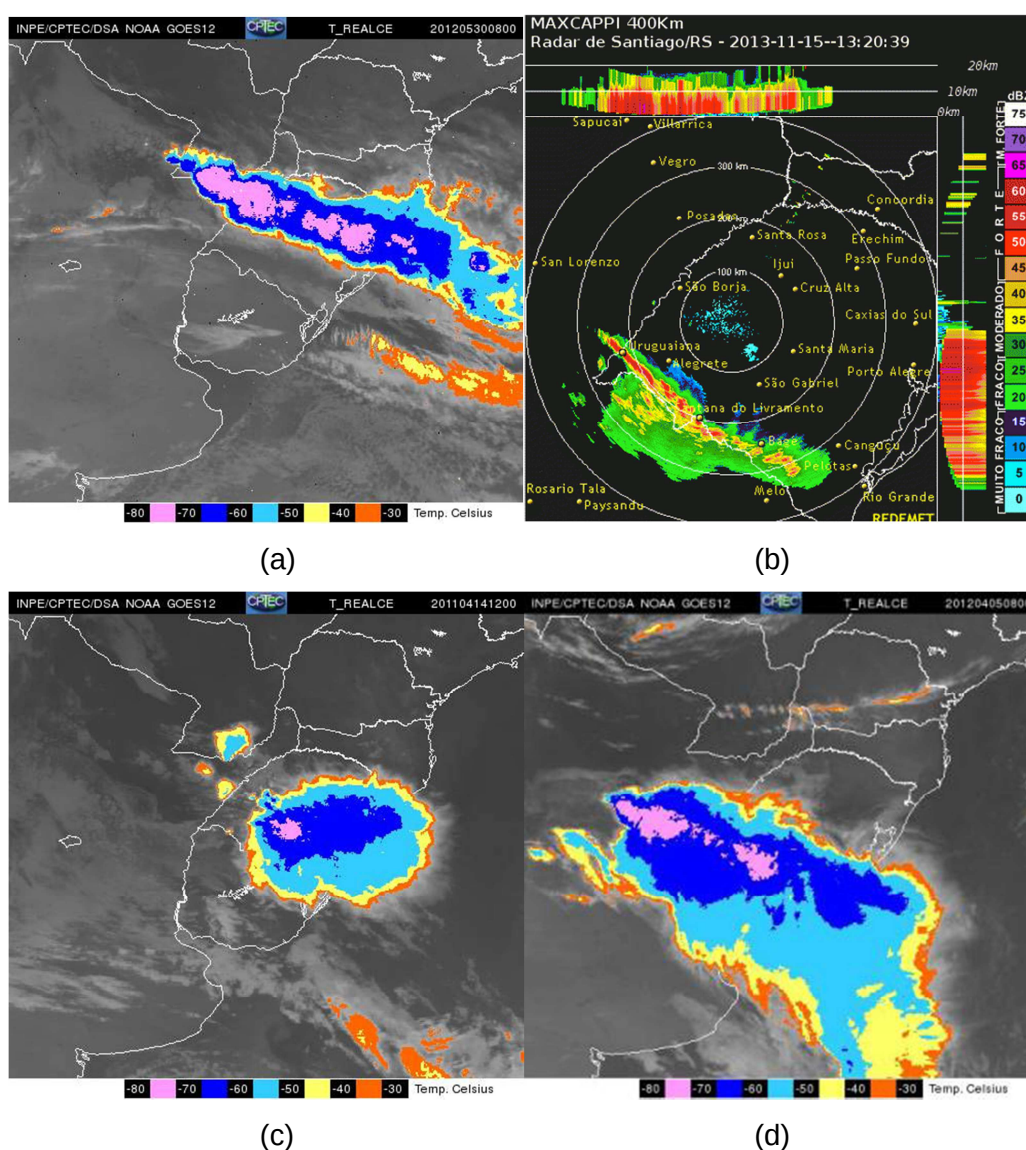


Figura 2 – Exemplos de sistemas convectivos de mesoescala: (a) e (b) linhas de instabilidade; (c) complexo convectivo de mesoescala; (d) sistema convectivo com formato irregular.

Fonte: CPTEC/INPE e REDEMET.



Doswell et al. (1996) elencaram alguns elementos necessários para haver a formação de sistemas convectivos: cisalhamento vertical do vento, disponibilidade de umidade, mecanismo de disparo da convecção e instabilidade convectiva. A convergência de ar quente e úmido em níveis mais baixos da atmosfera constitui uma forçante que pode disparar a convecção e dar início à formação de um SCM. Diversos são os mecanismos que podem originar essa convergência como, por exemplo, circulações do tipo mar-terra e vale-montanha, superfícies frontais em latitudes médias, linhas secas e o acoplamento entre Jatos de Baixos Níveis (JBN) com Jatos de Altos Níveis (JAN).

Na América do Sul, o JBN é observado a leste da Cordilheira dos Andes e transporta calor e umidade da Bacia Amazônica para as regiões do Sudeste e Sul da AS. Estas condições são ideais para o início da convecção e desenvolvimento de SCM (SALIO et al., 2007). Portanto, o JBN é considerado eficaz no transporte de calor e umidade das regiões tropicais para as latitudes médias e tem como consequência a formação ou intensificação de tempestades severas que se desenvolvem na saída do jato, podendo causar intensa precipitação (MARENGO et al., 2004; VERA et al., 2006). A figura 3 ilustra o modelo conceitual de formação do JBN da América do Sul (VERA et al., 2006). Os ventos alísios das regiões equatoriais sofrem uma deflexão em direção às latitudes mais elevadas e adentram pelo continente, passando pela região da Amazônia. A evapotranspiração que ocorre nesta região aumenta a quantidade de umidade deste escoamento, que já é quente e úmido. Assim, ao se deslocar para o sul da América do Sul, este escoamento transporta calor e umidade em direção às regiões subtropicais e sofre uma aceleração perto de 20°S, formando o chamado JBN da América do Sul, a leste da Cordilheira dos Andes.

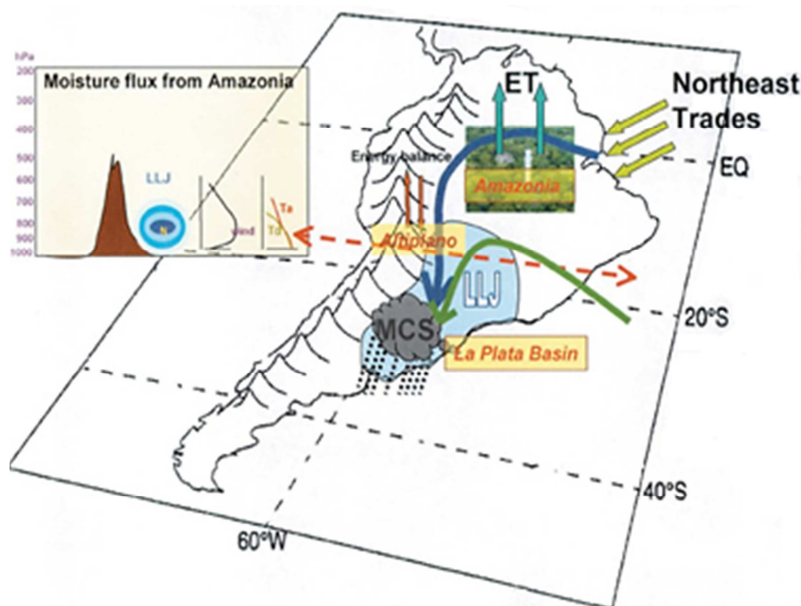


Figura 3 – Modelo conceitual do Jato de Baixos Níveis da América do Sul, a leste da Cordilheira dos Andes.

Fonte: VERA et al, 2006.

### 2.1.1 Linhas de Instabilidade

Apesar de fácil identificação visual, tanto em imagens de satélite quanto em imagens de radar, a documentação deste tipo de SCM é tão vasta, que o leitor precisa estar atento para discernir sobre estes estudos. No âmbito deste estudo, serão comentados artigos que abordam a ocorrência de LI formadas devido a processos locais de convecção ou, em outras palavras, na ausência de forçantes externas.

Byers e Braham (1949) foram os primeiros a utilizar o termo Linha de Instabilidade para definir um SCM que apresentava um formato linear sem estar associado a sistemas frontais. Nestas condições, pode-se definir uma LI como um conjunto de nuvens alinhadas, estendendo-se ao longo de um eixo horizontal, interagindo entre si e conectadas por uma região estratiforme (COTTON; ANTHES, 1989). Entretanto, não há um valor específico para seu comprimento, que pode ser desde dezenas até milhares de quilômetros.

Para o tipo de LI a ser tratada neste estudo, sua ocorrência em associação a diferentes condições de cisalhamento vertical do vento foram bastante discutidos. Parece haver uma relação direta entre a longevidade e extensão da LI com a intensidade do cisalhamento vertical, especialmente se for unidirecional e confinado

em baixos níveis (WEISMAN et al., 1988; ROTUNNO et al., 1988; WEISMAN; ROTUNNO, 2004). Neste contexto, um elemento importante no entendimento da manutenção das LI intensas, que se formam na ausência de forçantes externas (como superfícies frontais), é a interação entre a piscina de ar frio com a frente de rajada e com o cisalhamento vertical do ar ambiente, como mostra a figura 4. Em condição de cisalhamento vertical do vento em baixos níveis, é maior a possibilidade de o ar ser erguido o suficiente para atingir seu nível de condensação e engatilhar uma nova célula convectiva. Isto, porque a vorticidade horizontal gerada pela piscina de ar frio interage de forma construtiva com a vorticidade horizontal gerada pelo cisalhamento do ambiente. Esta interação, por sua vez, favorece o levantamento das parcelas de ar no limite dianteiro da piscina fria, corrente abaixo da direção do vetor cisalhamento do vento. À medida que a convecção continua, a fusão entre o ar descendente das células mais novas com o das mais antigas resulta em expansão da piscina fria, com ar estável perto da superfície, e novas formações convectivas no seu limite dianteiro. Esta teoria, conhecida como teoria RKW, foi proposta pelos pesquisadores Rotunno, Klemp e Weisman no final dos anos 1980 (ROTUNNO et al., 1988). Outros tipos de Sistemas Convectivos de Mesoescala também podem se comportar da mesma maneira, com a interação da piscina fria e frente de rajada auxiliando na manutenção destes sistemas.



Figura 4 – Esquema ilustrativo da interação entre a piscina de ar frio, frente de rajada e cisalhamento vertical do vento em uma linha de instabilidade.

Fonte: The COMET Program.(modificada)

Weisman e Rotunno (2004) fizeram uma revisão sobre a longevidade de LI e sua dependência com a frente de rajada e o cisalhamento vertical do vento do ambiente em baixos níveis. Os autores identificaram que o cisalhamento na camada entre 0 e 3km, perpendicular à LI, consistia a configuração mais crítica no favorecimento de LI intensas e duradouras.

No caso de LI formadas na ausência de forçantes externas, os mecanismos responsáveis pelo levantamento das parcelas estão, geralmente, relacionados com aquecimento diurno e/ou orografia. Doswell (2001) discute que, quando da formação das primeiras células, ainda não é observada a estrutura linear da nebulosidade, típica de uma LI. Normalmente existem variações nos processos de ascensão ao longo da linha, decorrentes de variações das características termodinâmicas do ar. Portanto, os primeiros desenvolvimentos ocorrem de maneira relativamente isolada, como células individuais. Entretanto, rapidamente existe a formação de elementos convectivos que preenchem os espaços vazios, formando a linha. Inclusive, por intermédio deste processo de formação, Bluestein e Jain (1985) denominaram LI como tendo processos evolutivos do tipo “broken line” e “broken areal”, mostrados na figura 5.

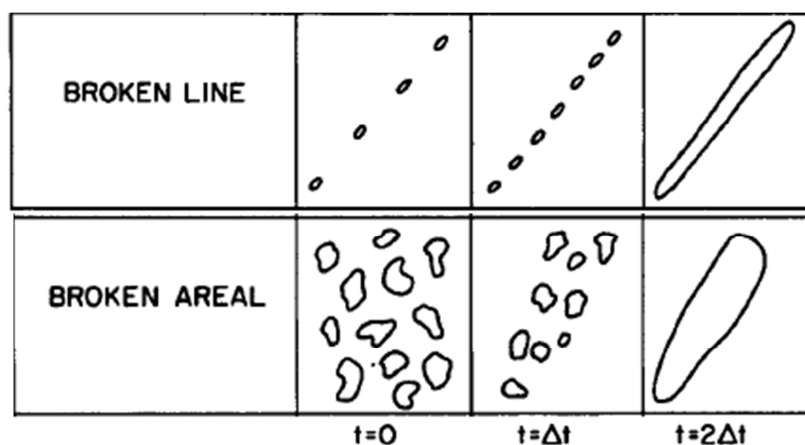


Figura 5 – Ilustração da formação de linhas de instabilidade pelos processos “broken line” e “broken areal”.

Fonte: BLUESTEIN, JAIN, 1985.(modificada)

Romatschke e Houze (2013), com dados de 10 anos de radar a bordo do satélite TRMM, avaliaram os mecanismos principais para disparo da convecção nos meses quentes, na América do Sul. Em relação aos resultados encontrados para a região sudeste do Brasil, os autores destacaram o papel do ciclo solar diurno na formação dos sistemas que geraram a precipitação observada.

### 2.1.2 Complexos Convectivos de Mesoescala

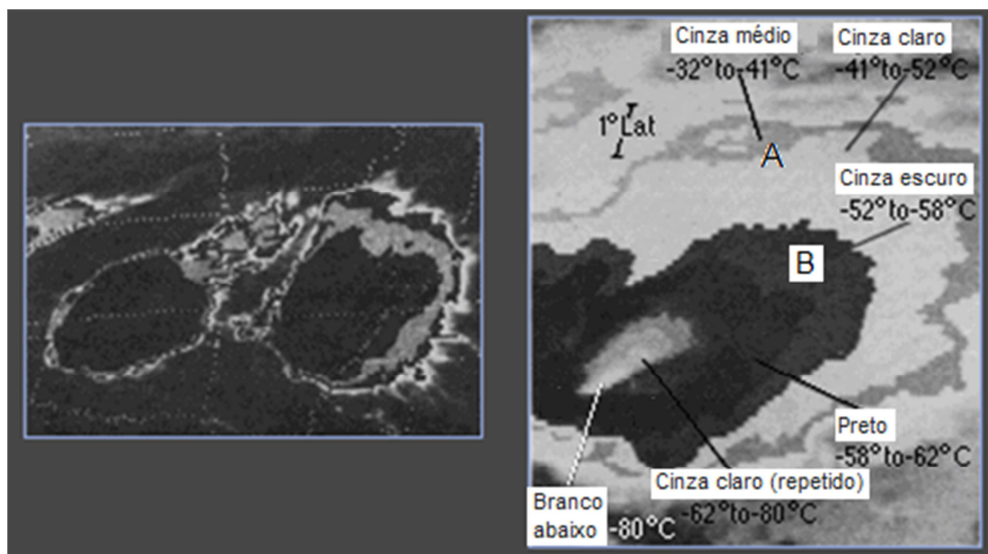
Utilizando imagens de satélite geostacionário, realçadas no canal infravermelho, Maddox (1980) identificou SCM circulares e os denominou como Complexos Convectivos de Mesoescala (CCM). Para o autor, além do formato, outras condições precisam ser observadas para que um SCM possa ser classificado como um CCM. Estas condições são mostradas na tabela 1.

Tabela 1- Critérios que definem um Complexo Convectivo de Mesoescala.

| Características Físicas    |                                                                                                                                                                                                                                                   |
|----------------------------|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| Tamanhos das regiões A e B | região A: cobertura de nuvens, com temperatura de brilho $T_b \leq -32^\circ\text{C}$ , com área $\geq 100.000 \text{ km}^2$<br>região B: cobertura de nuvens, com temperatura $T_b \leq -52^\circ\text{C}$ , com área $\geq 50.000 \text{ km}^2$ |
| Início                     | Quando as definições dos tamanhos A e B forem satisfeitas                                                                                                                                                                                         |
| Duração                    | Quando os tamanhos A e B persistirem por 6 horas ou mais                                                                                                                                                                                          |
| Extensão máxima            | Quando a cobertura de nuvens com temperatura $T_b \leq -32^\circ\text{C}$ atingir o tamanho máximo                                                                                                                                                |
| Forma                      | Predominantemente circular, com excentricidade (relação entre o eixo maior e o eixo menor) $\geq 0.7$                                                                                                                                             |
| Término                    | Quando os critérios A e B não forem mais satisfeitos                                                                                                                                                                                              |

Fonte: MADDOX (1980).

A figura 6 mostra o aspecto visual da nebulosidade de CCM em imagens de satélite, realçadas no canal infravermelho. Na figura 6a, nota-se a nebulosidade quase circular de dois CCM formados nos EUA. Na figura 6b é mostrado um CCM com as indicações da região A (cinza médio) e da região B (cinza escuro), com os respectivos intervalos de valores de temperatura de brilho  $T_b$ , em acordo com a escala de realce destas imagens.



(a) (b)

Figura 6 - Segmentos de imagens de satélite do GOES-7, no canal infravermelho: (a) dois CCM, no dia 20 de maio de 1979, (b) CCM com a indicação das regiões A e B.

Fonte: MADDUX, 1980. (modificada)

Maddox (1980, 1983) observou que os CCM formados nas grandes planícies dos Estados Unidos da América apresentaram duração entre 6 e 12 horas e produziram chuva forte sobre extensas áreas. Em algumas ocasiões, provocaram ventos severos, granizo e até tornados durante a primeira etapa do processo evolutivo. Outras características destes sistemas dizem respeito ao horário noturno de formação, em áreas onde a camada limite foi estável, preferencialmente sobre o continente. O autor ainda identificou que uma fonte de energia de tais sistemas foi, muitas vezes, encontrada em uma camada localizada acima da camada limite, ao norte de uma frente quente fraca em superfície. As cartas sinóticas, de superfície e de altos níveis, mostradas na figura 7 exemplificam as condições típicas de formação dos CCM nos EUA (Figuras 7a e 7b) e no sul da América do Sul (Figuras 7c e 7d). Nota-se que em 1000hPa (Figuras 7a e 7c), os CCM (indicados pelo losango) ocorrem em regiões de contraste, tanto em temperatura quanto em umidade, e com ventos fortes, provenientes de latitudes mais baixas, caracterizando a ocorrência do Jato de Baixos Níveis da América do Norte, direcionados ao local de sua formação. Em altos níveis (Figuras 7b e 7d), o CCM é observado próximo à região de inflexão das isoípsas, favorecendo advecção de vorticidade ciclônica, com um núcleo do jato de altos níveis no seu lado polar (LAING;FRITSCH, 2000).

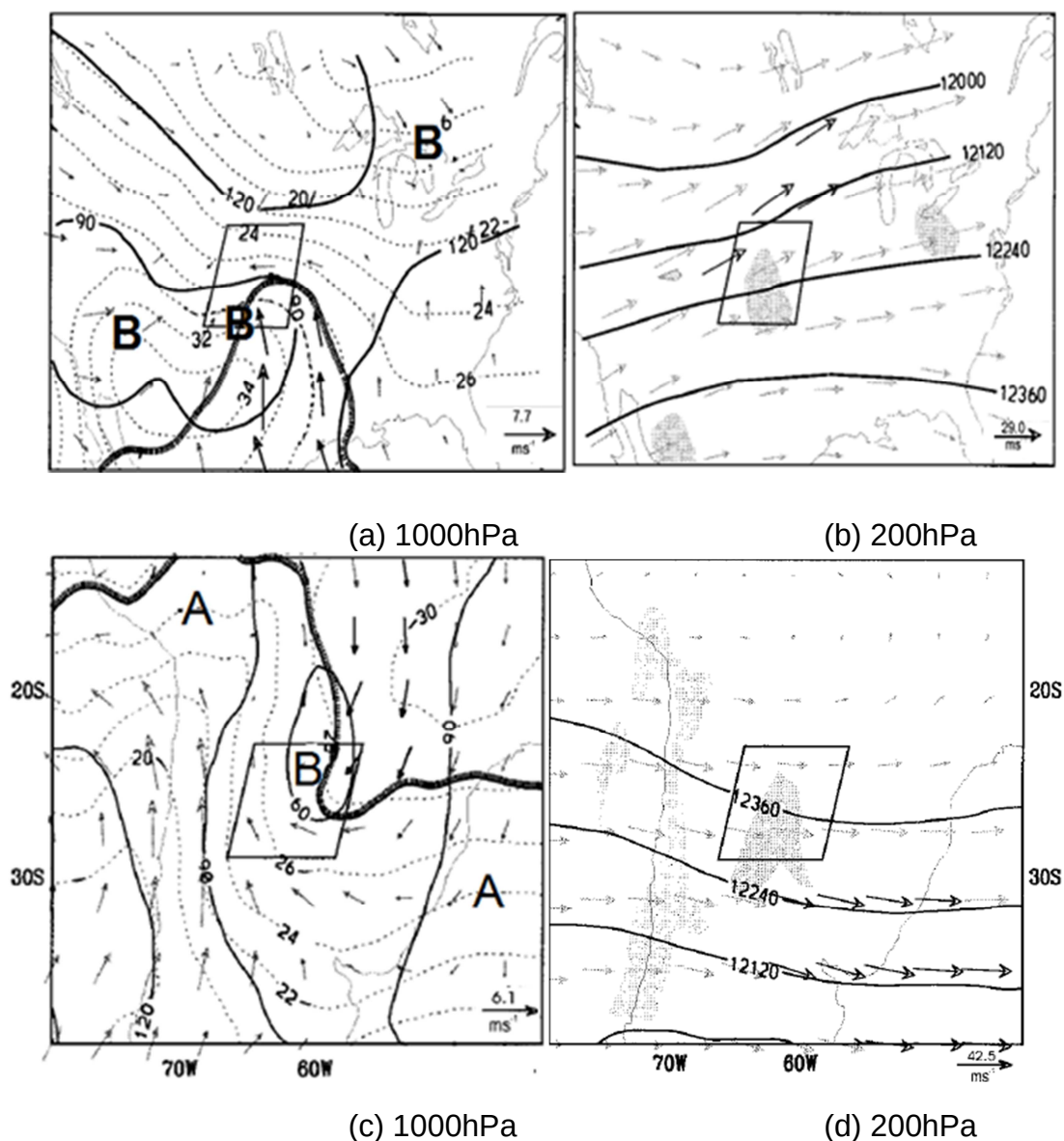


Figura 7 – Condições atmosféricas de grande escala em 1000hPa e em 200hPa, associadas à ocorrência de CCM (a) e (b) nos Estados Unidos da América e (c) e (d) na América do Sul. (Isotermas: linhas pontilhadas; isoípsas: linhas contínuas; iso- $\theta_e$ : linhas grossas contínuas; divergência  $> 4 \times 10^{-6} \text{s}^{-1}$ : sombreado; núcleo dos jatos: vetores em negro; escoamento: vetores)

Fonte: LAING; FRITSCH, 2000. (modificada)

Durkee et al. (2009) realizaram análise climatológica da ocorrência dos CCM na América do Sul, com dados do satélite TRMM, de outubro a maio no período de 1998 a 2007, mostrada na figura 8. Os autores encontraram uma maior frequência de ocorrência dos CCM no sul da América do Sul (Figura 8a), com máximo sobre o Paraguai, noroeste da Argentina e no estado Mato Grosso do Sul (Brasil). Na região Sudeste no Brasil, a frequência destes sistemas variou entre 6 e 50 ao longo dos 10 anos de estudo. A precipitação dos CCM na região Sudeste do Brasil, representou

cerca de 6 a 10% do total observado no período (Figura 8b). Nas regiões onde os CCM ocorreram com máxima frequência, os autores mostraram que esta contribuição atingiu cerca de 20% do total precipitado no período analisado.

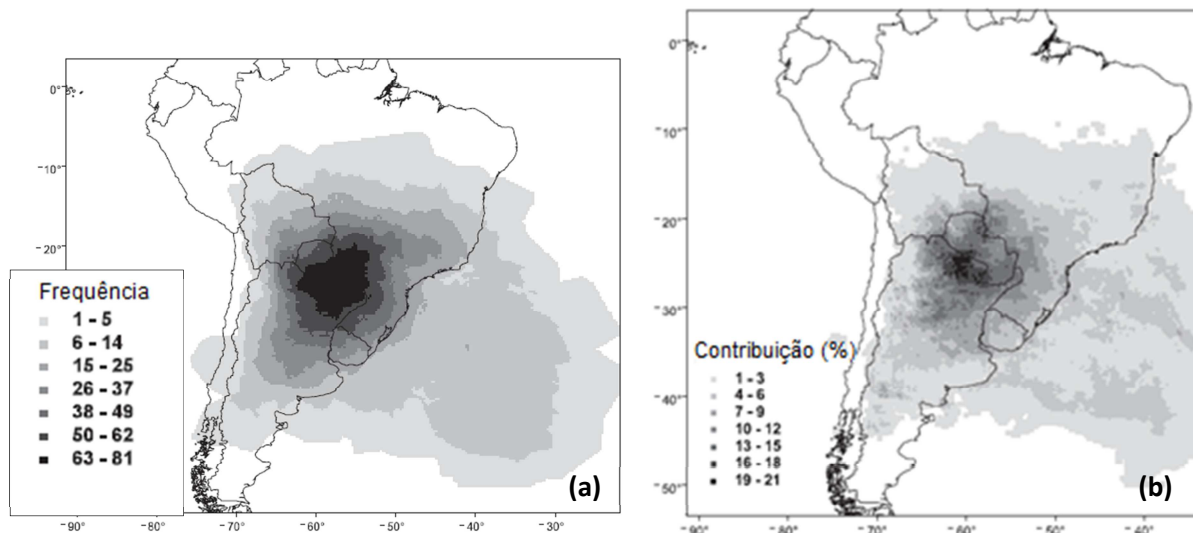


Figura 8 – (a) Frequência de ocorrência dos CCM e (b) contribuição, em porcentagem, da precipitação provocada pelos CCM durante a estação quente (outubro a maio) para 1998-2007.

Fonte: DURKEE et al., 2009 (modificada)

## 2.2 Parâmetros Convectivos e a Ocorrência de SCM

Avaliar o perfil vertical de certas variáveis meteorológicas é muito importante para determinar o potencial de formação e evolução de SCM. Diversos autores, dentre os quais Maddox (1983), Bluestein e Jain (1985), Doswell (1987), Laing e Fritsch (2000), mostraram que a altura geopotencial, a temperatura, a umidade e a velocidade vertical do vento evoluem de forma combinada ao longo do ciclo de vida de um SCM. A combinação destas variáveis e outras em equações proporcionou o desenvolvimento do que foi denominado como Parâmetros (ou Índices) Convectivos. Em função dos valores assumidos por estes parâmetros, é possível avaliar o potencial para a formação de tempestades em determinado local. Neste sentido, o uso destes parâmetros pode constituir uma ferramenta significativa para a previsão imediata do tempo (DOSWELL, 2001; DOSWELL, SCHULTZ, 2006).

O Glossário de Meteorologia da Sociedade Americana de Meteorologia (*American Meteorological Society*, em inglês) define parâmetros convectivos como “qualquer quantidade que estime o potencial da atmosfera para atividade convectiva



e que possa ser prontamente avaliado a partir de dados obtidos por sondagens operacionais”. De acordo com esta definição fica evidente que, originalmente, as equações que definem os diferentes parâmetros eram resolvidas com dados oriundos de radiossondagens. Entretanto, com o advento da modelagem atmosférica, este cálculo passou a ser feito também com o uso de dados provenientes das simulações utilizando os modelos. Ao serem estabelecidas as configurações do modelo, é possível definir quantos níveis de altura serão considerados, bem como o espaçamento vertical entre estes. Ainda, levando em consideração a baixa densidade da rede de estações meteorológicas de altitude, o uso de modelagem atmosférica permite a simulação de radiossondagens com uma densidade horizontal muito maior. Porém deve ser observado que as simulações são mais imprecisas do que as observações reais de radiossondagens.

O uso de parâmetros convectivos para avaliar o estado da atmosfera foi discutido por Doswell e Schultz (2006). Como observado pelos autores, os índices convectivos podem ser úteis como variáveis diagnósticas na avaliação quantitativa da estabilidade atmosférica para um intervalo de tempo próximo ao horário em que as variáveis independentes, que dão origem aos índices, são medidas. Os autores afirmam também que a substituição de uma análise rigorosa dos dados atmosféricos tetradimensionais por simples índices numéricos desprovidos de suporte físico ou estatístico, pode levar a falsas conclusões ou a erros graves nas previsões. Salientam que estes parâmetros convectivos não devem substituir a análise das condições meteorológicas, dado que não é razoável assumir que uma quantidade possa expressar a complexidade de uma situação convectiva, seja ela severa ou não. Ainda, ressaltam que a capacidade destes índices em informar ao previsor sobre o estado futuro da atmosfera pode ser muito pequena ou nenhuma, daí as chances altas de ocorrerem falsos alarmes.

Os parâmetros que serão discutidos a seguir vêm sendo investigados e estudados por diversos autores ao redor do mundo, como Haklander e Van Delden (2003) que avaliaram 32 parâmetros preditores para tempestades com atividade elétrica que ocorreram na Holanda e estimaram a probabilidade de ocorrência para estes parâmetros. Schmeits et al. (2008) desenvolveram um novo sistema para emissão de alarme de tempestade severa, com base em alta intensidade de relâmpagos, para a Holanda, utilizando parâmetros preditores. Romero et al. (2007) analisaram um conjunto de parâmetros em tempestades severas na Europa com o

objetivo de elaborar uma descrição da distribuição dos parâmetros sobre o continente.

### **2.3 Descargas Elétricas Atmosféricas**

Descargas elétricas atmosféricas ocorrem geralmente em tempestades que possuem grande extensão (alguns quilômetros) e grande intensidade (picos de intensidade de corrente acima de 1kA, quiloAmpère), que ocorrem devido ao acúmulo de cargas elétricas em regiões localizadas da atmosfera (PINTO Jr., 2005). Sabe-se que a presença de gelo nas nuvens combinada com fortes correntes ascendentes de ar favorece o acúmulo de cargas elétricas (positivas e negativas) na atmosfera, o que gera um campo elétrico. Eventualmente, se a intensidade deste campo elétrico for superior à rigidez dielétrica do ar, ocorre uma faísca, esta é a descarga atmosférica (RAKOV; UMAN, 2003).

A estrutura elétrica das nuvens convectivas é bastante complexa, uma vez que está diretamente relacionada a propriedades dinâmicas e termodinâmicas ainda não muito bem entendidas. As descargas atmosféricas podem ser boas indicadoras de tempestades e SCM, já que os processos de eletrificação estão intimamente relacionados à convecção e a maioria dos relâmpagos se inicia em regiões convectivas (MACGORMAN; RUST, 1998; LUND et al., 2009). Portanto identificar com uma antecedência razoável, condições favoráveis à ocorrência de descargas atmosféricas é essencial para a veiculação adequada de alertas e antecipar a adoção de estratégias que eliminem ou minimizem o impacto negativo que este fenômeno meteorológico pode causar.

A geração das descargas elétricas é explicada pelos processos microfísicos que ocorrem dentro das nuvens, a partir da colisão de partículas de gelo de diferentes tamanhos (SAUNDERS, 1995). Os detalhes da transferência de cargas durante as colisões não são bem conhecidos. Se durante a colisão o campo elétrico atmosférico tem um papel importante na separação de cargas (positiva na parte inferior e negativa na parte superior), por meio da polarização de partículas grandes de gelo (granizo), o processo é chamado indutivo. Este processo assume que o campo elétrico atmosférico externo polariza os granizos presentes.

Segundo Ogawa (1995), a presença de gelo é um importante requisito para qualquer processo de eletrificação das nuvens de tempestade. Se a temperatura no

local da colisão é fundamental na separação de cargas, o processo é chamado termoelétrico (SAUNDERS, 1995). Neste processo, a polaridade da carga transferida durante uma colisão entre diferentes partículas de gelo depende da temperatura no local da colisão, denominada temperatura de inversão de carga e estimada ser em torno de  $-15^{\circ}\text{C}$  a aproximadamente 6 km de altitude, embora alguns estudos experimentais sugiram entre  $-10^{\circ}\text{C}$  (TAKAHASHI, 1973) e  $-20^{\circ}\text{C}$  (JAYARANTE et al., 1985). Essa temperatura de inversão depende do tamanho e da velocidade de impacto entre as partículas envolvidas na colisão e coincide com a temperatura do centro de cargas negativas (RAKOV; UMAN, 2003). Abaixo desta isoterma de  $-15^{\circ}\text{C}$ , o granizo colide com cristais de gelo durante seu movimento de descida, transferindo cargas negativas para o cristal, tornando-se carregado positivamente. Acima dessa região, há uma inversão de polaridade nas partículas de gelo, ou seja, a colisão entre elas torna o cristal de gelo polarizado positivamente e o granizo, negativamente (WILLIAMS, 1988; SAUNDERS, 1995).

A separação das cargas elétricas dentro das nuvens é explicada em termos macrofísicos. Na literatura, são citados dois processos macrofísicos. O processo macrofísico gravitacional (Figura 9a) é responsável pela separação das partículas polarizadas dentro da nuvem (VONNEGUT, 1991). Atua sobre diferentes partículas de gelo com tamanhos, que variam de fração de milímetro a até alguns poucos centímetros. A ação da gravidade tende a fazer com que partículas maiores permaneçam na parte inferior, enquanto que as partículas menores permanecem na parte superior da nuvem de tempestade. Outro processo macrofísico é o convectivo (Figura 9b), no qual a separação das cargas elétricas ocorre devido às correntes ascendentes e descendentes existentes nas tempestades que transportam as partículas carregadas e atuam de modo a manter as partículas menores suspensas na parte superior da nuvem.

Não estão totalmente esclarecidos os processos físicos responsáveis pela acumulação de intensas e diferentes cargas elétricas no interior da nuvem. Em parte, isto se deve ao fato de a estrutura elétrica de uma nuvem de tempestade ser bastante complexa, resultado de processos microfísicos e macrofísicos que ocorrem simultaneamente em seu interior. (UMAN, 1987; WILLIAMS, 1988; SAUNDERS, 1995; RAKOV; UMAN, 2003).

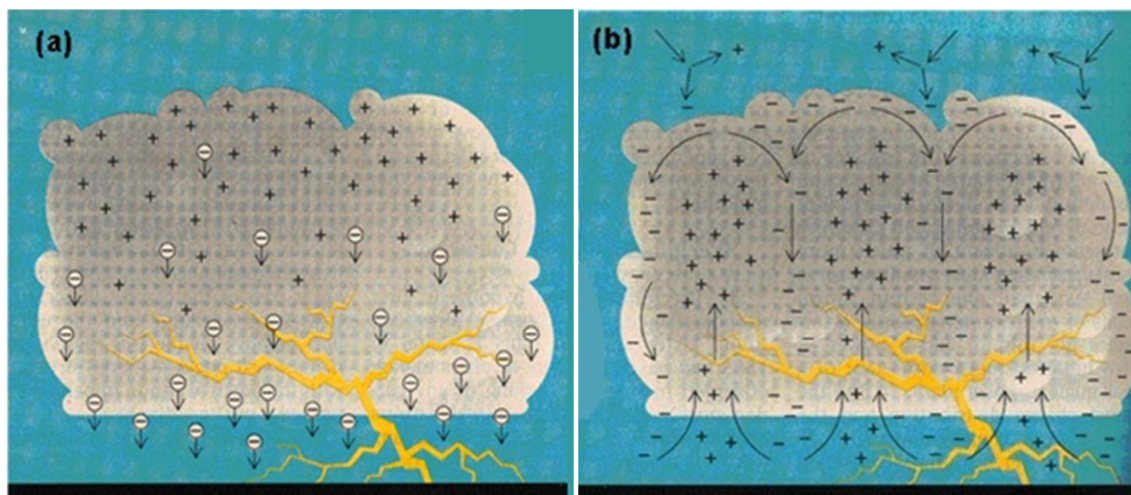


Figura 9 – Esquema ilustrativo dos processos macrofísicos de separação de cargas dentro das tempestades. (a) Teoria gravitacional e (b) teoria convectiva.

Fonte: <http://www.dca.iag.usp.br/www/material/morales/aca330/>.

Os processos microfísicos e macrofísicos acarretam a eletrização da nuvem e a formação de um campo elétrico. A descarga inicia-se quando o campo elétrico produzido por estas cargas excede a capacidade isolante, também conhecido como rigidez dielétrica, do ar em um dado local na atmosfera, que pode ser dentro da nuvem ou próximo ao solo. Quebrada a rigidez, tem início um rápido movimento de elétrons de uma região de cargas negativas para uma região de cargas positivas, assim ocorrendo a descarga elétrica.

As descargas elétricas atmosféricas são divididas em dois tipos: as que ocorrem no céu e as que atingem o solo. A primeira categoria é subdividida em descargas intra-nuvem (IN), pois ocorrem no interior de uma nuvem de tempestade, entre-nuvens (EN), uma vez que ocorrem entre nuvens diferentes e as nuvem-ar (NA), pois partem de uma nuvem em direção à atmosfera, sem alcançar outra nuvem ou o solo (RAKOV; UMAN, 2003). A figura 10 ilustra os tipos de descargas atmosféricas comentadas acima, ou seja, as descargas nuvem-ar, entre nuvens, intra nuvem e nuvem-solo. Dentre todos os tipos citados, as mais frequentes são do tipo IN, com aproximadamente 70% do número total de descargas. Isso ocorre porque a capacidade isolante do ar diminui com a altura (devido à diminuição da densidade do ar) e pela proximidade dos centros das cargas com polaridades opostas (RAKOV; UMAN, 2003).

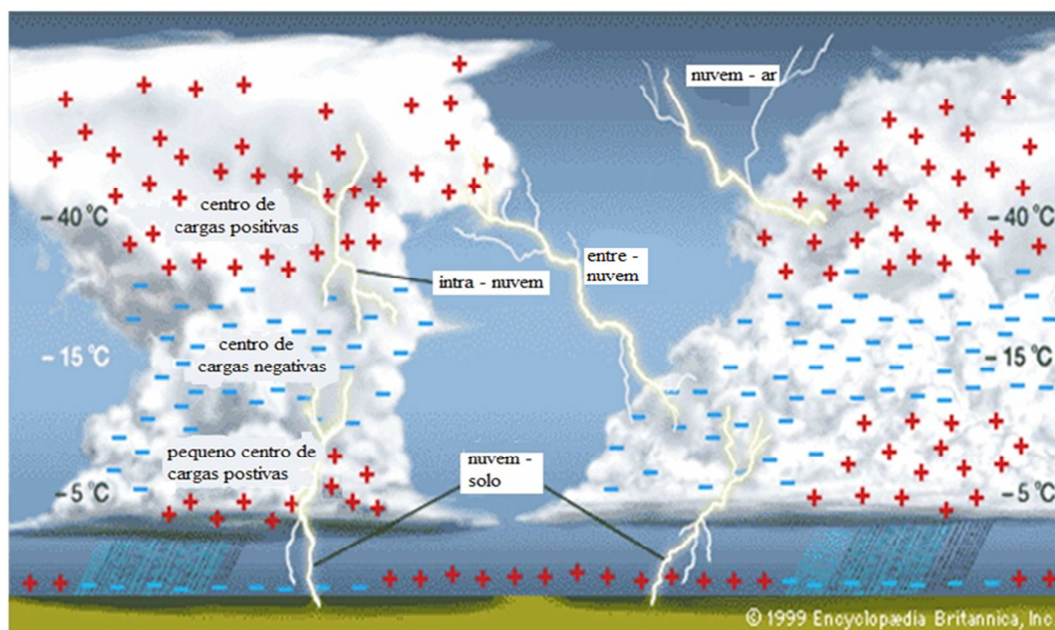


Figura 10 - Distribuição das cargas elétricas em nuvens.

Fonte: Enciclopédia Britânica, 1999.

As descargas que atingem o solo podem ser classificadas em dois tipos: nuvem-solo (NS) e solo-nuvem (SN) que, dependendo da polaridade da carga transferida, podem ser negativas ou positivas. A figura 10 ilustra as descargas NS e SN, positivas e negativas. As descargas solo-nuvem (SN) ocorrem com mais frequência em lugares elevados, como topos das montanhas e grandes edificações.

Mattos e Machado (2011) investigaram a ocorrência de descargas atmosféricas geradas por sistemas convectivos observados na região Sudeste do Brasil e a relação destas com algumas características morfológicas e ciclo de vida destes sistemas. Os autores mostraram que os sistemas convectivos que geraram descargas atmosféricas, tiveram ciclo de vida maior que aqueles que não geraram descargas atmosféricas.

## **Materiais e Métodos**

### **3.1 Rede Brasileira de Detecção de Descargas Atmosféricas**

Os sistemas de detecção de descargas atmosféricas são baseados na medida da radiação eletromagnética emitida pelas descargas a partir de um conjunto de sensores dispostos adequadamente em áreas de até centenas de milhares de quilômetros quadrados (PINTO JR., 2005). Esses sensores permitem detectar os raios da nuvem para o solo e identificar precisamente a localização do seu ponto de impacto. Os dados obtidos são então enviados para uma central de processamento que arquiva os dados brutos dos sensores e as soluções finais e monitora constantemente o desempenho da rede. Uma análise climatológica mais precisa da ocorrência de raios em uma dada região somente é possível se o número de raios reportados pela rede nesta região for corrigido por sua respectiva eficiência de detecção (NACCARATO, 2006).

A Rede Brasileira de Detecção de Descargas Atmosféricas (BrasilDAT), foi criada pelo grupo de Eletricidade Atmosférica (ELAT/INPE) em parceria com diversas Instituições brasileiras. A rede BrasilDAT é composta por vários sensores, distribuídos em três redes regionais: RINDAT (Rede Integrada Nacional de Detecção de Descargas), SIDDEM (Sistema de Detecção de Descargas Atmosféricas) e SIPAM (Sistema de Proteção da Amazônia) (NACCARATO; PINTO Jr., 2008). A figura 11 mostra a localização de 47 sensores da rede BrasilDAT.

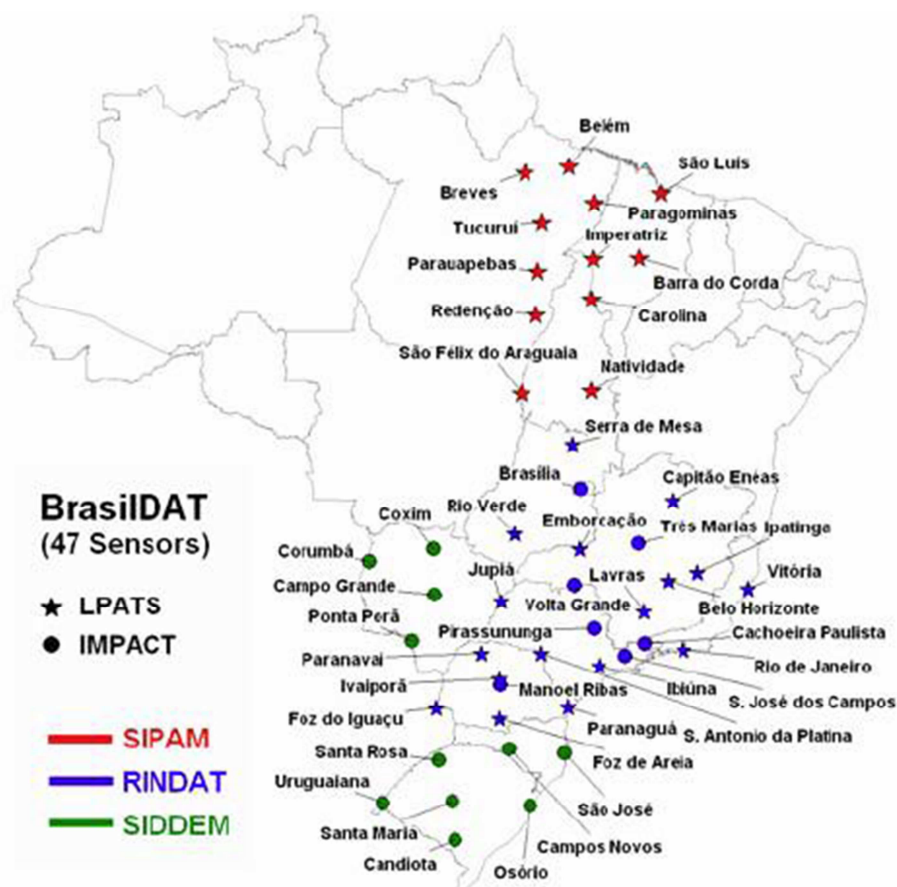


Figura 11 – Localização dos sensores e redes regionais que compõem a Rede Brasileira de Detecção de Descargas Elétricas Atmosféricas (BrasilDAT).

Fonte: NACCARATO; PINTO Jr., 2008.

Os dados de descargas atmosféricas utilizados neste trabalho foram detectados pela RINDAT (Rede Integrada de Detecção de Descargas Atmosféricas), cedidos pelo sistema Eletrobras FURNAS. A RINDAT é composta por 24 sensores localizados nos estados da região Sudeste e nos estados de Goiás e Paraná. A figura 12 mostra a localização destes 24 sensores da RINDAT e o modelo de eficiência de detecção desta rede, desenvolvido por Naccarato e Pinto Jr. (2008).



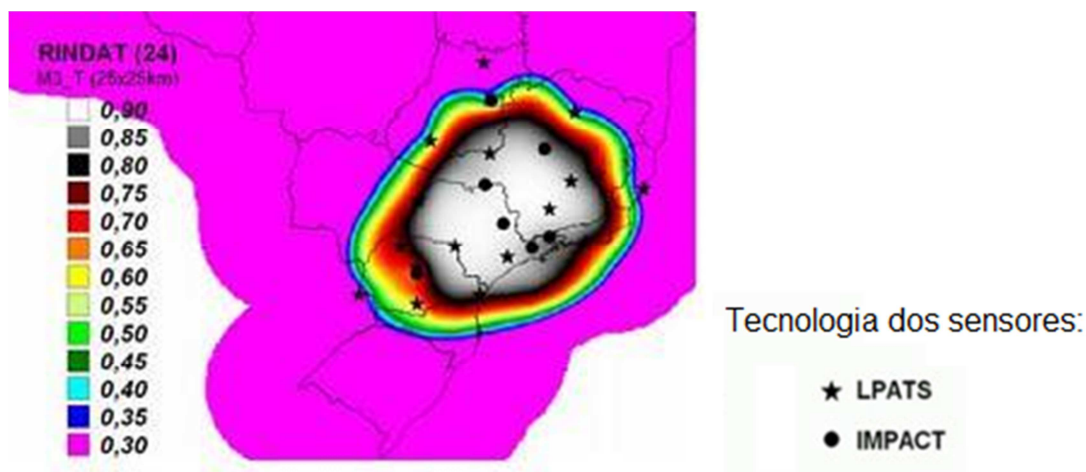


Figura 12 - Modelo da eficiência de detecção das descargas elétricas atmosféricas pela RINDAT.

Fonte: NACCARATO; PINTO Jr., 2008 (modificada).

Os arquivos com os dados de descargas atmosféricas nuvem-solo, indicam a posição geográfica (latitude e longitude) e tempo (hora, minuto, segundo e milissegundo) de detecção da descarga atmosférica, além da intensidade da corrente elétrica (kA, kiloAmpere) e polaridade da carga (negativa ou positiva).

Para a identificação do total de descargas atmosféricas por um sistema convectivo, foi adotado um procedimento análogo ao apresentado por Cardoso Neta (2013, pág. 77-80), exceto que, no âmbito deste estudo, o intervalo de tempo utilizado na totalização das descargas foi de 30 minutos. Assim, sobre cada imagem de satélite geoestacionário, foram sobrepostas as descargas nuvem-solo desde 15 minutos antes até 15 minutos depois do horário da respectiva imagem de satélite. O método adotado para a contabilização das descargas, em associação aos sistemas convectivos, pode ser resumido da seguinte forma:

Passo 1: plotagem do total de descargas atmosféricas, detectadas desde 15 minutos antes até 15 minutos depois do horário da imagem de satélite. Na imagem da figura 13, no horário 22:30UTC do dia 17/10/2007, foram plotadas todas as descargas detectadas pela RINDAT entre 22:15UTC e 22:45UTC.



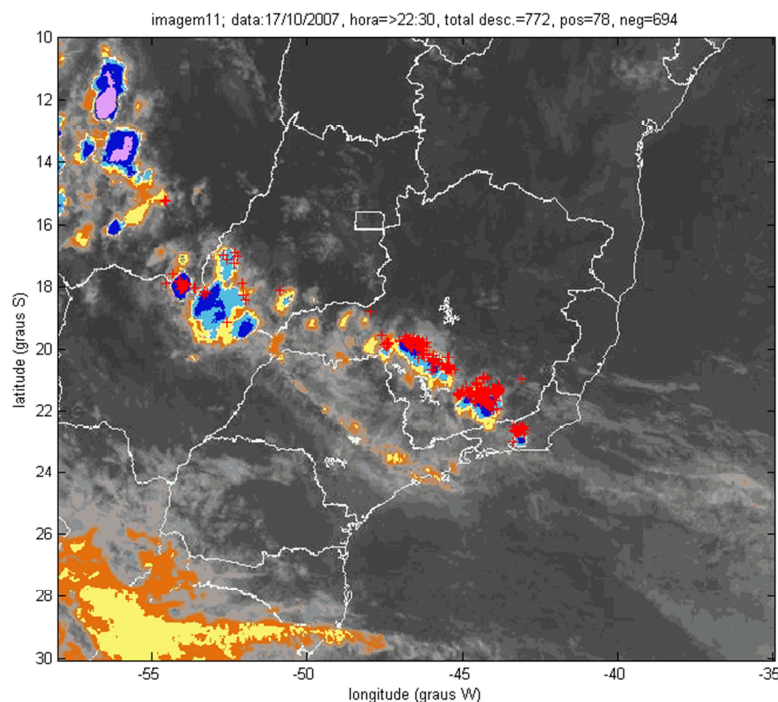


Figura 13 – Fragmento de imagem de satélite com sobreposição das descargas atmosféricas detectadas em 30 minutos (indicadas pelas cruzes em vermelho).

Passo 2: definição das coordenadas da área retangular que envolve a nebulosidade do sistema convectivo em análise. Estas aparecem no título da figura 14, bem como o total de descargas existentes dentro da área retangular.

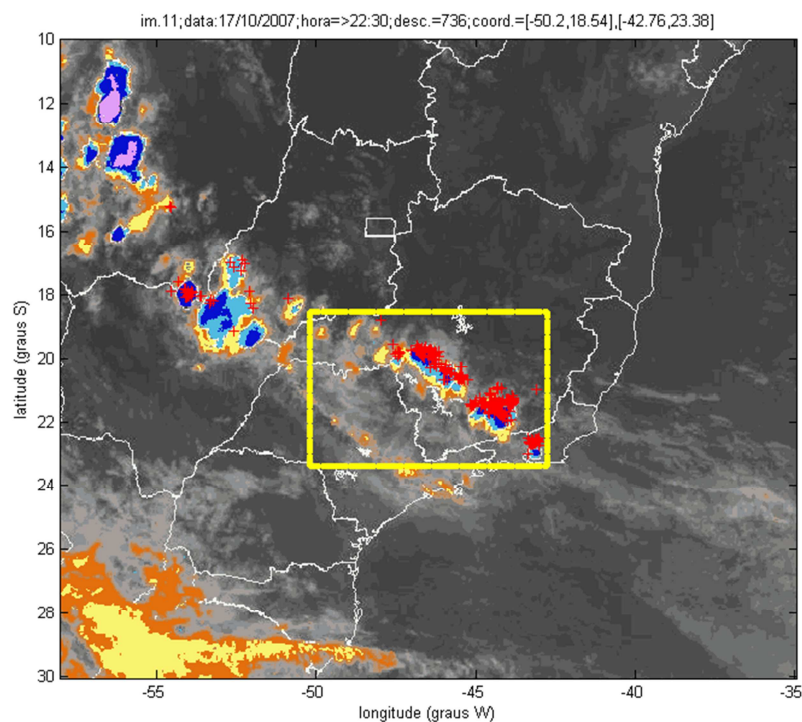


Figura 14 – Fragmento de imagem de satélite com sobreposição das descargas atmosféricas detectadas em 30 minutos e área retangular, envolvendo o sistema convectivo de interesse.

A execução dos passos 1 e 2, em todas as imagens de satélite disponíveis no período da sequência de estudo, possibilitou analisar as evoluções espaciais e temporais da atividade elétrica de cada sistema convectivo analisado.

### 3.2 Modelo WRF

O modelo WRF (*Weather Research and Forecasting*), de domínio público, é parte integrante de um sistema de modelagem atmosférica não hidrostática, totalmente compressível (SKAMAROCK et al., 2008), destinado tanto para fins de pesquisa quanto operacionais. Oferece uma diversidade de opções físicas, além de sistemas avançados de assimilação de dados. O seu desenvolvimento contínuo resulta da colaboração de várias Instituições e agências governamentais. Para este estudo, o modelo WRF foi processado com as seguintes configurações:

- a) três grades aninhadas, mostradas na figura 15. O domínio maior, com 36km de resolução horizontal, envolve o Brasil e se estende até o sul da América do Sul, incluindo também o Oceano Atlântico até 30°W. O domínio intermediário, com 12km de resolução horizontal, abrange vários estados localizados nas regiões Sudeste, Centro-Oeste e Sul do Brasil, principalmente. O domínio menor, com 4km de resolução horizontal, limita-se aos estados localizados na região Sudeste do Brasil;
- b) 35 níveis verticais, distribuídos não linearmente para privilegiar os níveis baixos da troposfera;
- c) parametrizações físicas: nas três grades, foram utilizadas as mesmas opções das parametrizações físicas. A escolha destas opções foi baseada em Zepka (2011) e são mostradas na tabela 2;
- d) dados de entrada e de contorno: foram utilizados dados NCEP FNL (*Final Analysis*), no formato GRIB1, com resolução horizontal de 1°x 1° (em latitude e longitude), atualizados a cada 6 horas de processamento. Estes dados estão disponíveis no site <http://rda.ucar.edu/datasets/ds083.2/>, para o período de 01/08/1999 (00:00UTC) até 06/12/2007 (18:00UTC);

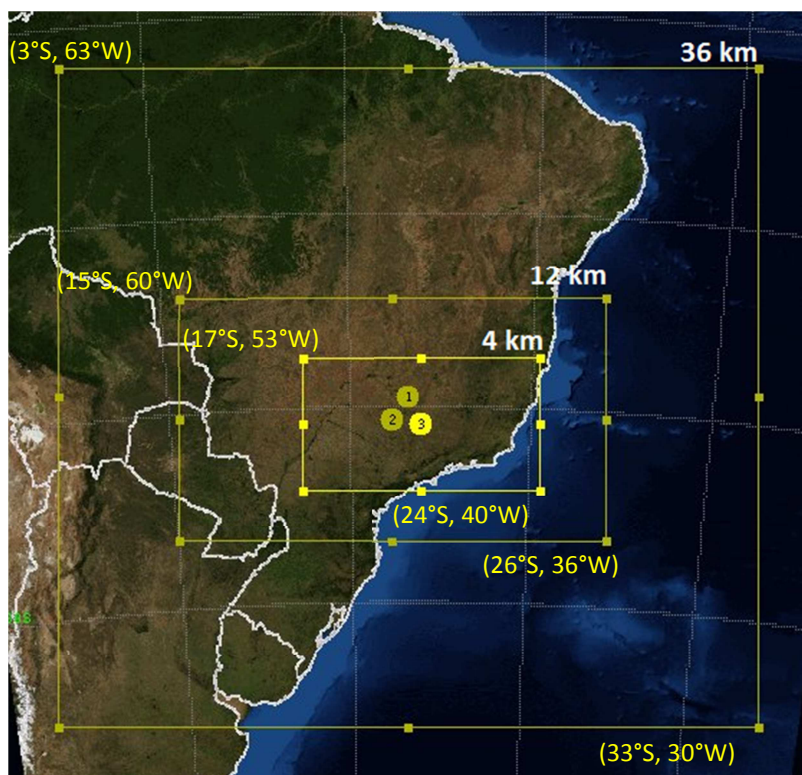


Figura 15 - Localização dos três domínios de processamento com as resoluções horizontais e limites geográficos respectivos.

Tabela 2 - Elenco das parametrizações físicas nas simulações como modelo de mesoescala WRF.

| Parametrização           | Opção                                          |
|--------------------------|------------------------------------------------|
| Microfísica              | Thompson                                       |
| Convecção                | Grell-Devenyi                                  |
| Camada superficial       | Teoria da similaridade (MM5)                   |
| Camada limite planetária | YonseiUniversity (YSU)                         |
| Radiação de onda curta   | Dudhia (MM5)                                   |
| Radiação de onda longa   | RRTM ( <i>Rapid Radiative Transfer Model</i> ) |
| Modelo de solo           | Noah LSM ( <i>Land Surface Model</i> )         |

Fonte: ZEPKA, 2011.

e) realização das simulações: o modelo WRF foi processado em um computador de mesa, 1 processador CORE 2 QUAD Q9550 2,83GHz (4 núcleos), com memória RAM de 8GB. Em tempo físico, o computador ficou em funcionamento exclusivo no processamento do modelo durante quase 4 dias para simular 72 horas de dados, com campos de saída a cada hora;

- f) período simulado: das 12:00UTC de 16/10/2007 até 12:00UTC de 19/10/2007 (72 horas).

### 3.3 Sequência em Estudo

Como dito anteriormente, todos os resultados deste estudo foram avaliados para uma sequência de três dias, que são os dias 17, 18 e 19 do mês de outubro de 2007. Por que estes dias foram escolhidos? Para responder esta pergunta, é preciso se reportar à dissertação de Cardoso Neta (2013). Naquele trabalho, foram discutidos vários sistemas convectivos de mesoescala ocorridos no mês de outubro de 2007, selecionados mediante a adoção de alguns critérios. Dentre aqueles sistemas, dois despertaram o interesse para a continuação das investigações no presente estudo. Tais sistemas ocorreram entre os dias 17 e 19, cujas características, extraídas de Cardoso Neta (2013), são mostradas na tabela 3.

Tabela 3 – Informações do tempo de vida e totais de descargas atmosféricas e de precipitação em superfície, associados aos sistemas convectivos ocorridos entre os dias 17 e 19 de outubro de 2007.

| Sistema Convectivo | Duração  | Dia e hora inicial | Dia e hora final   | Total de Descargas Atmosféricas | Precipitação total em superfície |
|--------------------|----------|--------------------|--------------------|---------------------------------|----------------------------------|
| LI                 | 21 horas | dia 17<br>17:15UTC | dia 18<br>13:45UTC | 4.829                           | 135,2mm                          |
| CCM                | 15 horas | dia 18<br>19:15UTC | dia 19<br>10:15UTC | 9.364                           | 414,8mm                          |

Fonte: CARDOSO NETA, 2013.

De acordo com o disposto na tabela 3, observa-se que a formação da LI e do CCM ocorreu de maneira quase consecutiva, com apenas algumas horas (~ 5 horas) de defasagem. No entanto, as atividades elétricas foram bem distintas, pois o CCM provocou cerca de duas vezes mais descargas que a LI. Também, o CCM provocou quase três vezes mais precipitação em superfície do que a LI.

### 3.4 Condições Atmosféricas

Para entender a formação da LI e do CCM, discutidos anteriormente, optou-se por analisar não somente os sistemas individualmente, mas sim, um período que abrangesse desde um intervalo de tempo anterior à formação da LI.

#### 3.4.1 Grande Escala

Considerando os horários (aproximados, mostrados na tabela 3) de formação e de término dos sistemas convectivos e a resolução horária dos campos de saída do modelo WRF, a análise das condições de grande escala da sequência dos dias em estudo foi dividida de acordo com as etapas listadas na tabela 4. Em uma mesma etapa, foi considerado um intervalo de 3 horas entre os campos a serem analisados, mas não entre uma etapa e outra, para respeitar, da melhor maneira possível, os horários de ocorrência (início e término) da LI e do CCM. Vê-se, portanto, que as análises de grande escala começaram desde 4 horas antes da formação da LI até a dissipação do CCM.

Tabela 4 – Indicação das etapas em que a sequência de estudo foi dividida e respectivos períodos de análises.

| Etapas                                  | Horários/dia das Análises                                                                                                           |
|-----------------------------------------|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| Pré-formação                            | 13:00UTC/dia 17, 16:00UTC/dia 17                                                                                                    |
| Linha de instabilidade (LI)             | 17:00UTC/dia 17, 20:00UTC/dia 17, 23:00UTC/dia 17, 2:00UTC/dia 18, 5:00UTC/dia 18, 8:00UTC/dia 18, 11:00UTC/dia 18, 14:00UTC/dia 18 |
| Transição                               | 15:00UTC/dia18, 18:00UTC/dia 18                                                                                                     |
| Complexo Convectivo de Mesoescala (CCM) | 19:00UTC/dia 18, 22:00UTC/dia 18, 1:00UTC/dia 19, 4:00UTC/dia 19, 7:00UTC/dia 19, 10:00UTC/dia 19                                   |

Utilizando os campos de saída do modelo WRF, obtidos com o domínio com resolução horizontal de 36km, foram obtidas as condições atmosféricas de grande escala, em vários níveis da atmosfera. Maddox (1983) avaliou as condições nas quais CCM formados nos Estados Unidos foram observados. Laing e Fritsch (2000) estenderam esta avaliação para incluir os CCM formados em outros continentes.

Naquele artigo, os autores compararam as características dos ambientes atmosféricos associados aos CCM que se formaram em 5 localidades diferentes: Austrália, China, Estados Unidos, América do Sul e África.

No âmbito do presente estudo, campos semelhantes aos mostrados por Laing e Fritsch (2000) foram construídos, para fins de comparação entre o CCM ocorrido na região Sudeste do Brasil com aqueles documentados na literatura. Entretanto, tendo em vista as diferentes etapas de avaliação, conforme mostrado na tabela 4, estes campos foram construídos a partir do período de pré-formação da LI. Com isto, pretende-se, também, verificar as modificações pelas quais as condições atmosféricas de grande escala passaram para, de uma LI haver condições favoráveis à formação do CCM, cinco horas depois.

Os campos das variáveis meteorológicas analisadas, e respectivos níveis de altura, são mostrados na tabela 5. Estes campos foram feitos para todos os horários elencados na tabela 4.

Tabela 5 – Relação dos níveis e variáveis meteorológicas analisadas para avaliação das condições de grande escala da sequência de estudo.

| Níveis     | Variáveis meteorológicas                                              |
|------------|-----------------------------------------------------------------------|
| superfície | temperatura a 2m, vento horizontal a 10m e razão de mistura a 2m      |
| 850hPa     | temperatura, vento horizontal e razão de mistura                      |
| 500hPa     | altura geopotencial, temperatura, vento horizontal e razão de mistura |
| 200hPa     | altura geopotencial, temperatura e vento horizontal                   |

### 3.4.2 Mesoescala

Para analisar as variáveis meteorológicas à mesoescala, foram utilizados os campos de saída do modelo WRF obtidos com o domínio intermediário, ou seja, aquele com 12km de resolução horizontal. Com estes dados, foram calculados os valores médios e capturados os valores máximos e mínimos nas áreas retangulares, cujas coordenadas geográficas foram definidas quando da sobreposição das descargas atmosféricas nas imagens de satélite (conforme explicado no item 3.1), nos respectivos horários. Nas situações em que as imagens de satélite não estavam disponíveis nas horas inteiras, foram utilizadas as coordenadas das áreas

retangulares definidas nas imagens de satélite disponíveis em horários mais próximos às horas inteiras. Os horários para os quais estes valores foram obtidos estão indicados na tabela 6. As coordenadas geográficas constantes nesta tabela são relativas às dos cantos superior esquerdo e inferior direito das áreas retangulares, definidas quando da ocorrência da LI e do CCM.

Tabela 6 – Indicação de datas (dia, mês, ano), horários (UTC) e respectivas coordenadas geográficas das áreas retangulares utilizadas para obtenção dos valores máximos, médios e mínimos de diferentes variáveis meteorológicas.

|     | Dia Mês Ano Hora Minuto (UTC) |    |      |       | Coordenadas Geográficas       |
|-----|-------------------------------|----|------|-------|-------------------------------|
| LI  | 17                            | 10 | 2007 | 17 00 | 18,7°S/50,7°W – 22,4°S/44,6°W |
|     | 17                            | 10 | 2007 | 18 00 | 18,7°S/50,7°W – 22,4°S/44,6°W |
|     | 17                            | 10 | 2007 | 19 30 | 18,7°S/50,7°W – 22,4°S/44,6°W |
|     | 17                            | 10 | 2007 | 20 15 | 18,5°S/50,1°W – 22,6°S/44,3°W |
|     | 17                            | 10 | 2007 | 21 00 | 18,5°S/50,2°W – 22,5°S/43,9°W |
|     | 17                            | 10 | 2007 | 22 15 | 18,4°S/50,3°W – 23,5°S/42,9°W |
|     | 17                            | 10 | 2007 | 23 00 | 18,5°S/48,5°W – 23,7°S/42,4°W |
|     | 18                            | 10 | 2007 | 00 00 | 18,8°S/48,8°W – 23,8°S/41,8°W |
|     | 18                            | 10 | 2007 | 01 00 | 18,7°S/48,9°W – 23,8°S/41,4°W |
|     | 18                            | 10 | 2007 | 02 00 | 18,7°S/48,5°W – 23,7°S/41,0°W |
|     | 18                            | 10 | 2007 | 03 00 | 18,5°S/48,9°W – 23,5°S/40,6°W |
|     | 18                            | 10 | 2007 | 04 30 | 18,2°S/49,0°W – 23,2°S/40,2°W |
|     | 18                            | 10 | 2007 | 05 00 | 18,9°S/48,9°W – 23,2°S/40,2°W |
|     | 18                            | 10 | 2007 | 06 00 | 19,3°S/48,7°W – 23,1°S/41,4°W |
|     | 18                            | 10 | 2007 | 07 00 | 19,5°S/48,2°W – 23,2°S/43,0°W |
|     | 18                            | 10 | 2007 | 08 00 | 19,3°S/48,2°W – 23,2°S/42,6°W |
|     | 18                            | 10 | 2007 | 09 00 | 19,4°S/47,6°W – 23,3°S/42,6°W |
|     | 18                            | 10 | 2007 | 10 15 | 19,7°S/47,3°W – 23,8°S/42,0°W |
|     | 18                            | 10 | 2007 | 11 00 | 19,8°S/47,1°W – 23,5°S/42,0°W |
|     | 18                            | 10 | 2007 | 12 00 | 19,8°S/47,1°W – 23,5°S/42,0°W |
|     | 18                            | 10 | 2007 | 13 00 | 20,3°S/46,5°W – 23,5°S/41,0°W |
|     | 18                            | 10 | 2007 | 14 00 | 20,3°S/46,5°W – 23,5°S/41,0°W |
| CCM | 18                            | 10 | 2007 | 19 15 | 19,2°S/48,1°W – 22,6°S/45,2°W |
|     | 18                            | 10 | 2007 | 20 00 | 18,8°S/47,7°W – 22,7°S/44,8°W |
|     | 18                            | 10 | 2007 | 21 00 | 18,9°S/47,7°W – 22,5°S/43,7°W |
|     | 18                            | 10 | 2007 | 22 15 | 18,6°S/47,4°W – 22,4°S/43,4°W |
|     | 18                            | 10 | 2007 | 23 00 | 18,8°S/47,2°W – 22,5°S/43,3°W |
|     | 19                            | 10 | 2007 | 00 00 | 18,7°S/47,2°W – 22,8°S/42,8°W |
|     | 19                            | 10 | 2007 | 01 00 | 18,6°S/47,0°W – 23,0°S/42,0°W |
|     | 19                            | 10 | 2007 | 02 00 | 18,8°S/46,4°W – 23,0°S/41,7°W |
|     | 19                            | 10 | 2007 | 03 00 | 18,8°S/46,0°W – 23,3°S/41,1°W |
|     | 19                            | 10 | 2007 | 04 30 | 18,8°S/45,5°W – 23,6°S/40,5°W |
|     | 19                            | 10 | 2007 | 05 00 | 19,0°S/45,5°W – 23,7°S/40,3°W |
|     | 19                            | 10 | 2007 | 06 00 | 19,0°S/45,2°W – 23,5°S/40,3°W |
|     | 19                            | 10 | 2007 | 07 00 | 19,0°S/45,0°W – 23,3°S/40,3°W |
|     | 19                            | 10 | 2007 | 08 00 | 19,5°S/44,6°W – 23,3°S/40,0°W |
|     | 19                            | 10 | 2007 | 09 00 | 19,5°S/44,3°W – 22,7°S/38,7°W |
|     | 19                            | 10 | 2007 | 10 15 | 20,3°S/43,0°W – 22,9°S/38,7°W |

O cálculo dos valores médios dentro das áreas retangulares e captura dos valores máximos e mínimos, no ambiente GrADS, foi feito para diversas variáveis. Algumas são diretamente fornecidas pelo modelo WRF. As que não constam no elenco de variáveis disponíveis nos campos de saída deste modelo, foram calculadas.

A seguir, são comentadas as variáveis utilizadas que não são diretamente fornecidas pelo modelo WRF. Trata-se do cálculo de alguns parâmetros convectivos, nos quais a temperatura, a umidade e cisalhamento do vento constituem os fatores de maior influência. A estrutura termodinâmica influencia fortemente as acelerações verticais em uma tempestade convectiva, Enquanto que o cisalhamento vertical do vento tem uma grande influência na forma que a convecção irá assumir (WEISMAN; KLEMP, 1986). Estes parâmetros são usados para sintetizar algumas características termodinâmicas e de cisalhamento do vento, típicas de situações convectivas (NASCIMENTO, 2005).

a) índice K: definido por George (1960) como

$$K = T_{850} + Td_{850} - T_{500} - Dep_{700} \quad [^{\circ}\text{C}] \quad (1)$$

onde  $T$ ,  $Td$  e  $Dep$  são a temperatura do ar, temperatura do ponto de orvalho e depressão de temperatura (diferença entre a temperaturas do ar e a temperatura do ponto de orvalho) ambientais (em graus Celsius), respectivamente, para os níveis de pressão indicados em subscrito. Assim, o índice K leva em conta as seguintes informações: diferença de temperatura entre os níveis 850hPa e 500hPa (níveis médios), umidade em 850hPa e nível de secura atmosférica em 700hPa (NASCIMENTO, 2005). Para que os valores do índice K sejam elevados, deve haver calor em baixos níveis e umidade em abundância, desde a superfície até 700hPa. Se houver uma camada seca no nível de 700hPa, esta condição irá reduzir o valor deste índice. Valores de K acima de 30°C são considerados altos e há grande potencial para ocorrência de tempestades. Valores acima de 40°C são extremamente altos e indicam potencial extremo para ocorrência de tempestades (HENRY, 1987);

b) índice Total Totals (TT): foi definido por Miller (1972) como



$$TT = T_{850} + 2Td_{850} - 2T_{500} \quad [^{\circ}\text{C}] \quad (2)$$

onde as variáveis são as mesmas que as definidas em (1). No índice TT há uma combinação das seguintes informações: diferença de temperatura do ar em níveis médios (analogamente ao índice K), umidade do ambiente em 850hPa (também como no índice K, mas com um peso maior) e temperatura do ar em 500hPa. Valores elevados do índice TT requerem calor e umidade em 850hPa e frio em 500hPa (MILLER, 1972), ou seja, temperaturas negativas do ar ambiente em 500hPa, contribuem para um valor elevado do índice TT. Por outro lado, como não são consideradas variáveis no nível de 700hPa (como no cálculo do índice K), se houver uma camada seca em 700hPa isso não afetará o valor do índice TT. Valores a partir de 40°C indicam situações favoráveis à formação de tempestades e, acima de 50°C, indicam chances de tempestades severas. Entretanto, como ressaltado por Henry (1987), analisar isoladamente o índice TT para a previsão de atividade convectiva não é adequado, uma vez que uma diferença de temperatura elevada entre 850hPa e 500hPa pode levar a um índice TT alto, mesmo com baixa umidade em baixos níveis (850hPa);

c) Cisalhamento vertical do vento (CIS): o cisalhamento vertical do vento é uma variável muito importante para a organização de tempestades (Bluestein, 2007). Neste estudo, o CIS foi calculado de duas maneiras diferentes:

$$CIS_{6km-10m} \cong V_{400hPa} - V_{10m} \quad [\text{m/s}] \quad (3)$$

$$CIS_{1,5km-10m} \cong V_{850hPa} - V_{10m} \quad [\text{m/s}] \quad (4)$$

onde  $V_{10m}$ ,  $V_{850hPa}$  e  $V_{400hPa}$  correspondem às magnitudes do vetor vento horizontal a 10m de altura e nos níveis de 850hPa e 400hPa, respectivamente. Considerando uma atmosfera padrão, os níveis de 850hPa e 400hPa estão localizados a aproximadamente 1,5km e 6km de altura, respectivamente. O cálculo do cisalhamento utilizando a equação (3) permite obter informações sobre a variação vertical do vento horizontal em uma camada profunda, que se estende desde o solo até a metade da troposfera. Por outro lado, a equação (4) fornece estas informações em uma camada rasa, localizada entre a superfície e a base das nuvens, ou seja, fornece o cisalhamento do vento na camada subnuvem.

Em relação a valores críticos, para a camada subnuvem, serão utilizados os valores de referência encontrados por Thompson (1998). Este identificou que valores de cisalhamento entre 7,5m/s e 10m/s nesta camada, já eram suficientes para engatilhar (inclusive) tempestades supercelulares. No âmbito deste estudo, utilizaremos o limiar inferior, ou seja, 7,5m/s como valor de referência para avaliar o cisalhamento na camada rasa. Para a camada profunda, serão utilizados os resultados obtidos por Brooks (2013). Este autor qualificou o valor de 10m/s como limiar para cisalhamento vertical do vento em camada profunda, para o desenvolvimento de tempestades severas. Outro importante resultado encontrado por Brooks (2013) relaciona a intensidade do cisalhamento vertical profundo com valores de velocidade vertical: mesmo que os valores de cisalhamento sejam inferiores a 10m/s, é possível haver disparo de convecção profunda com velocidades verticais máximas superiores a várias dezenas de m/s.

Estudos anteriores investigaram o papel do cisalhamento vertical do vento, porque este constitui um fator ambiental muito importante no controle do tipo de tempestade convectiva que irá se formar (WEISMAN; KLEMP, 1982). Se a corrente ascendente se inclinar devido ao cisalhamento vertical, a atividade convectiva poderá persistir por mais tempo, uma vez que, nestas condições, a precipitação não destruirá a corrente ascendente.

É importante acrescentar que, rigorosamente falando, os valores obtidos com o uso das equações (3) e (4) correspondem a variações verticais da velocidade horizontal e não a do cisalhamento vertical do vento, cuja unidade é  $s^{-1}$ . Entretanto, é comum na literatura estas duas grandezas serem tratadas como iguais, tanto que valores críticos de “cisalhamento” vertical são, na maioria das vezes, fornecidos em m/s, conforme discutido acima;

d) Taxa de Variação Vertical de Temperatura (TVVT): a TVVT foi calculada em duas camadas. Inicialmente, o cálculo foi feito considerando uma camada mais perto do solo, localizada entre os níveis 850hPa e 700hPa. Em seguida, o cálculo da TVVT foi efetuado considerando uma camada acima da anterior, ou seja, localizada entre os níveis 700hPa e 500hPa. Sendo assim, as TVVT foram calculadas utilizando as seguintes equações:

$$TVVT_{700-500} = \left. \frac{dT}{dz} \right|_{700-500} = \frac{T_{500} - T_{700}}{z_{500} - z_{700}} \quad [^{\circ}\text{C}/\text{km}] \quad (5)$$

$$TVVT_{850-700} = \left. \frac{dT}{dz} \right|_{850-700} = \frac{T_{700} - T_{850}}{z_{700} - z_{850}} \quad [^{\circ}\text{C}/\text{km}] \quad (6)$$

onde  $T_{850}$ ,  $T_{700}$  e  $T_{500}$  correspondem às temperaturas nos níveis de 850hPa, 700hPa e 500hPa, respectivamente, e onde  $z_{850}$ ,  $z_{700}$  e  $z_{500}$  correspondem às altitudes dos níveis de 850hPa, 700hPa e 500hPa, respectivamente, considerando atmosfera padrão.

Com o uso das equações (5) e (6), foram obtidas as TVVT do ambiente nas camadas localizadas nos níveis médios e baixos da atmosfera, respectivamente. Condições absolutamente instáveis são aquelas em que a TVVT do ambiente ( $\gamma$ ) apresenta valores menores que o valor da TVVT adiabática seca ( $\gamma_d = -9,8^{\circ}\text{C}/\text{km}$ ), enquanto que condições absolutamente estáveis se caracterizam por valores de TVVT do ambiente superiores a  $-5,5^{\circ}\text{C}/\text{km}$  ou  $-6,5^{\circ}\text{C}/\text{km}$ , valor da TVVT adiabática saturada ( $\gamma_s$ ), que depende da quantidade de vapor d'água no ar. Assim, rigorosamente, tem-se:

=> maior instabilidade à medida que  $\gamma$  se aproxima do valor de  $\gamma_d$ ;

=> maior estabilidade à medida que  $\gamma$  se aproxima do valor de  $\gamma_s$ .

Na literatura, no entanto, existem várias situações muito instáveis nas quais o valor de  $\gamma$  apresentou valores próximos ao de  $\gamma_s$ . Por exemplo, Craven e Brooks (2004) encontraram que  $\gamma$  da ordem de  $-7^{\circ}\text{C}/\text{km}$  em níveis médios, já foi suficiente para indicar situações com possibilidade de desenvolvimento de tempestades na região central dos EUA. Doswell (1987) também encontrou valores de  $\gamma$  de  $-7^{\circ}\text{C}/\text{km}$  em níveis médios em tempestades nos EUA e, na região onde houve convecção severa,  $\gamma$  atingiu valores entre  $-8,5^{\circ}\text{C}/\text{km}$  e  $-9^{\circ}\text{C}/\text{km}$ .

e) Índice SWEAT: outro parâmetro clássico na previsão de tempo severo é o índice SWEAT (*Severe Weather Threat*), formulado originalmente por MILLER (1972). É um índice adimensional e foi originalmente desenvolvido para o hemisfério norte e, por este motivo, sua definição precisa ser adaptada para o hemisfério sul. Nestas condições, sua definição é dada por (NASCIMENTO, 2005):

$$SWEAT = 20(TT - 49) + 12Td_{850} + 2V_{850} + V_{500} + 125(\sin|diffdir| + 0.2) \quad (7)$$

onde os termos  $TT$  e  $Td_{850}$  são os mesmos definidos anteriormente,  $V_{850}$  e  $V_{500}$  correspondem às velocidades do vento, em kt (nós), nos níveis 850hPa e 500hPa, respectivamente. O termo  $diffdir$  representa a diferença entre as direções do vento (em graus) nos níveis 500hPa e 850 hPa, ou seja,

$$diffdir = dirV_{500} - dirV_{850} \quad [\text{graus}] \quad (8)$$

Existem algumas restrições para o cálculo deste índice (NASCIMENTO, 2005). Se o valor de  $TT$  for menor que 49 e  $Td_{850}$  for menor que zero estes termos deverão ser igualados a zero. Para o hemisfério sul, o último termo da equação (7) deverá ser desprezado, se pelo menos uma das seguintes condições não for satisfeita:

- direção do vento em 850hPa deve estar entre 290° e 360° ou entre 0° e 50°;
- direção do vento em 500hPa deve estar entre 230° e 330°;
- $diffdir$  deve ser negativo, com a consideração importante de que, caso a direção do vento em 850hPa esteja entre 0° e 50°, deve-se somar 360 ao valor da direção em 850hPa antes de calcular  $diffdir$ ;
- tanto  $V_{850}$  quanto  $V_{500}$  devem ser de, pelo menos, 15kt (nós).

Valores de SWEAT acima de 300 são considerados indicativos de situações propícias a tempestades severas, enquanto que valores acima de 400 indicam maior probabilidade para ocorrência de eventos tornádicos (MILLER, 1972). Situações nas quais o índice SWEAT apresenta valores superiores a 250 também são típicas de condições convectivas (SILVA DIAS, 2000). Neste estudo, o valor 250 será adotado como valor de referência para este índice. O índice SWEAT combina informações sobre as estruturas termodinâmica e cinemática da atmosfera sendo, portanto muito útil para a previsão do potencial de desenvolvimento de tempestades severas, particularmente. A maioria dos trabalhos sobre tempestades severas e os valores dos índices encontrados na literatura se referem a tempestades observadas nas grandes planícies dos EUA.

f) Razão de mistura: neste estudo, foram analisadas as variações de razão de mistura à superfície e na camada compreendida entre 0-1,5km. Esta última foi

calculada considerando a diferença de razão de mistura entre os níveis 2m e 850hPa, da seguinte forma:

$$r_{1,5km-2m} = r_{850hPa} - r_{2m} \quad [g/kg] \quad (9)$$

onde  $r_{2m}$  e  $r_{850hPa}$  correspondem aos valores de razão de mistura obtidos a 2m de altura e no nível 850hPa (localizado a 1,5km de altura), respectivamente. A existência de umidade em baixos níveis constitui um ingrediente fundamental para o disparo de convecção na atmosfera (DOSWELL et al., 1996). Valores de referência de razão de mistura perto da superfície, quando da ocorrência de sistemas convectivos, geralmente oscilam em torno de 10g/kg. Maddox (1983) encontrou valores de razão de mistura à superfície entre 8g/kg e 12g/kg, quando da formação de CCM nas grandes planícies dos EUA.

Antes de seguir adiante, faz-se necessária uma ressalva a respeito dos valores críticos dos índices convectivos K, TT, CIS<sub>6km-10m</sub>, CIS<sub>1,5km-10m</sub> e SWEAT. Os respectivos valores de referência, citados anteriormente e que serão utilizados neste estudo, foram obtidos para tempestades que ocorreram nos EUA, ou seja, são tempestades que ocorreram em latitudes médias. Isto significa que estas tempestades se desenvolveram em uma atmosfera que é diferente do ambiente subtropical da região sudeste do Brasil, onde os sistemas em análise neste trabalho se desenvolveram. Mesmo assim, serão utilizados como referência devido à inexistência de tabelas com valores críticos adaptados às latitudes subtropicais no Brasil.

### 3.5 Evolução das Descargas Atmosféricas e Parâmetros Convectivos

Visto que os dados de descargas da RINDAT são detectados com melhor precisão na região Sudeste, somente os campos de saída do modelo WRF obtidos com a grade de 4km de resolução horizontal foram utilizados nesta parte do trabalho:

- a) inicialmente, os tempos de vida da LI e do CCM foram divididos em 4 períodos iguais, para fins de normalização. A tabela 7 mostra o estágio de desenvolvimento do sistema convectivo que se pretende analisar com esta abordagem;

Tabela 7 – Associação de cada quarto de tempo de vida dos sistemas convectivos às respectivas etapas de evolução.

|       | 1º período | 2º período                 | 3º período               | 4º período |
|-------|------------|----------------------------|--------------------------|------------|
| Fases | formação   | desenvolvimento<br>inicial | desenvolvimento<br>final | dissipação |

- b) em seguida, para cada um dos sistemas em estudo, foram obtidos os campos médios dos índices convectivos K, TT,  $CIS_{6km-10m}$  e  $CIS_{1,5km-10m}$ , relativos a cada quarto de tempo de vida. A tabela 8 mostra os horários inicial e final, bem como o respectivo dia, dos intervalos de cada quarto de tempo de vida da LI e do CCM;

Tabela 8 – Indicação das horas inicial e final de cada um dos 4 períodos em que os tempos de vida dos sistemas convectivos em estudo foram divididos.

| LINHA DE INSTABILIDADE            |                    |                   |
|-----------------------------------|--------------------|-------------------|
|                                   | hora inicial - dia | hora final – dia  |
| 1º período                        | 17:00UTC – dia 17  | 21:00UTC - dia 17 |
| 2º período                        | 22:00UTC – dia 17  | 2:00UTC - dia 18  |
| 3º período                        | 3:00UTC – dia 18   | 7:00UTC - dia 18  |
| 4º período                        | 8:00UTC – dia 18   | 12:00UTC - dia 18 |
| COMPLEXO CONVECTIVO DE MESOESCALA |                    |                   |
| 1º período                        | 19:00UTC – dia 18  | 22:00UTC - dia 18 |
| 2º período                        | 23:00UTC - dia 18  | 2:00UTC - dia 19  |
| 3º período                        | 3:00UTC – dia 19   | 6:00UTC - dia 19  |
| 4º período                        | 7:00UTC - dia 19   | 10:00UTC - dia 19 |

Entretanto, dado que a resolução temporal dos campos de saída do modelo WRF é horária, o último quarto de tempo de vida da LI termina às 12:00UTC, ao invés de 14:00UTC (ver tabela 4). Como neste período a LI encontra-se em processo de dissipação, optou-se por não considerar estas 2 horas nesta etapa;

- c) Finalmente, sobre os campos médios obtidos em cada período, foram plotadas todas as descargas detectadas nos respectivos quartos de tempo de vida da LI e do CCM.

### 3.6 Relevo de Minas Gerais

Tendo em vista que os sistemas convectivos a serem analisados na sequência de estudo ocorreram em Minas Gerais, é conveniente fazer uma descrição a respeito da topografia deste estado. A figura 16 mostra a topografia de MG, com destaque para algumas Serras. O estado de Minas Gerais está situado em um planalto, onde as altitudes variam de 100 a 1500m. Nas Serras da Mantiqueira, do Espinhaço, da Canastra e do Caparaó estão localizadas as maiores altitudes, nas quais há terrenos localizados acima de 1700 m. As serras apresentam declividades consideráveis e há forte influência orográfica nas diferentes condições climáticas (RIBEIRO, 1999).

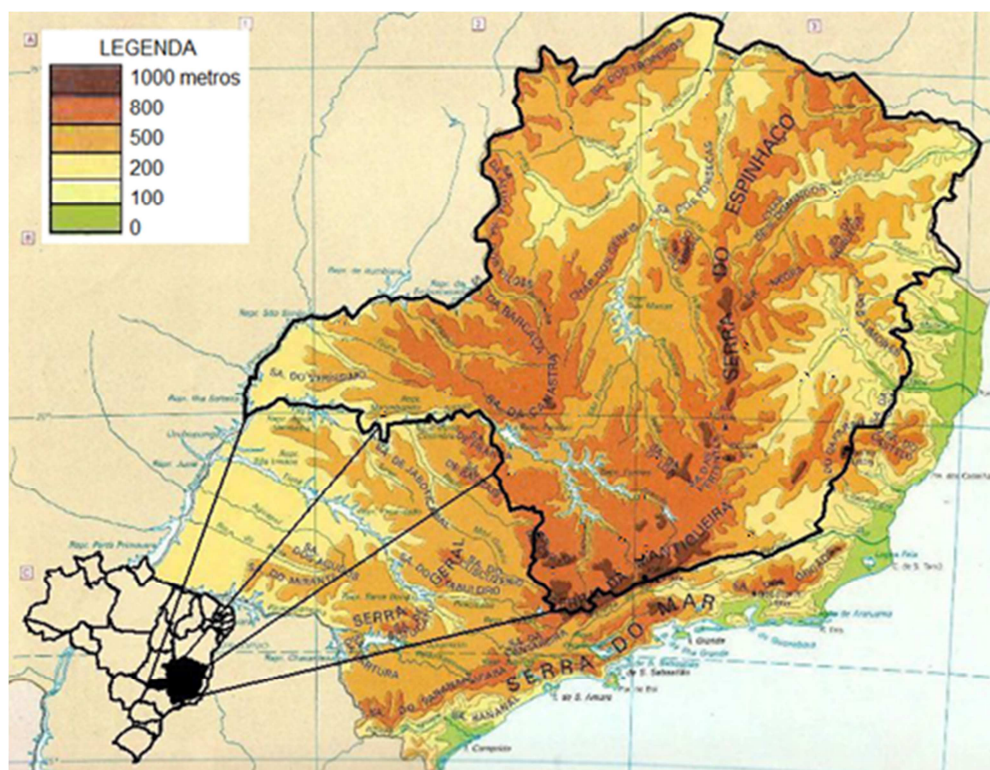


Figura 16 - Relevo do estado de Minas Gerais.

Fonte: SIMIELLI, 1991. (modificado)

## **Resultados e Discussões**

### **4.1 Sobreposição das Descargas Atmosféricas nas Imagens de Satélite**

Os dois sistemas em análise são mostrados nas sequências de imagens de satélite mostradas a seguir e nos horários constantes na tabela 4 (ver página 44, item Material e Métodos). A análise será realizada com a distinção dos períodos comentados no item 3.3, ou seja, desde 4 horas antes da formação da LI até a dissipação do CCM. Para fins de compatibilização entre os horários das imagens de satélite com os dos campos obtidos com o modelo WRF, estes foram escolhidos de maneira que o intervalo de 3 horas entre as imagens seja respeitado, dentro do possível, dado que existem horários em que as imagens podem não estar disponíveis.

#### **4.1.1 Período Pré-Formação**

Este período corresponde ao intervalo de tempo de 4 horas anteriores à formação da LI, ou seja, de 13:30UTC às 16:30UTC do dia 17/10/2007. Na figura 17a se observa pouca nebulosidade sobre a região do triângulo mineiro, onde o sistema linear iria se formar. Três horas mais tarde (Figura 17b, 16:15UTC), estas nuvens se desenvolveram, pois foram observadas nuvens com temperatura de topo de  $-30^{\circ}\text{C}$ . Segundo Machado et al. (1998) um sistema convectivo é identificado considerando temperatura de brilho na banda do infravermelho a partir de valores menores que 245K ( $-28^{\circ}\text{C}$ ), e em algum momento apresentar algum núcleo convectivo com valores menores que 218K ( $-55^{\circ}\text{C}$ ). A partir desses valores a convecção pode se tornar profunda, pois a parcela nos trópicos requer valores ainda menores que esse para atingir o nível de 700hPa. Nos horários seguintes, estas



nuvens iriam continuar em processo de desenvolvimento para formar a LI, entre as Serras da Canastra e da Mantiqueira.

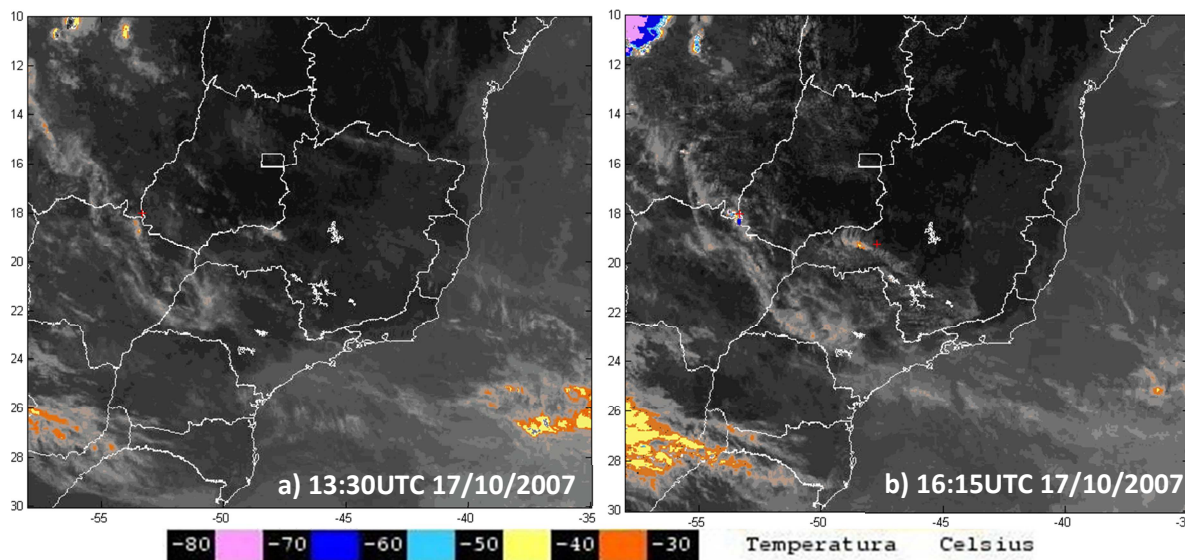


Figura 17 – Segmentos de imagens de satélite do período de pré-formação do sistema linear, no dia 17 de outubro de 2007.

#### 4.1.2 Linha de Instabilidade

A linha de instabilidade ocorreu entre 17:00UTC do dia 17 até 14:00UTC do dia 18 de outubro de 2007, aproximadamente, tendo se formado no estado de Minas Gerais, entre as Serras de Canastra e da Mantiqueira, e se deslocado para o estado do Rio de Janeiro, onde se dissipou, com tempo de vida de aproximadamente 21 horas. Aparece em destaque nas figuras 18 e 19, enquadrada pelo retângulo amarelo. Na figura 18a às 17:00UTC do dia 17, havia uma pequena nebulosidade na região de divisa entre os estados de SP e MG. Às 20:15UTC (figura 18b), já era possível observar o sistema linear se configurando, com várias células convectivas alinhadas desde o triângulo mineiro até o sul de MG, mas ainda apresentando lacunas entre estas áreas mais convectivas. Como discutido no item Revisão de Literatura, os primeiros núcleos convectivos ocorrem de maneira relativamente isolada, como células individuais, e ainda não é observada a estrutura linear da nebulosidade, como discutido por Doswell (2001). Porém, rapidamente existe a formação de elementos convectivos que preenchem os espaços vazios, ou elementos que se fundem, formando a linha. Neste caso o processo de formação foi denominado por Bluestein e Jain (1985) como “broken area”.

Às 23:00UTC do dia 17 (Figura 18c), estas células continuaram seu desenvolvimento, pois as áreas com nebulosidades profundas, onde já se observava temperatura de topo de nuvem menores que  $-60^{\circ}\text{C}$ , estavam maiores. Durante todo o tempo de vida deste sistema, não foram observadas outras formações convectivas intensas na sua vizinhança, pois não houve outros sistemas presentes nos estados de MG, SP, RJ e ES. Na figura 18d (2:00UTC do dia 18), a nebulosidade desta linha apresentou um aspecto “sólido”, na medida em que os espaços existentes anteriormente entre os núcleos mais intensos, estavam preenchidos. Também, observa-se uma pequena área convectiva a noroeste do sistema linear que, nos horários seguintes, foi incorporada ao sistema linear. Às 5:00UTC (Figura 18e), este sistema linear iniciou sua dissipação a partir do setor leste, pois os núcleos antes convectivos perderam a intensidade e passaram a apresentar temperatura de topo entre  $-30$  e  $-40^{\circ}\text{C}$ . Entretanto, ainda foi possível observar um núcleo no setor oeste, na divisa dos estados de MG e SP, com temperatura de topo das nuvens ainda bem negativa, com  $-60^{\circ}\text{C}$ . A figura 18f de 08:00UTC mostra o enfraquecimento e dissipação gradual desta LI, se deslocando para o oceano e não mais apresentando núcleos muito frios. As figuras 19a e 19b, às 11:00 e 14:00UTC, respectivamente, mostra a dissipação da LI, pois observa-se nuvens com temperatura de topo baixo, variando entre  $-30$  e  $-40^{\circ}\text{C}$ , com pequenas áreas com valor de  $-50^{\circ}\text{C}$ , indicando seu enfraquecimento. Observou-se que esta LI não apresentou região estratiforme na retaguarda, vanguarda ou paralelamente à linha de convecção mais intensa, em todo seu ciclo de vida.

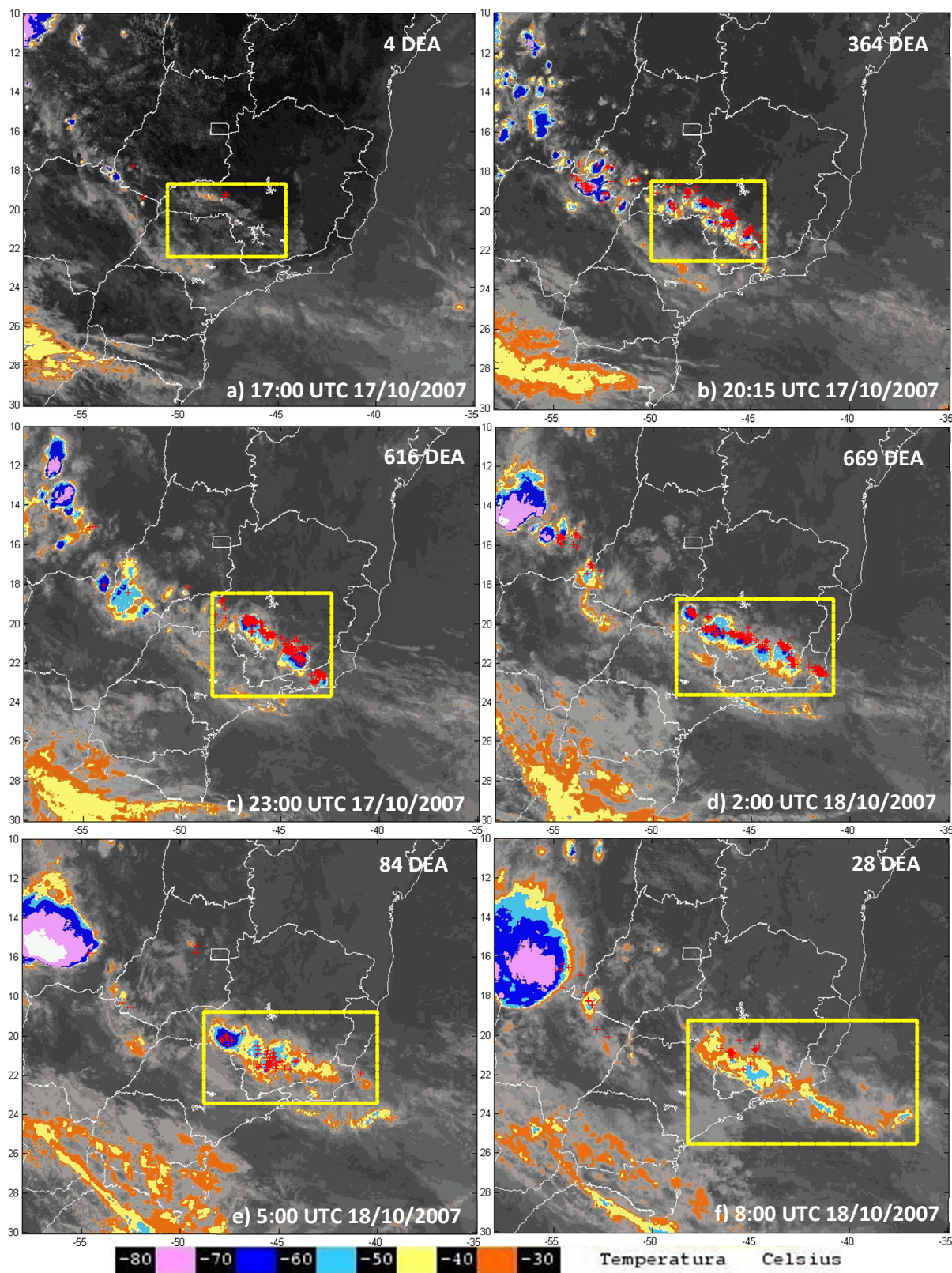


Figura 18 – Segmentos de imagens de satélite, com destaque ao sistema linear com a sobreposição do total de descargas atmosféricas detectadas em 30 minutos identificadas pelas cruzes vermelhas, relativamente ao horário de cada imagem.



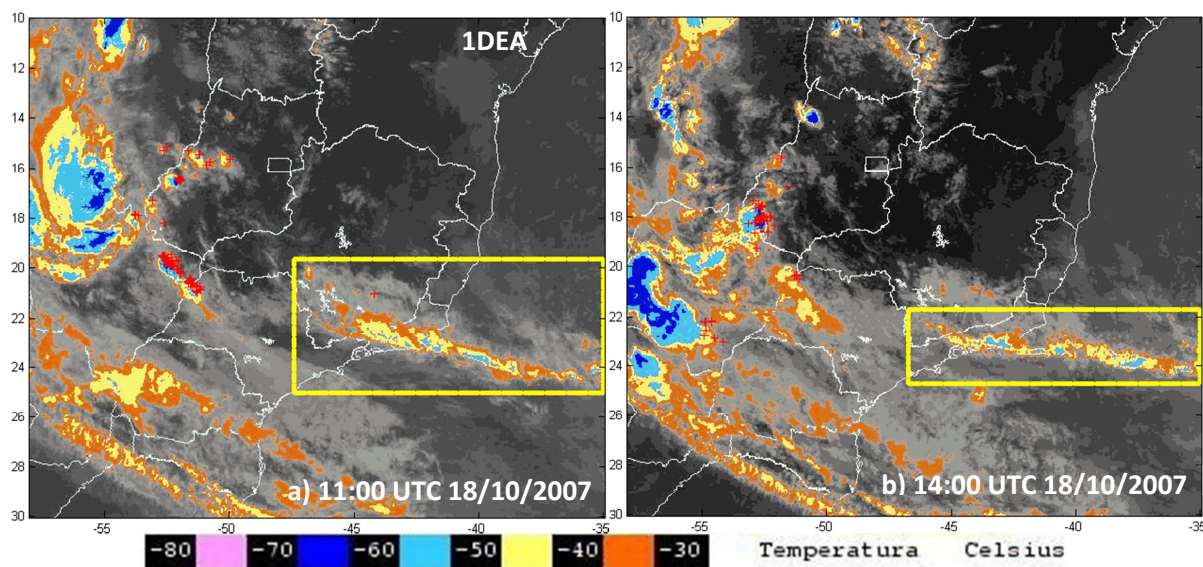


Figura 19 – Segmentos de imagens de satélite, com destaque ao sistema linear com a sobreposição do total de descargas atmosféricas detectadas em 30 minutos identificadas pelas cruzes vermelhas, relativamente ao horário de cada imagem.

Quanto às descargas elétricas atmosféricas geradas por este sistema linear, houve um crescente aumento das descargas desde as horas iniciais (Figura 18a, 17:00UTC e 4 descargas) com rápido aumento, pois 3 horas depois (Figura 18b) já foram 364 descargas detectadas em 30 minutos, e ocorreu novo salto para 616 descargas às 23:00UTC (Figura 18c). Nos horários mostrados, o máximo de geração de descargas foi observado em torno de 2:00UTC do dia 18 (Figura 18d), quando 669 descargas foram detectadas. A partir de então, houve diminuição progressiva na produção das descargas (na Figura 18e, 5:00UTC, com 84 descargas e Figura 18f, 8:00, com 28 descargas), até a dissipação do sistema linear (Figura 19a, somente 1 descarga detectada e Figura 19b nenhuma descarga).

A taxa de descargas atmosféricas e os valores mínimos de temperatura de brilho podem ser medidas da intensidade da convecção, pois podem indicar as áreas onde os processos convectivos são mais intensos e profundos dentro do sistema convectivo. Lima e Gomes (2009) analisaram as atividades elétricas de três sistemas convectivos ocorridos na região Sul do Brasil, com dados nuvem-solo fornecidos pelo Sistema Meteorológico do Paraná (SIMEPAR). Um dos objetivos daquele trabalho foi relacionar a quantidade de descargas atmosféricas detectadas com o ciclo de vida de cada sistema. Para a identificação dos núcleos com convecção profunda ativa, imersos dentro dos sistemas convectivos, as autoras utilizaram o valor de 220K (-53°C) como limiar de temperatura de brilho dos topos

das nuvens ( $T_b$ ). Observaram que as descargas ocorreram de forma mais concentrada sobre as regiões onde as temperaturas de topo foram iguais ou inferiores a 220K. No âmbito do presente estudo, a observação das figuras 18b, 18c, 18d e 18f, revela que nos locais onde as  $T_b$  atingiram valores de  $-60^{\circ}\text{C}$ , também houve maior concentração das descargas atmosféricas.

#### **4.1.3 Período de Transição**

O período de transição caracteriza o intervalo de tempo entre o término da LI até o início de acompanhamento do SCM que se transformaria no CCM. Por este motivo, todas as descargas atmosféricas detectadas durante 30 minutos, em torno do horário das imagens de satélite deste período, foram plotadas sem destacar qualquer sistema convectivo nas imagens dos horários escolhidos para avaliação (ver tabela 4).

O período de transição durou aproximadamente 3 horas, de 15:00UTC até 18:00UTC do dia 18/10/2007 (Figura 20). A partir das 15:00UTC do dia 18 (Figura 20a), alguns aglomerados convectivos se formaram nas regiões Centro-Oeste, Sudeste e Sul, o que ficou particularmente evidente algumas horas mais tarde (Figura 20b). Alguns se posicionaram de maneira alinhada, como se fossem uma Linha de Instabilidade (LI), desde o Sudoeste de Goiás, passando pelo Sudoeste de Minas Gerais até o sul deste estado. Esta configuração permaneceu assim durante aproximadamente 4 horas. Durante este tempo, os sistemas localizados nas extremidades desta linha começaram a dissipar, enquanto que um destes, destacado pelo retângulo na figura 21a, continuou em desenvolvimento e evoluiu de maneira isolada.

Particularmente, é interessante notar que o CCM, a ser discutido a seguir, originalmente foi um sistema convectivo que se desprende do aglomerado de nuvens que se encontrava em desenvolvimento, localizado desde o sul de Goiás, passando pelo oeste de Minas Gerais até o leste do estado de São Paulo.

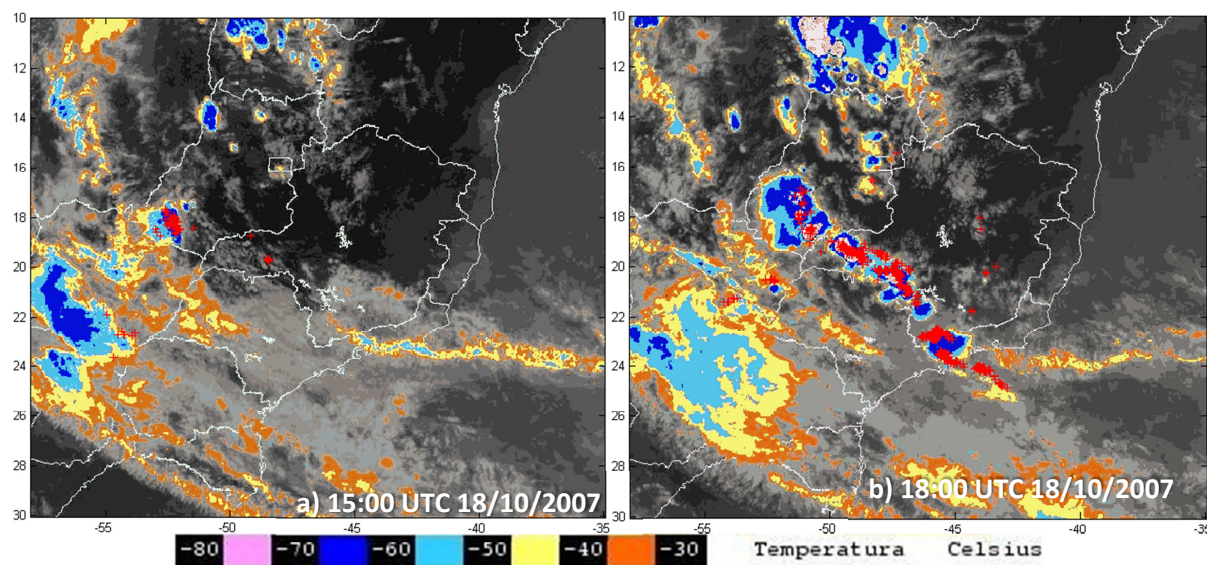


Figura 20 - Segmentos de imagens de satélite do período de transição do sistema linear para o sistema quase circular, com a sobreposição do total de descargas atmosféricas detectadas em 30 minutos identificadas pelas cruzes vermelhas, relativamente ao horário de cada imagem.

#### 4.1.4 Complexo Convectivo de Mesoescala

O único sistema do aglomerado de nuvens convectivas, comentado no subitem anterior, que continuou em desenvolvimento, passou por processos de fusão com outros sistemas menores e, progressivamente, passou a apresentar um formato circular. Ele foi observado entre 19:00UTC do dia 18 até 10:00UTC do dia 19 de outubro de 2007, com tempo de vida de aproximadamente 15 horas, e é apresentado na figura 21. Considerando os critérios de Maddox (1980), este sistema circular foi, de fato, um Complexo Convectivo de Mesoescala (CCM), cuja descrição de como foi feita a avaliação para este caso está exposta no Apêndice A.



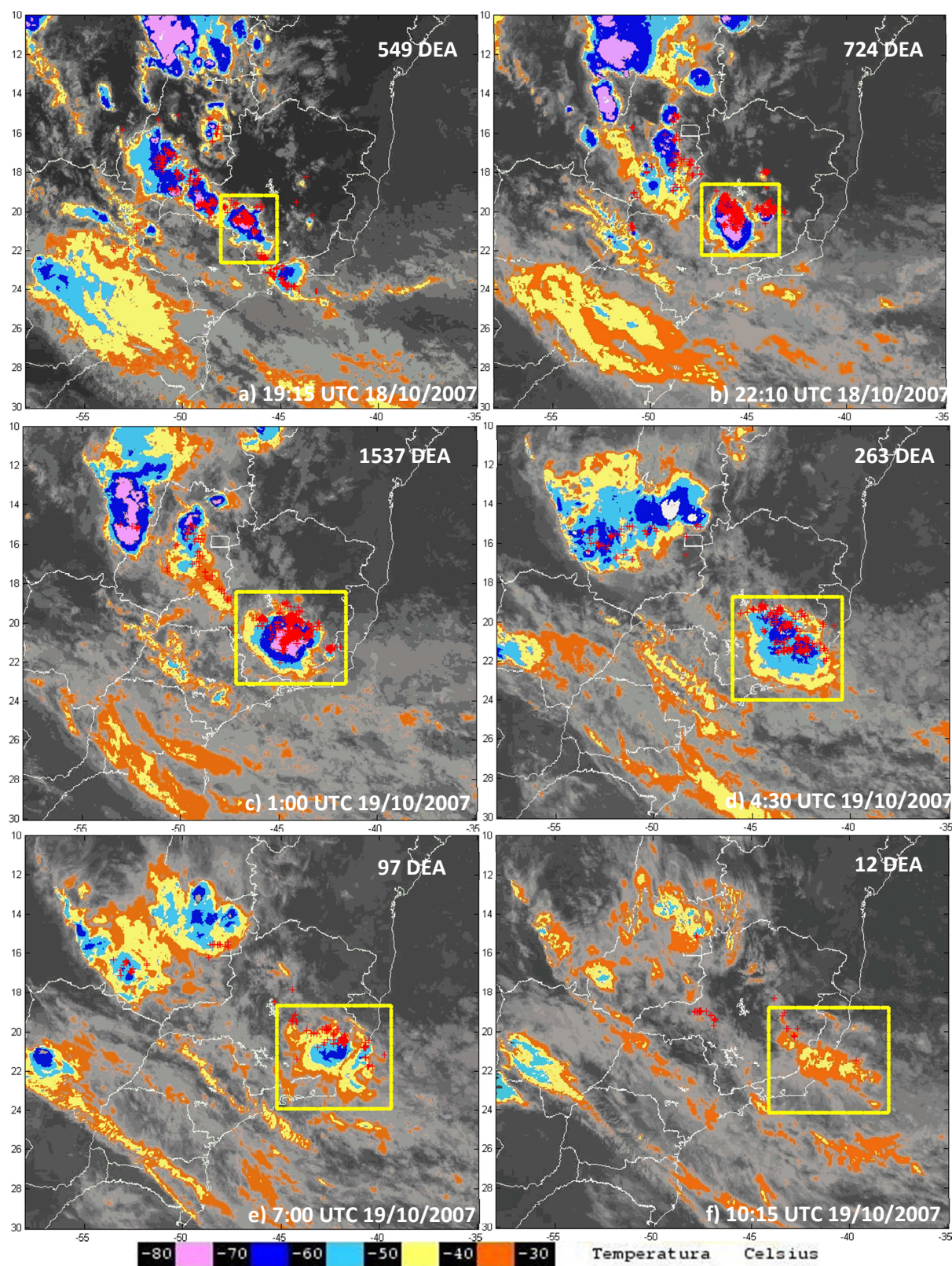


Figura 21 – Segmentos de imagens de satélite, com destaque ao CCM, com a sobreposição do total de descargas atmosféricas detectadas em 30 minutos identificadas pelas cruzes vermelhas, relativamente ao horário de cada imagem.

Na figura 21a das 19:15UTC no dia 18, o sistema começou a se destacar. A figura 21b mostra a fusão do sistema com uma área convectiva a nordeste do CCM, que nos horários seguintes se incorporou ao mesmo. Na figura 21c o sistema se mostrou bastante intenso, com temperatura de brilho do topo das nuvens da ordem de  $-70^{\circ}\text{C}$ , bem baixa, portanto, o que indica parcelas de ar sendo erguidas até altitudes perto da tropopausa. Na figura 21d às 4:30UTC do dia 19 o sistema ainda se mostrou bastante intenso, pois ainda apresentava grandes áreas com temperatura de brilho de  $-60^{\circ}\text{C}$ . Às 7:00UTC (Figura 21e) o CCM começou a entrar em dissipação, perdendo intensidade, com áreas menores com altos valores de temperatura de brilho e se deslocando para o leste. Às 10:15UTC (Figura 21f) o sistema está em fase final de enfraquecimento e dissipação, pois observou-se neste momento temperatura de brilho variando entre  $-30$  e  $-40^{\circ}\text{C}$ .

Pelo fato do acompanhamento deste sistema ter iniciado quando este se separou de um sistema maior, já provocava grande quantidade de descargas elétricas atmosféricas desde as primeiras imagens (Figura 21a com 549 descargas em 30 minutos). Com a evolução e do CCM o número de descargas se elevou progressivamente, com 724 descargas às 22:15UTC (Figura 21b), com o pico de descargas perto de 1:00UTC (Figura 21c) com 1537 descargas detectadas, a partir daí o CCM entrou em fase de dissipação, assim diminuindo o número de ocorrência de descargas (Figura 21d, 4:30UTC, com 263 descargas, Figura 22e, 7:00UTC, com 97 descargas detectadas e Figura 21f, 10:15, com apenas 12 descargas).

Como dito anteriormente, Lima e Gomes (2009) utilizaram um limiar de temperatura de brilho de 220K ( $-53^{\circ}\text{C}$ ) para identificar os núcleos com convecção profunda ativa, e observaram que as descargas ocorreram de forma mais concentrada sobre regiões onde as temperaturas de topo foram iguais ou inferiores a este limiar. Goodman e MacGorman (1986) estudaram CCM observados em Oklahoma (EUA) e observaram que o aumento das taxas de descargas ocorreu junto com o aumento da área de cobertura das nuvens com temperaturas de topo abaixo de 221K ( $-52^{\circ}\text{C}$ ). Para o CCM deste estudo, figuras 21a a 21e, observa-se o sistema com  $T_b$  de topo chegando a  $-70^{\circ}\text{C}$ , sendo que as descargas ficaram concentradas nas regiões com temperaturas de topo mais negativas do mesmo.



## **4.2 Condições Atmosféricas Associadas à Sequência em Estudo**

Neste item, serão analisadas as condições meteorológicas de grande escala e de mesoescala, conforme descrito no item Material e Métodos.

### **4.2.1 Análises de Grande Escala**

Para avaliar as condições meteorológicas de grande escala, serão analisados os campos listados na tabela 5. Cabe acrescentar que nas figuras relativas aos períodos de ocorrência da linha de instabilidade (subitem 4.2.1.2) e do complexo convectivo de mesoescala (subitem 4.2.1.4), as áreas retangulares de ocorrência dos respectivos sistemas estarão dispostas sobre as figuras (ver tabela 6 para visualizar as respectivas coordenadas geográficas).

#### **4.2.1.1 Período Pré-Formação**

De acordo com o Boletim Climanálise (2007), entre os dias 16 e 17 houve a passagem de um sistema frontal sobre a região sudeste, com centro de baixa pressão localizado no Oceano Atlântico. Ainda de acordo com este Boletim, no dia 17 este sistema influenciou somente as condições de tempo na cidade de Santos, localizada no litoral do estado São Paulo, com deslocamento posterior para o Oceano Atlântico Sul. Analisando os campos próximos à superfície, no horário de 13:00UTC do dia 17 (Figura 22a) é possível ver a confluência de ventos no Oceano Atlântico Sul, próximo da posição 27°S/39°W. Sobre o estado de Minas Gerais, onde a LI iria se desenvolver, o vento horizontal, de origem tropical, apresentava intensidades muito baixas, em torno de 5m/s e as temperaturas sobre o estado de MG variaram entre 24 e 28°C. Estes máximos valores foram observados entre as Serras da Canastra e da Mantiqueira, onde a LI iria se formar. No campo de razão de mistura, nota-se uma descontinuidade no gradiente de umidade, nas proximidades da divisa entre os estados de MG e SP, em uma faixa com largura da ordem de 100km, onde os valores variaram entre 10 e 14g/kg. Às 16:00UTC (Figura 22b) o padrão de vento foi semelhante, mas com diminuição na intensidade dos ventos, que passaram a ser de aproximadamente 2m/s entre as Serras da Canastra e da Mantiqueira. Os valores de temperatura aumentaram em cerca de 4 graus em

todo o estado. É interessante notar o “corredor” com valores máximos de temperatura, que se estendeu desde o norte do país, passou pelos estados do centro-oeste e pelos estados de MG e SP. Uma hora antes da formação da LI, a temperatura entre as Serras da Canastra e da Mantiqueira estava próxima a 32°C. No entanto, o gradiente horizontal de temperatura sobre MG foi muito fraco.

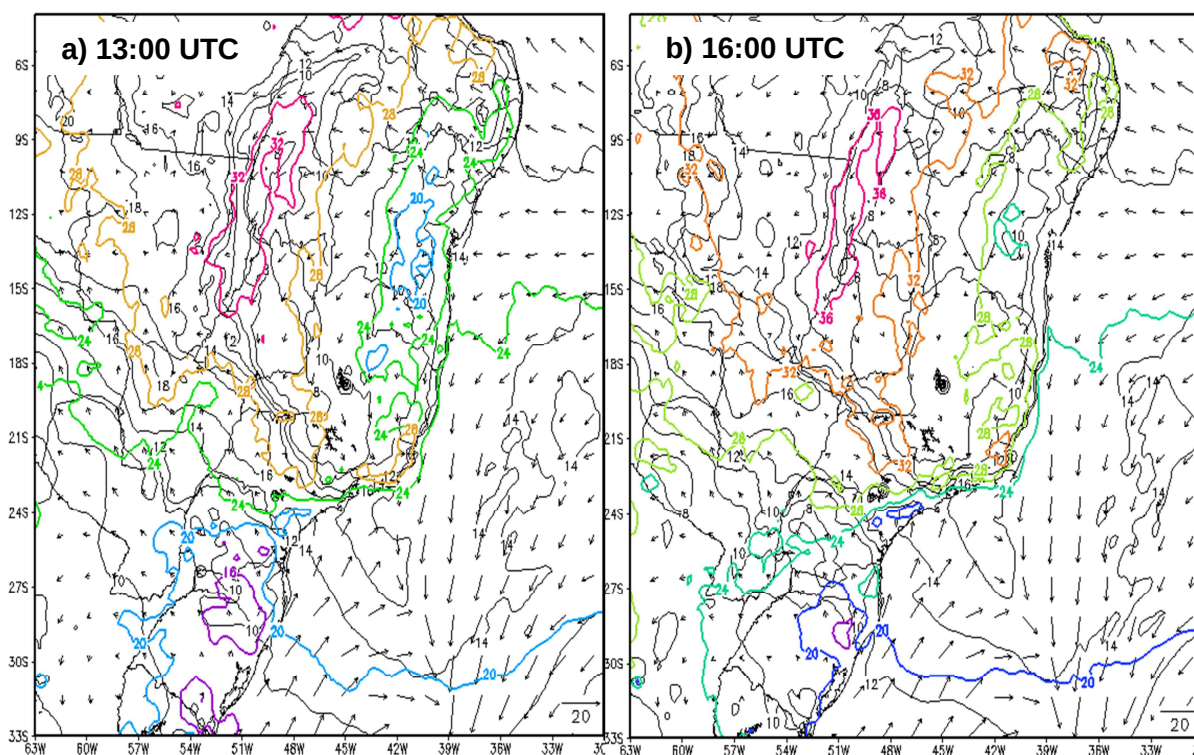


Figura 22 – Para o período de pré-formação, campos próximos à superfície: temperatura a 2m (linhas contínuas coloridas), razão de mistura a 2m (linhas contínuas pretas) e vetor vento horizontal a 10m, nos horários indicados nas figuras.

A figura 23 mostra os campos de temperatura, razão de mistura e ventos para o nível de 850hPa (aproximadamente 3km de altura, considerando atmosfera padrão). A primeira característica que se destaca é a extensão da região com valores contrastantes em umidade, que já estava presente próxima à superfície, mas que no nível de 850hPa apresenta uma extensão muito maior. Esta é perceptível desde o norte do Paraguai, passa pelo sul do MS, atravessa o PR e se estende até o Oceano Atlântico (Figura 23a). Esta região estreita com elevados gradientes de umidade foi perfeitamente visível no nível de 850hPa. Outra configuração que ficou mais explícita, neste nível, foi o “corredor” com elevadas temperaturas. Os estados de MG e SP apresentavam temperaturas entre 20°C e 22°C (Figura 23a) e entre 22°C e 24°C (Figura 23b) cercadas por regiões onde as temperaturas estavam inferiores. Aqui, há outro aspecto muito interessante: as temperaturas elevadas

neste “corredor” às 13:00UTC, ficaram cerca de 2 graus mais elevadas às 16:00UTC. Entretanto, as regiões vizinhas, com temperaturas mais baixas, não sofreram aumento proporcional de temperatura, pois apresentaram valores semelhantes de temperatura, nos dois horários. No Oceano Atlântico Sul, próximo do litoral do estado do RS, é possível observar o cavado associado ao sistema frontal que já se encontra afastado do continente.

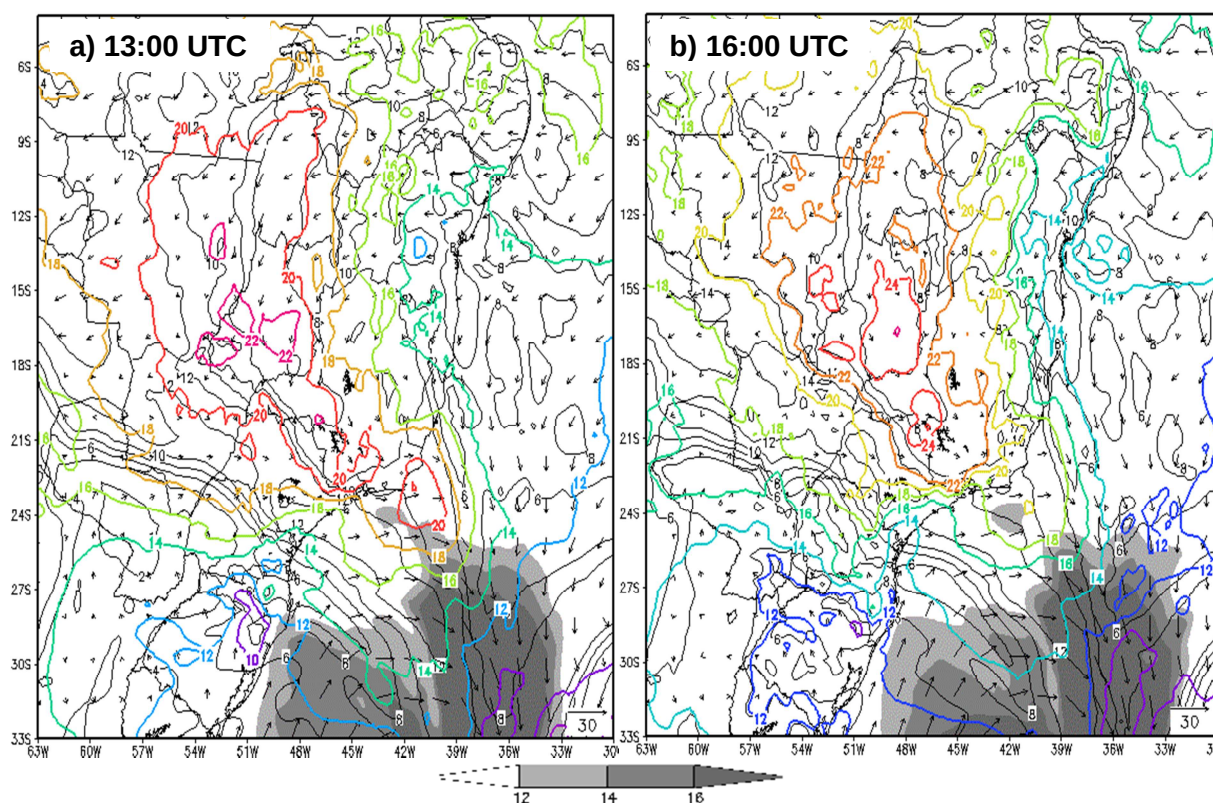


Figura 23 – Para o período de pré-formação, campos no nível 850hPa: temperatura (linhas contínuas coloridas), razão de mistura (linhas contínuas pretas), vetor vento horizontal e magnitude do vento em hachurado, nos horários indicados nas figuras.

No nível de 500hPa, uma característica marcante do período de pré-formação, e visível nos dois horários mostrados (Figuras 24a e 24b), foi a rotação dos ventos sobre o estado de MG. Em baixos níveis, foi visto que os ventos apresentaram um deslocamento de norte, enquanto que em níveis médios, observa-se um deslocamento de sul, com velocidades semelhantes em ambos os horários (note que, nas figuras, a escala de magnitude do vetor vento horizontal é diferente). Em latitudes extratropicais, os ventos (típicos) de oeste têm magnitudes maiores sobre o Oceano Atlântico Sul. Próximo da longitude 30°W e da latitude 24°S, em pleno Oceano, o escoamento sofreu uma bifurcação e parte girou no sentido anti-

horário, indo em direção às regiões tropicais. Quando este escoamento adentrou pelo continente, foi desacelerado e, novamente, parte girou no sentido anti-horário, indo em direção às latitudes mais elevadas, fechando a circulação. Esta circulação ocupou quase todo o território brasileiro, com centro sobre os estados das regiões centro-oeste e sudeste. Ainda, o ramo inferior desta circulação se une ao escoamento de oeste, próximo a 25°S. Neste nível, o ar estava bastante seco, como mostraram os valores de razão de mistura que, sobre todo o território brasileiro, não ultrapassaram 4g/kg.

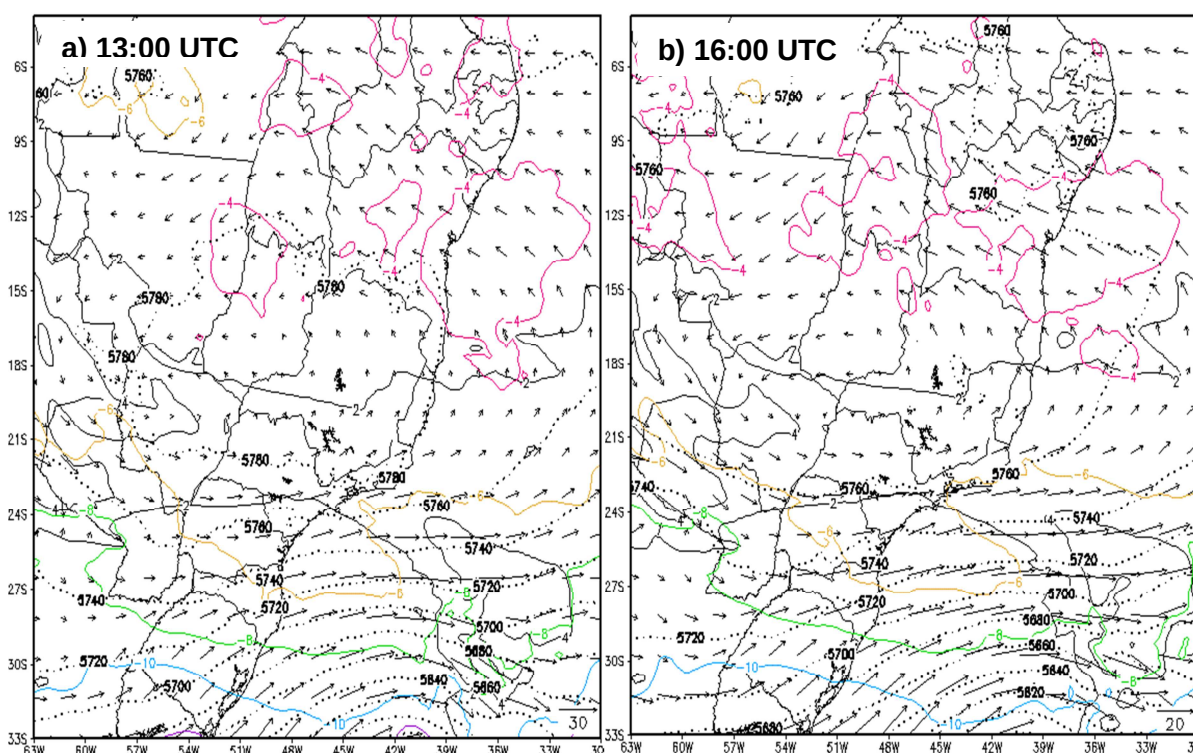


Figura 24 – Para o período de pré-formação, campos no nível 500hPa: temperatura (linhas contínuas coloridas), altura geopotencial (linhas pontilhadas), razão de mistura (linhas contínuas pretas) e vetor vento horizontal, nos horários indicados nas figuras.

Em altos níveis, e ainda anteriormente à formação da LI, o jato de altos níveis teve seu núcleo máximo de ventos centrado em 30°S/46°W, no Oceano Atlântico, com valores superiores a 60m/s. Por outro lado, sobre o estado de MG, os ventos não ultrapassaram 15m/s. Comparando com as intensidades dos ventos horizontais nos níveis baixos e médios, vistas anteriormente, vê-se que a atmosfera apresentava características barotrópicas na região sobre MG.



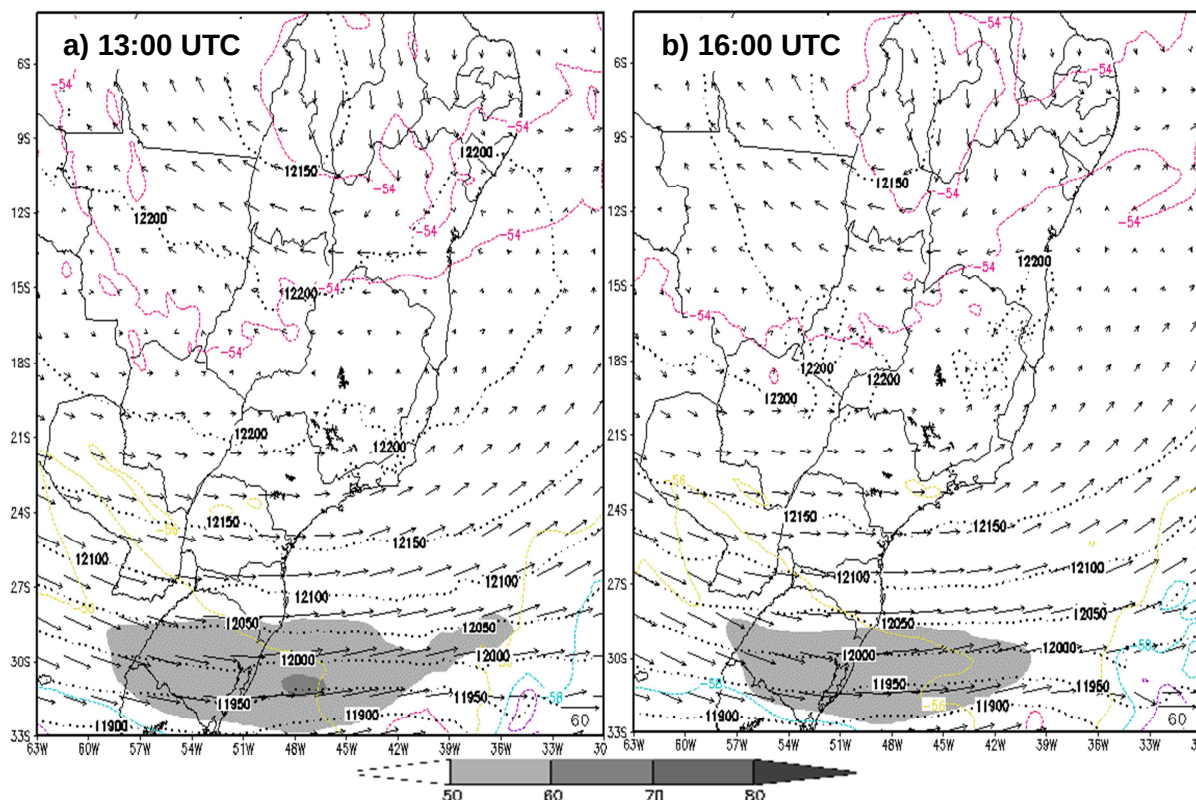


Figura 25 – Para o período de pré- formação, campos no nível 200hPa: temperatura (linhas coloridas), altura geopotencial (linhas pontilhadas), vetor vento horizontal e magnitude do vento em hachurado, nos horários indicados nas figuras.

#### 4.2.1.2 Linha de Instabilidade

Para facilitar a localização das áreas nas quais esta LI se formou e evoluiu (ver item 3.4.2 para detalhes), estas estarão delineadas em todas as figuras apresentadas neste subitem. Próximo à superfície e na formação da LI (Figura 26a), a temperatura na área em que este sistema se encontrava em desenvolvimento estava elevada, em torno de 32°C, e distribuída de maneira homogênea. Em contraste, nota-se a existência de uma variação importante nos valores de razão de mistura, entre 6g/kg e 12g/kg, indicando a existência de um forte gradiente de umidade no sentido NE-SW, com valores crescentes na direção SW. Esta configuração manteve-se ainda nas horas seguintes (Figura 26b). Nestes dois horários, ou seja, 17:00UTC e 20:00UTC de 17/10/2007, a formação da LI foi favorecida tanto pelo aquecimento diurno, que dava suporte termodinâmico para a formação e desenvolvimento, quanto pela existência de uma linha seca, que ajudou no disparo da atividade convectiva (OWEN, 1966; SUN; OGURA, 1979; LIU, 2012).

Se no início do desenvolvimento desta LI as forçantes foram predominantemente de origem termodinâmica, posteriormente houve uma mudança, na medida em que estas enfraqueceram e deram lugar a forçantes de origem cinemática. Isto é nítido nos campos de ventos. Nos horários iniciais, notam-se os ventos alísios (na região tropical) e um escoamento tangencial à costa brasileira, desde o sul da Bahia, passando pelos estados do ES e RJ. Este último é associado ao sistema de alta pressão semiestacionário, com centro no Oceano Atlântico, que permaneceu visível em todas as etapas desta sequência de estudo. Os ventos alísios passaram a adentrar no continente, de maneira mais efetiva, principalmente a partir de 23:00UTC (Figura 26c), quando ocorreu um desvio destes ventos tropicais em direção às regiões centro-oeste e sudeste do Brasil. A ação deste escoamento tropical, quente e úmido perto da superfície, parece ter sido mais eficiente no disparo da convecção observada no estado do MT do que no desenvolvimento da LI no estado de MG. Isto, porque o aglomerado formado no MT atingiu temperaturas de brilho de topo das nuvens inferiores a  $-80^{\circ}\text{C}$ , enquanto que aquelas observadas na LI não superaram  $-60^{\circ}\text{C}$  (ver Figuras 19a e 19b). Por outro lado, sua ação parece ter sido fundamental na continuidade da evolução da LI, pelo aporte de calor e umidade, pois localmente as forçantes termodinâmicas estavam enfraquecidas, conforme pode ser visto nas figuras 26c e 26d e figuras 27a e 27b. Onde a temperatura foi diminuindo gradativamente.

O deslocamento da LI em direção ao Oceano Atlântico, especialmente a partir de 8:00UTC (Figura 27b), também atuou no enfraquecimento da atividade convectiva associada à LI. Isto, porque o sistema gradativamente foi se deslocando sobre regiões oceânicas, onde os menores valores de temperatura da superfície do mar provocaram uma condição progressiva de estabilidade estática a partir dos baixos níveis. Este deslocamento progressivo pode ser visto na figura 27.

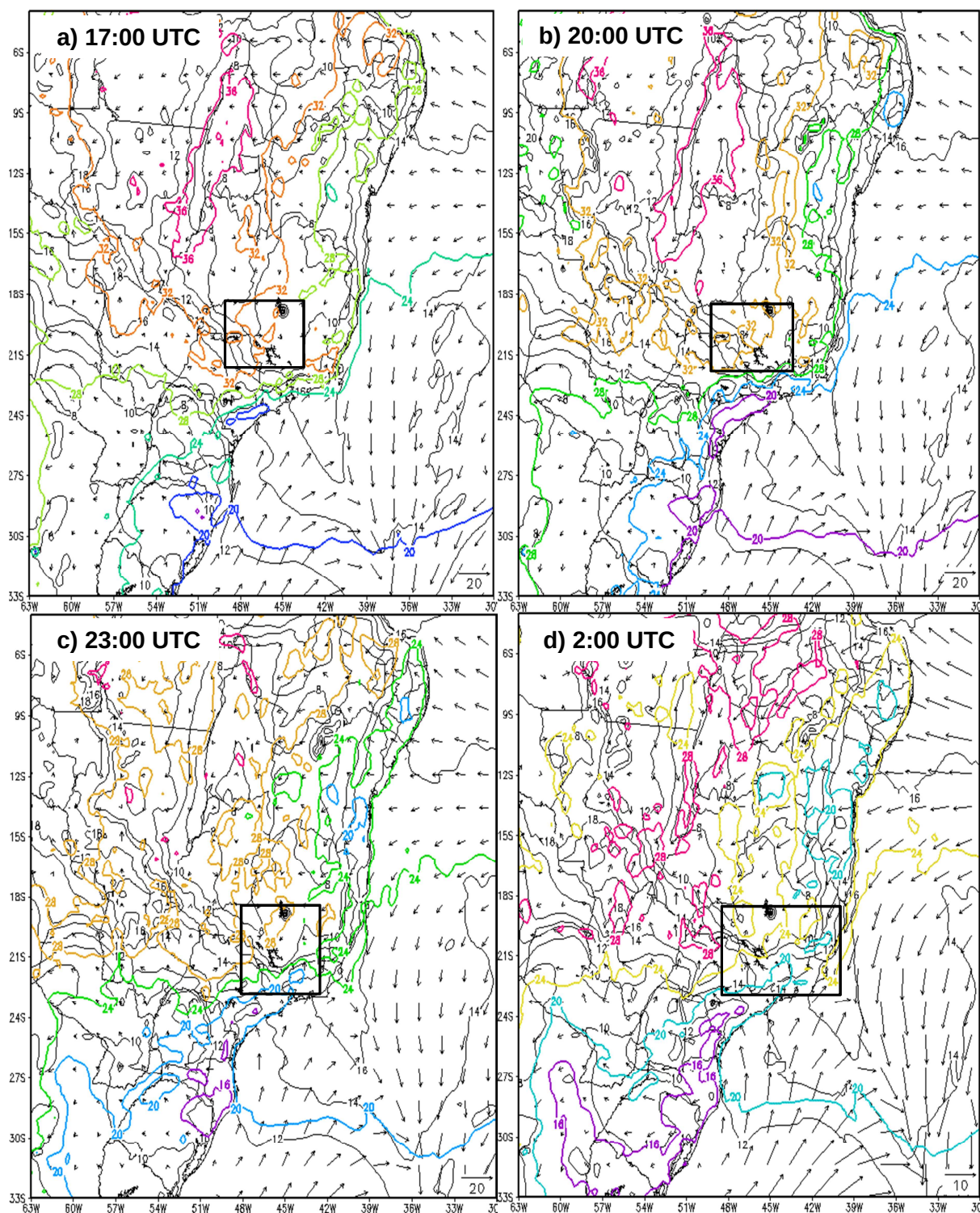


Figura 26 – Para o período de ocorrência da linha de instabilidade (LI), campos próximos à superfície: temperatura a 2m (linhas contínuas coloridas), razão de mistura a 2m (linhas contínuas pretas) e vetor vento horizontal a 10m, nos horários indicados nas figuras. Em cada horário, a LI está localizada dentro da área retangular inserida nas figuras, cujas coordenadas estão indicadas na tabela 6, respectivamente.



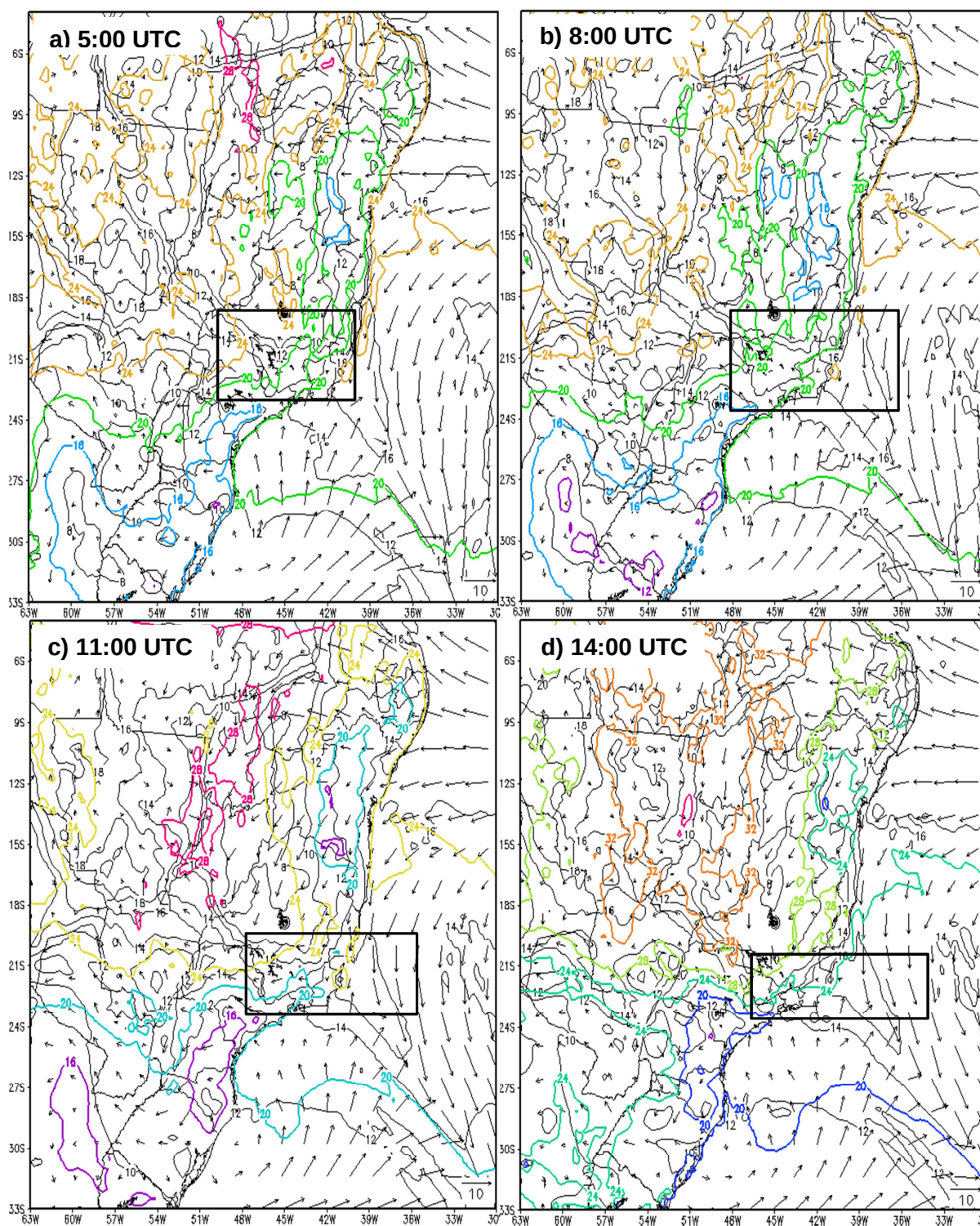


Figura 27 – Para o período de ocorrência da linha de instabilidade (LI), campos próximos à superfície temperatura a 2m (linhas contínuas coloridas), razão de mistura a 2m (linhas contínuas pretas) e vetor vento horizontal a 10m, nos horários indicados nas figuras. Em cada horário, a LI está localizada dentro da área retangular inserida nas figuras, cujas coordenadas estão indicadas na tabela 6, respectivamente.

No nível de 850hPa, observa-se que nas áreas retangulares de ocorrência da LI, existe não somente o gradiente de umidade, já perceptível à superfície (como visto anteriormente), mas também um gradiente de temperatura. Estes gradientes



são paralelos entre si, perpendiculares às Serras da Canastra e da Mantiqueira e aí concentrados, mas apontando em sentidos contrários. Na verdade, estes gradientes se estenderam desde o MT até o sul de MG, como mostra a figura 28. Entre 22:00UTC e 23:00UTC (Figura 28c), esta LI gerou a maior quantidade de descargas atmosféricas NS quando, justamente, nota-se a predominância de ar quente, com temperaturas de 24°C na maior parte da região de ocorrência da LI. O encontro deste ar quente com o ar frio localizado no litoral paulista e sul de MG, provocou um forte gradiente de temperatura (de aproximadamente 6°C/100km) na extremidade sul da área de ocorrência da LI. A presença deste ar frio pode ter servido como “trampolim” para a ascensão do ar, que ainda se perpetuou por mais algumas horas, tanto que a atividade elétrica gerada por esta LI diminuiu drasticamente somente a partir de 5:00UTC (Figura 29a), quando o ar frio adentrou na região onde a LI se encontrava. A partir de então, a LI entrou em dissipação. É interessante notar que, nestas horas finais de existência da LI, começou a se configurar um padrão de escoamento, originário das regiões tropicais, desta vez indo em direção à região sudeste do Brasil, como mostram as figuras 29b, 29c e 29d.

As características termodinâmicas e cinemáticas no nível de 500hPa, associadas à ocorrência da LI são apresentadas nas figuras 30 e 31. Neste nível, é perfeitamente identificável o motivo do deslocamento da LI em direção ao Oceano Atlântico: o vento horizontal. Lin (2007) afirma que a propagação de um sistema convectivo é devida, principalmente, ao vetor vento horizontal de níveis médios. Nas primeiras horas de formação e de desenvolvimento desta LI (Figuras 30a e 30b), os ventos horizontais dentro da região onde a LI ocorreu eram da ordem de 5m/s e em direções variadas. No entanto, a partir de 23:00UTC (Figuras 30c e 30d) o escoamento de oeste, típico das latitudes médias, avança gradativamente sobre a área de ocorrência da LI, trazendo junto as temperaturas mais negativas. Estes ventos de oeste, com o passar do tempo, adquiriram velocidades cada vez maiores, como mostra a figura 31. Disto, resultou um efetivo deslocamento da LI em direção ao Oceano Atlântico, comentado anteriormente.

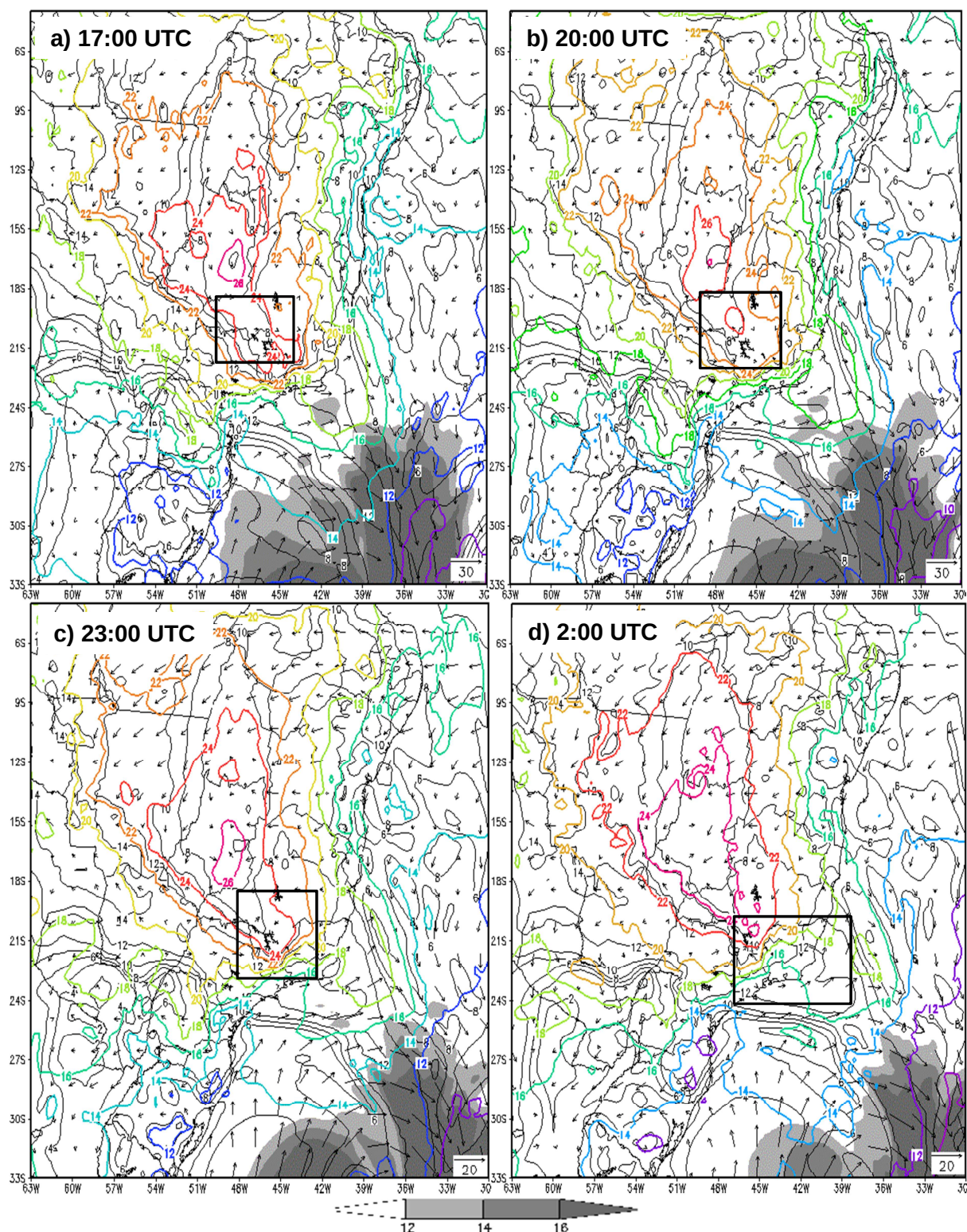


Figura 28 – Para o período de ocorrência da linha de instabilidade (LI), campos em 850hPa: temperatura (linhas contínuas coloridas), razão de mistura (linhas contínuas pretas), vetor vento horizontal e magnitude do vento em hachurado, nos horários indicados nas figuras. Em cada horário, a LI está localizada dentro da área retangular inserida nas figuras, cujas coordenadas estão indicadas na tabela 6, respectivamente.



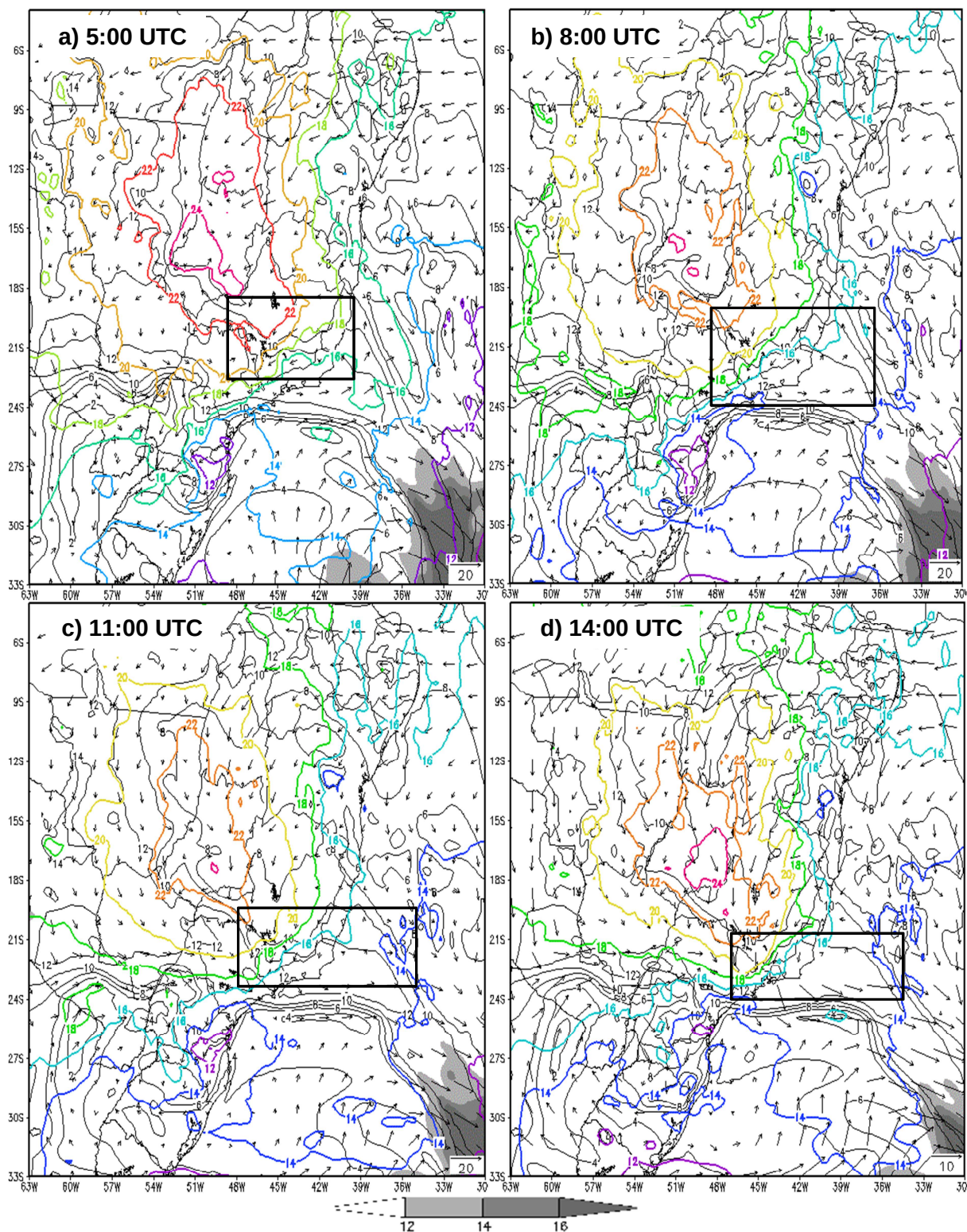


Figura 29 – Para o período de ocorrência da linha de instabilidade (LI), campos em 850hPa: temperatura (linhas contínuas coloridas), razão de mistura (linhas contínuas pretas), vetor vento horizontal e magnitude do vento em hachurado, nos horários indicados nas figuras. Em cada horário, a LI está localizada dentro da área retangular inserida nas figuras, cujas coordenadas estão indicadas na tabela 6, respectivamente.

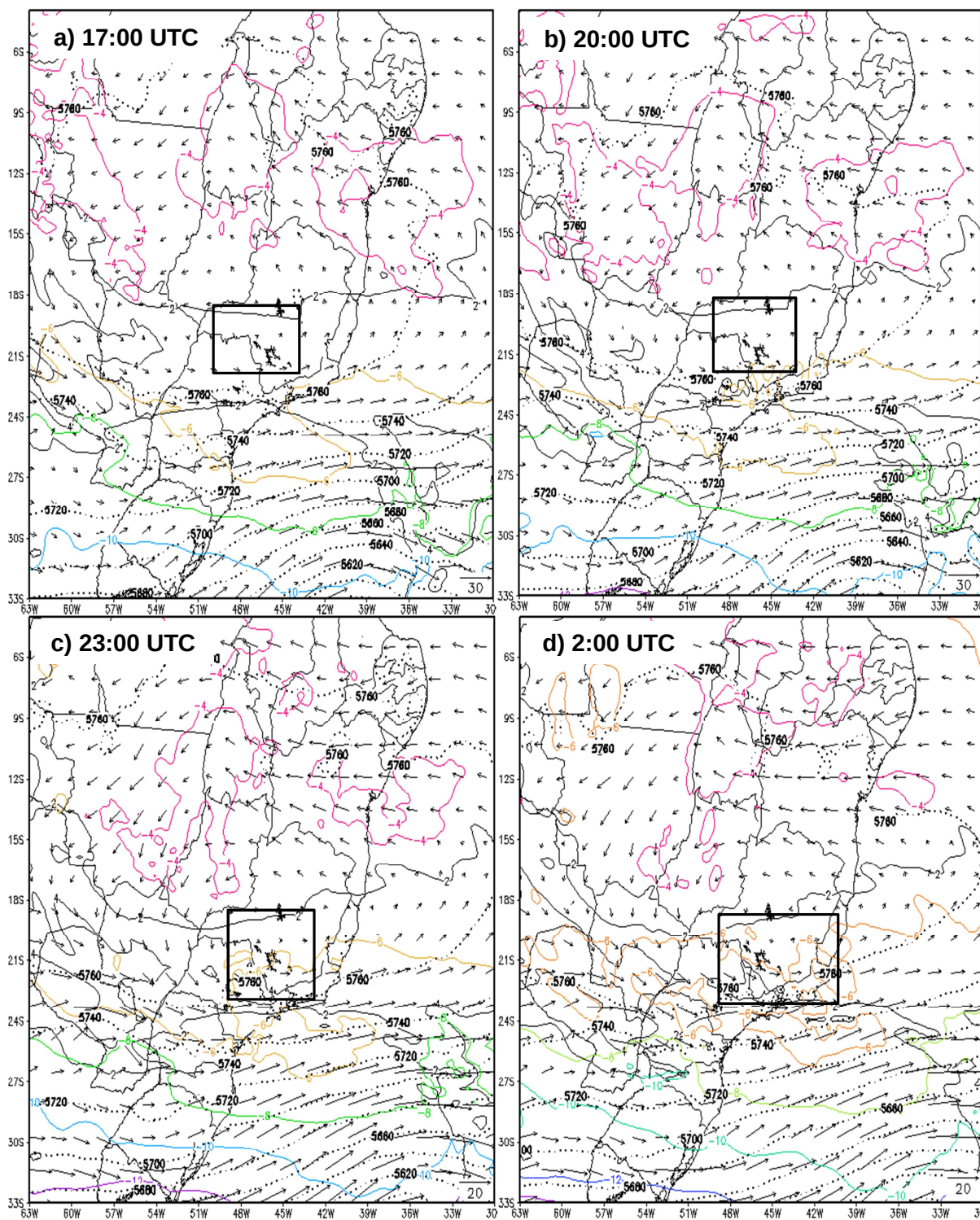


Figura 30 – Para o período de ocorrência da linha de instabilidade (LI), campos em 500hPa: temperatura (linhas contínuas coloridas), altura geopotencial (linhas pontilhadas), razão de mistura (linhas contínuas pretas) e vetor vento horizontal, nos horários indicados nas figuras. Em cada horário, a LI está localizada dentro da área retangular inserida nas figuras, cujas coordenadas estão indicadas na tabela 6, respectivamente.



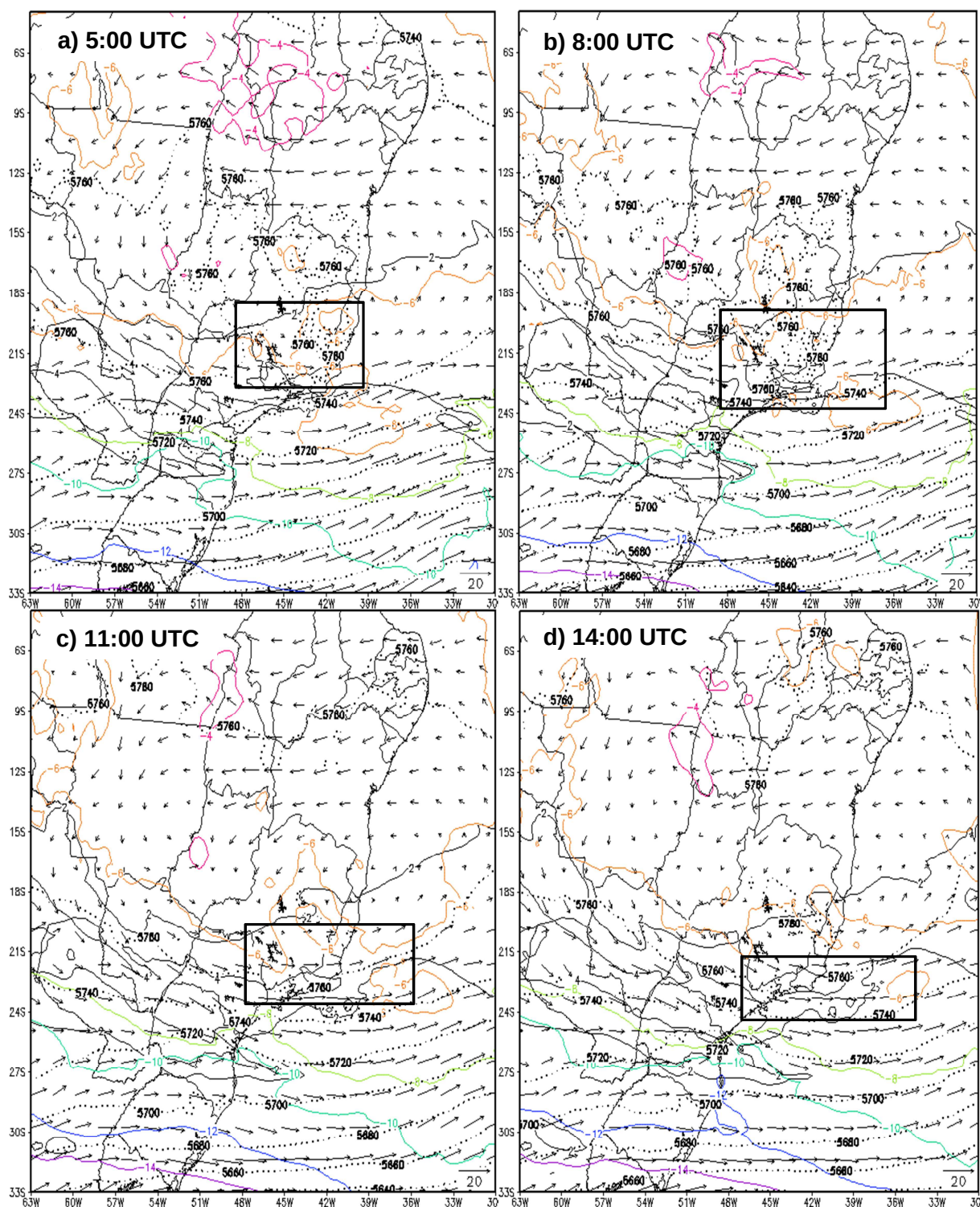


Figura 31 – Para o período de ocorrência da linha de instabilidade (LI), campos em 500hPa: temperatura (isolinhas contínuas coloridas), altura geopotencial (linhas pontilhadas), razão de mistura (linhas contínuas pretas) e vetor vento horizontal, nos horários indicados nas figuras. Em cada horário, a LI está localizada dentro da área retangular inserida nas figuras, cujas coordenadas estão indicadas na tabela 6, respectivamente.

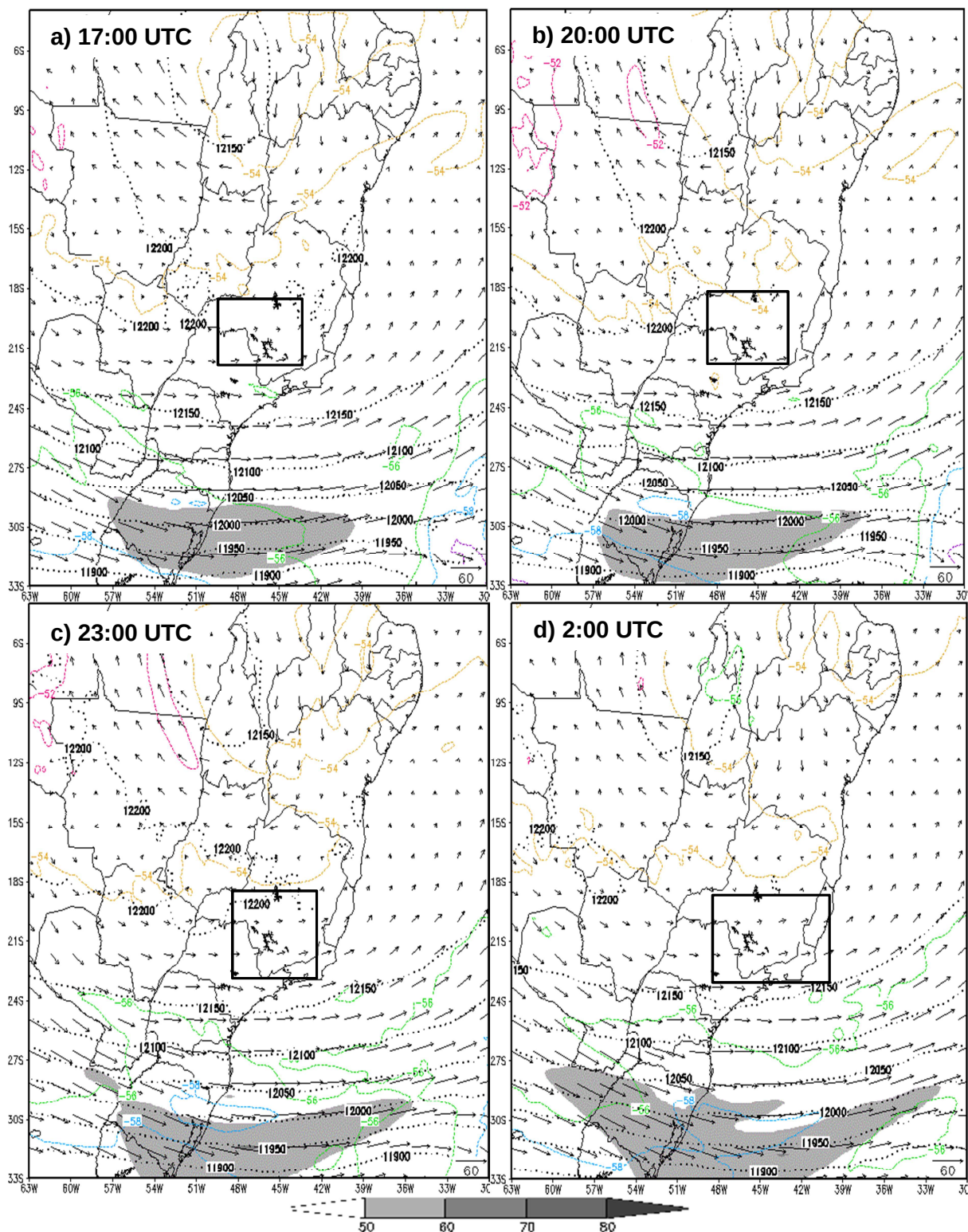


Figura 32 – Para o período de ocorrência da linha de instabilidade (LI), campos em 200hPa: temperatura (linhas coloridas), altura geopotencial (linhas pontilhadas), vetor vento horizontal e magnitude do vento em hachurado, nos horários indicados nas figuras. Em cada horário, a LI está localizada dentro da área retangular inserida nas figuras, cujas coordenadas estão indicadas na tabela 6, respectivamente.



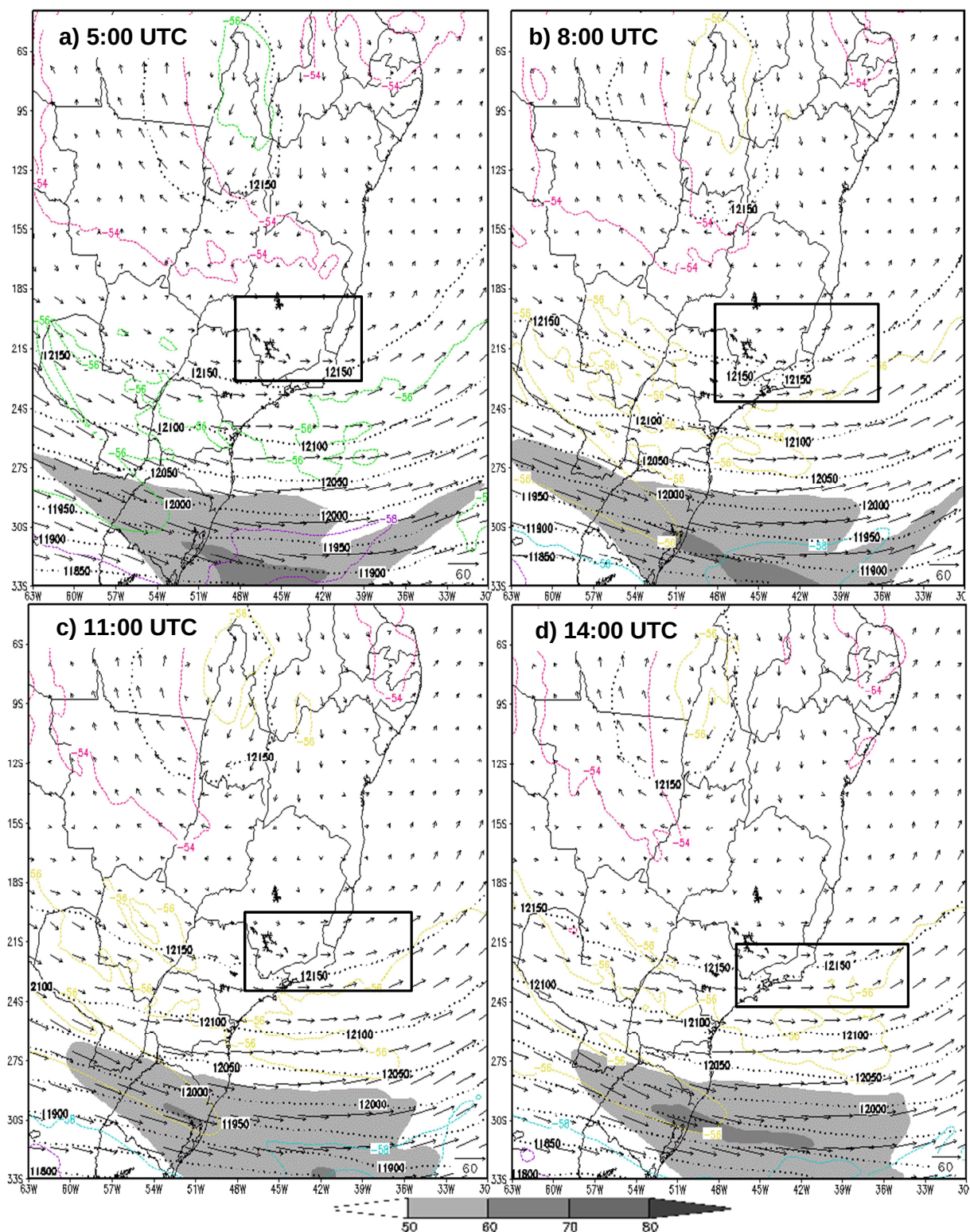


Figura 33 – Para o período de ocorrência da linha de instabilidade (LI), campos em 200hPa: temperatura (linhas coloridas), altura geopotencial (linhas pontilhadas), vetor vento horizontal e magnitude do vento em hachurado, nos horários indicados nas figuras. Em cada horário, a LI está localizada dentro da área retangular inserida nas figuras, cujas coordenadas estão indicadas na tabela 6, respectivamente.



A circulação encontrada no nível de 200hPa, na região onde a LI ocorreu, foi muito semelhante àquela vista no nível de 500hPa, somente com velocidades dos ventos bem maiores, como esperado. O núcleo do jato de altos níveis, localizado próximo de 30°S/45°W, superou 60m/s.

#### 4.2.1.3 Período de Transição

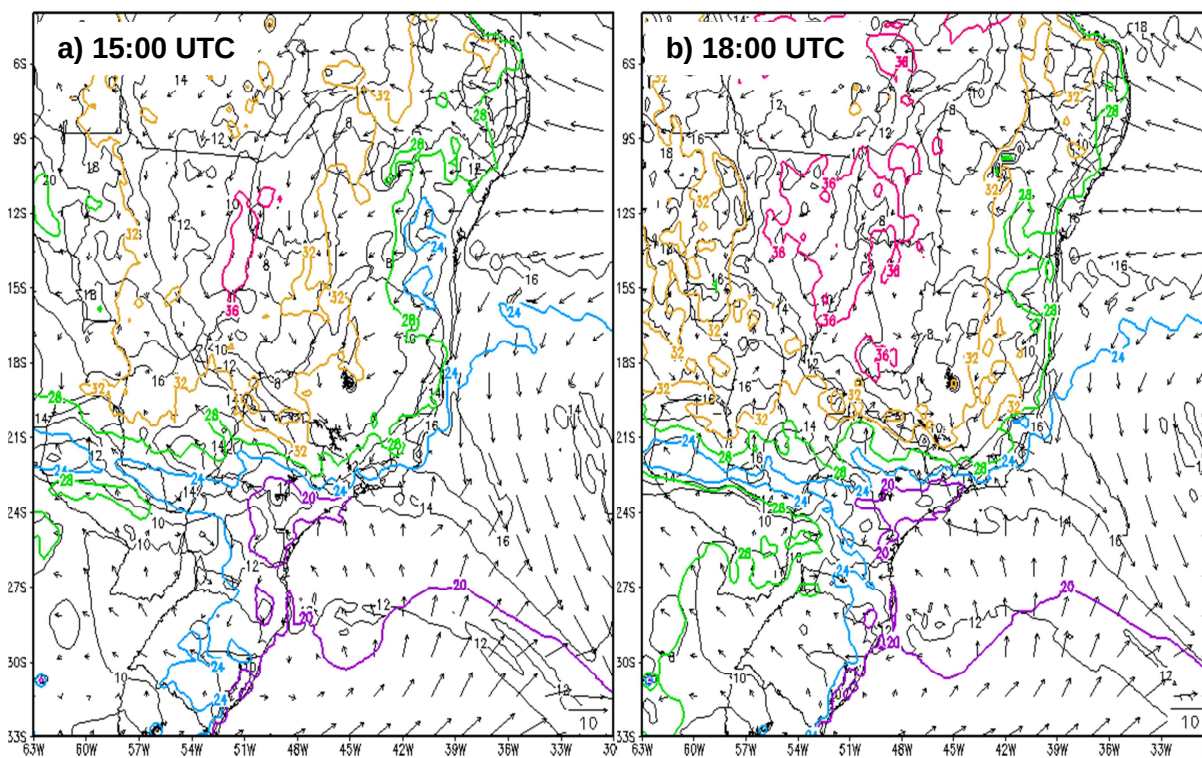


Figura 34 – Para o período de transição, campos próximos à superfície: temperatura a 2m (linhas contínuas coloridas), razão de mistura a 2m (linhas contínuas pretas) e vetor vento horizontal a 10m, nos horários indicados nas figuras.

O período de transição correspondeu ao intervalo de tempo compreendido entre a dissipação da LI e a formação do CCM. Contrariamente ao observado no período de pré-formação da LI, este período foi caracterizado por grande atividade convectiva na região sudeste. Particularmente, o escoamento proveniente da região tropical, observado na fase de dissipação da LI, é o causador da formação de aglomerados convectivos, presente desde os estados da região norte, passando pelo estado do MT até GO, como mostra a figura 34. Os valores de temperatura e de umidade à superfície estavam bastante elevados, com variações entre 32 e 28°C e entre 14 e 8g/kg, respectivamente (Figura 34a). Posteriormente, perto de 18:00UTC, já havia vários sistemas convectivos bem desenvolvidos nos estados de GO, MG e

RJ (ver Figura 20b), resultantes da ação combinada das forçantes termodinâmicas e cinemáticas.

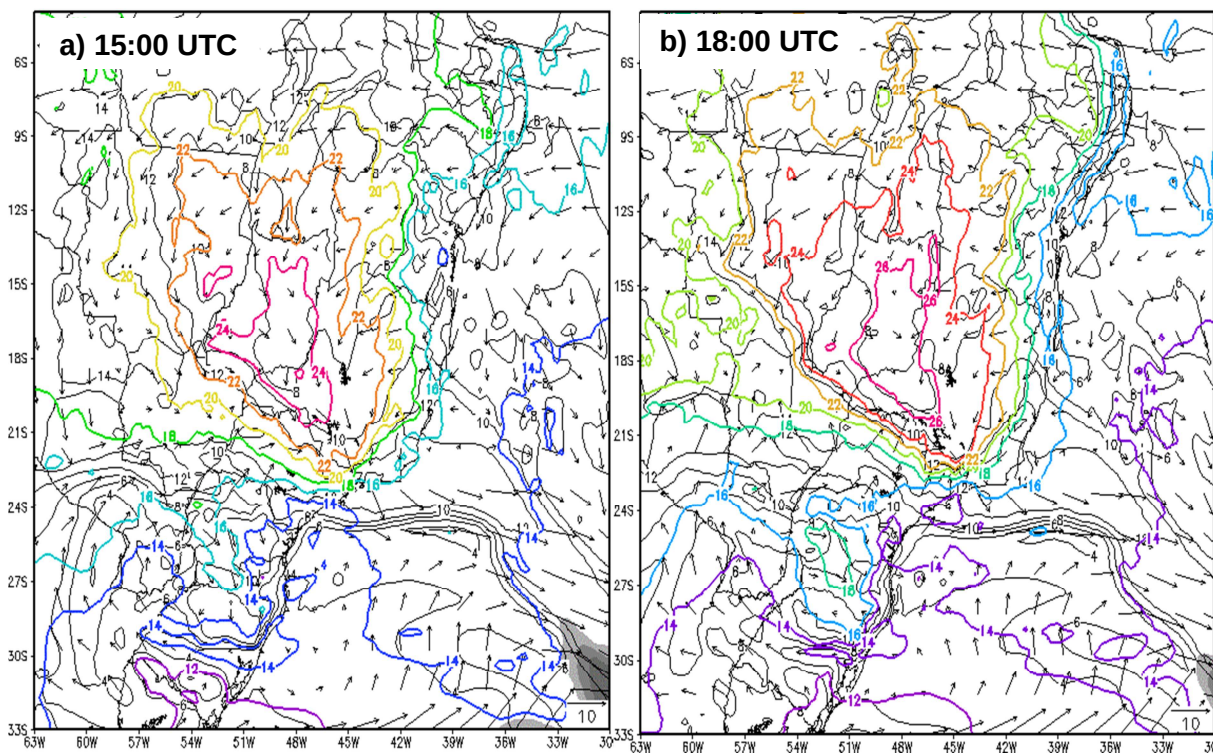


Figura 35 – Para o período de transição, campos no nível 850hPa: temperatura (linhas contínuas coloridas), razão de mistura (linhas contínuas pretas) e vetor vento horizontal, nos horários indicados nas figuras.

No nível de 850hPa (Figura 35), observa-se a formação de uma nova região com fortes contrastes nos valores de umidade, com disposição quase zonal sobre o Oceano Atlântico, nas proximidades do litoral paulista (Figura 35a). Na maior parte do Brasil, as elevadas temperaturas ocupam uma área maior e, nos estados de GO e MG, a temperatura do ar atinge 24°C, às 15:00UTC, chegando até 26°C, 3 horas depois (Figura 35b). Neste momento, observa-se sobre o estado de SP, perto da divisa com MG, a intensificação de gradiente de temperatura, na direção NW-SE, apontado na direção NE. Durante todo o período de transição, observa-se um escoamento de baixas latitudes passando por estados localizados no norte do país, atravessando estados do centro-oeste até atingir o estado de GO. As velocidades deste escoamento, neste período, são da ordem de 5m/s. É interessante notar uma confluência de ventos no leste de MG, provocada pelo escoamento de origem tropical que atinge a região sudeste pelo interior do continente, descrito anteriormente, com outro escoamento, também de origem tropical, mas que segue

outra trajetória até atingir a região sudeste. Este último escoia paralelamente ao litoral brasileiro até o sul da Bahia, aproximadamente, onde adentra no país e segue em direção a MG.

Em níveis médios (Figura 36), a característica principal do escoamento foi a circulação anti-horária observada, que se estendeu sobre todo o território brasileiro. As velocidades foram maiores nas regiões localizadas ao sul de 25°S de latitude, o que contrastou com os mínimos de velocidade observados nos estados localizados no cinturão entre as latitudes 20°S e 15°S, aproximadamente, englobando a maior parte do estado de MG. As velocidades no extremo sul de MG apresentaram valores bem superiores aos observados na região central. No extremo norte, as velocidades foram crescentes devido à vinculação com o ramo norte da circulação anti-horária observada sobre o país.

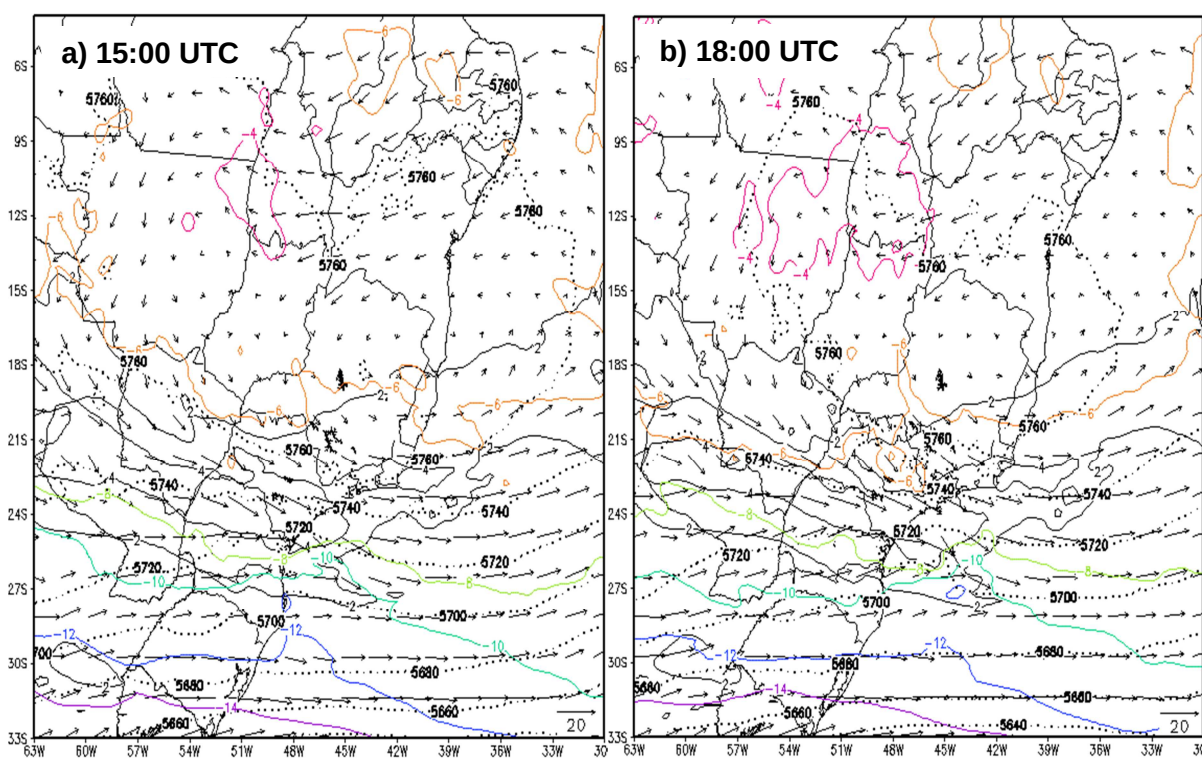


Figura 36 – Para o período de transição, campos no nível 500hPa: temperatura (linhas contínuas coloridas), altura geopotencial (linhas pontilhadas), razão de mistura (linhas contínuas pretas) e vetor vento horizontal, nos horários indicados nas figuras.

Em altos níveis (200hPa, Figura 37), as condições de grande escala foram muito semelhantes àsquelas observadas na fase de dissipação da LI. Uma diferença marcante do período de transição está relacionada ao jato de altos níveis, que apresentou valores superiores aos anteriormente vistos.



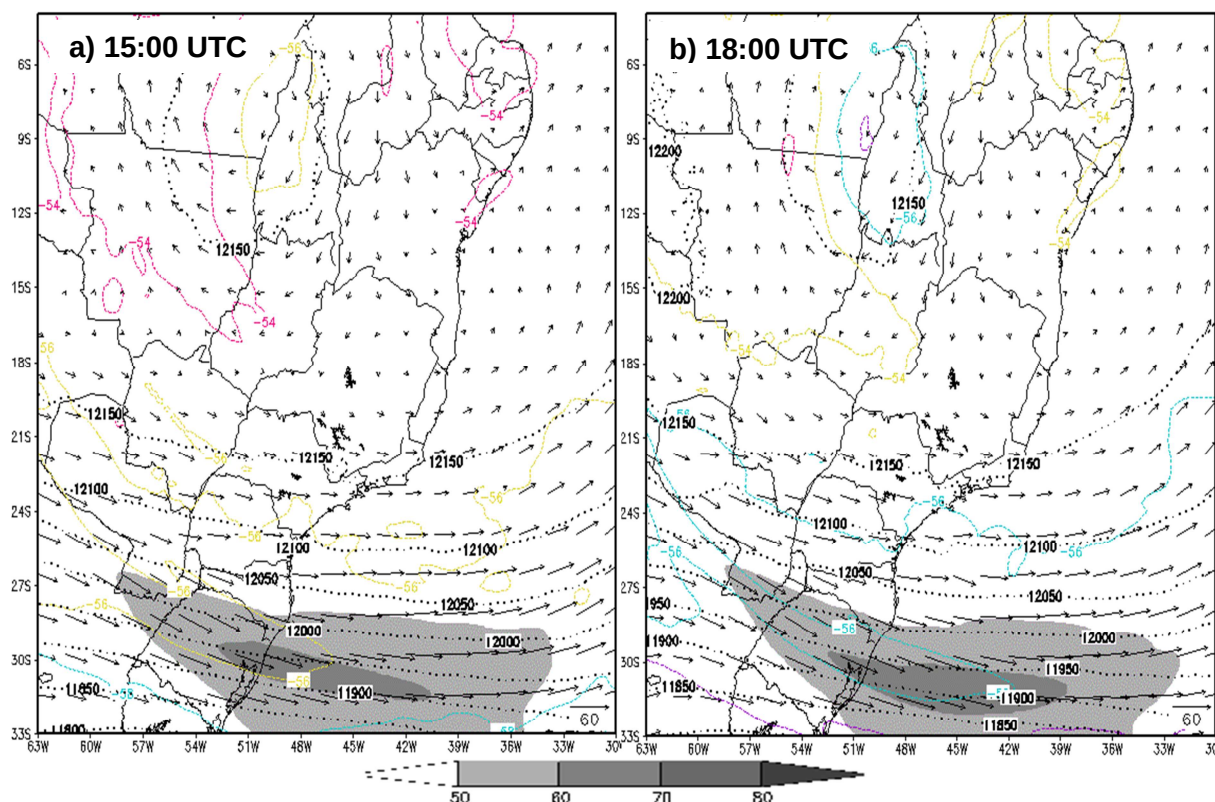


Figura 37 – Para o período de transição, campos no nível 200hPa: temperatura (linhas coloridas), altura geopotencial (linhas pontilhadas), vetor vento horizontal e magnitude do vento em hachurado, nos horários indicados nas figuras.

#### 4.2.1.4 Complexo Convectivo de Mesoescala

Neste subitem, analogamente ao feito quando das análises pertinentes ao período de ocorrência da LI, as áreas nas quais o CCM, da sequência de estudo deste trabalho, ocorreu estarão indicadas em todas as figuras.

Próximo à superfície e nos horários de formação do CCM, a região na qual este ocorreu foi caracterizada pela presença de um gradiente de temperatura, orientado na direção NW-SE (Figuras 38a e 38b), analogamente ao observado quando da formação da LI. Os valores máximos de temperatura observados no país foram de 36°C (Figura 38a), mas na região onde o CCM iria se formar, estes foram de, no máximo, 32°C, assim apresentando um suporte termodinâmico para o desenvolvimento do sistema, com valores de razão de mistura de aproximadamente 10g/kg. Nesta fase inicial de formação do CCM, observa-se a confluência de três escoamentos que atingiram os estados de GO e MG: dois escoamentos de origem tropical mas com trajetórias diferentes (discutidos anteriormente, pois já estavam presentes no período de transição) e um escoamento de origem extratropical. A ação combinada destes 3 escoamentos resultou em uma intensa atividade

convectiva, principalmente entre 21:00UTC (dia 18) e 2:00UTC (dia 19), quando este sistema convectivo provocou muitas descargas atmosféricas, sobretudo entre 00:00 e 1:00UTC (Figura 38c). Três horas depois (Figura 38d), a área na qual o CCM ocorreu aumentou de tamanho, indicando a existência de movimentos descendentes, e a quantidade de descargas diminuiu em até 3 vezes. Posteriormente, o CCM se deslocou em direção ao Oceano Atlântico, onde veio a se dissipar (Figura 39). É interessante notar que, durante todo o tempo de vida do CCM, não houve falta de umidade nem de calor em superfície. Os valores de razão de mistura, em todos os horários mostrados, estavam elevados (com valores máximos de 16g/kg), assim como os de temperatura que não foram inferiores a 20°C, mesmo em horário noturno. O ambiente estava favorável ao desenvolvimento de atividade convectiva e, de fato, até 7:00UTC havia aglomerados convectivos sobre os estados de GO e MT (ver Figura 21). O principal motivo do término da formação continuada dos sistemas convectivos observados foi a desconfiguração da confluência dos 3 escoamentos citados anteriormente, conforme mostrado na figura 39. O escoamento de latitudes médias não se propagou em direção à região sudeste e o escoamento tropical de trajetória continental também teve sua direção alterada, não atingindo mais a região Sudeste.

A combinação dos escoamentos de origem tropical com o escoamento de latitudes médias, observados em superfície, aparecem nitidamente nos campos de vento no nível de 850hPa. Além disto, também é possível perceber as regiões onde gradientes de temperatura e de umidade estão presentes, inclusive com mais nitidez, como mostram as figuras 40 e 41. Durante todo o tempo de vida do CCM, foi visualizada uma região de forte contraste de umidade, localizado perto da latitude de 24°S e com extensão de aproximadamente 10 graus (entre as longitudes 46°W e 36°W). Esta faixa, externa à área onde o CCM ocorreu, ficou praticamente estacionária nesta posição durante todo o período de análise do CCM que, contrariamente, foi se aproximando da mesma com o passar do tempo. Por outro lado, dentro da área onde o CCM ocorreu, também ocorreram regiões com variações de umidade e de temperatura, principalmente próximo à sua formação (Figuras 40a e 40b).

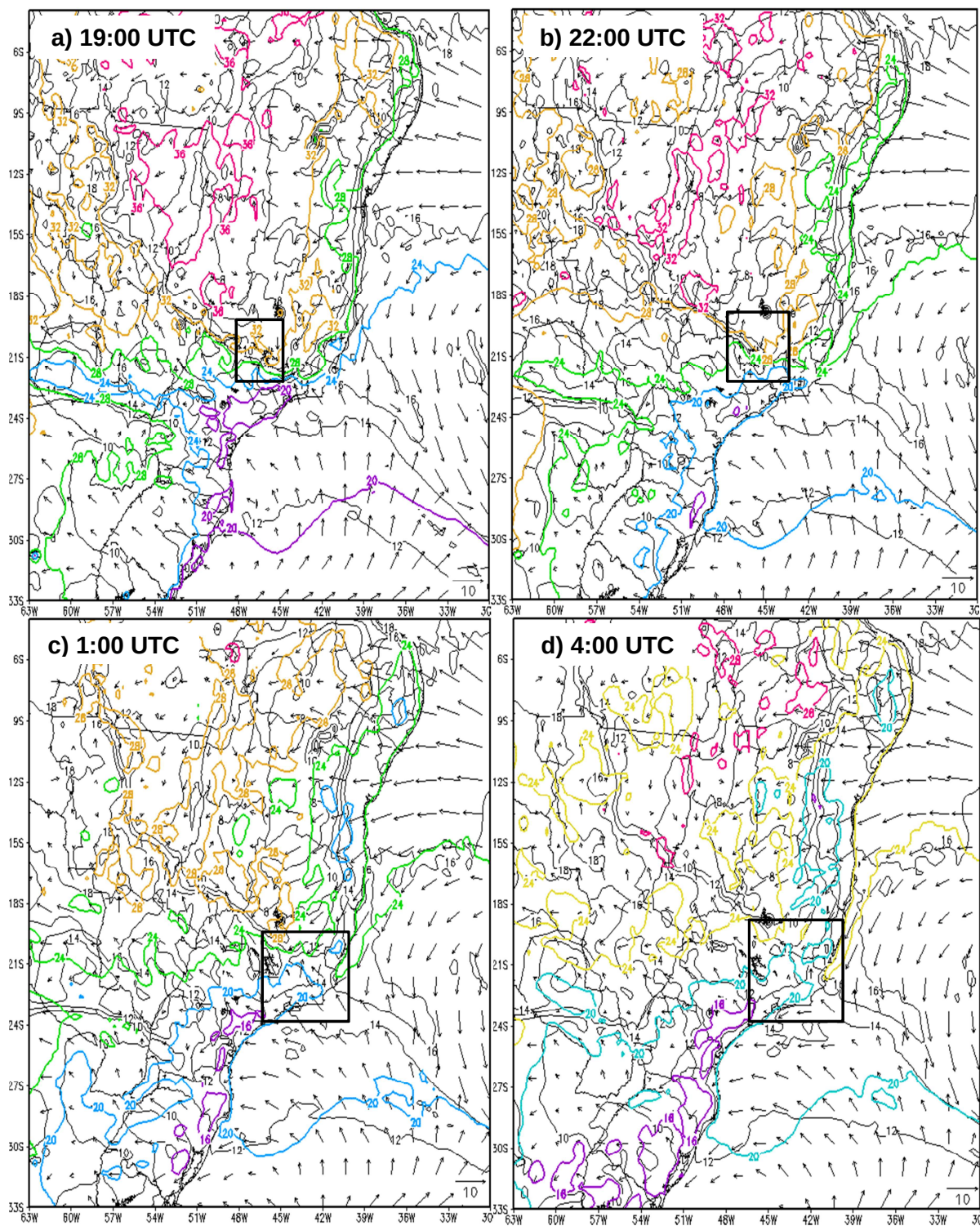


Figura 38 – Para o período de ocorrência do complexo convectivo de mesoescala (CCM), campos próximos à superfície: temperatura a 2m (linhas contínuas coloridas), razão de mistura a 2m (linhas contínuas pretas) e vetor vento horizontal a 10m, nos horários indicados nas figuras. Em cada horário, o CCM está localizado dentro da área retangular inserida nas figuras, cujas coordenadas estão indicadas na tabela 6, respectivamente.



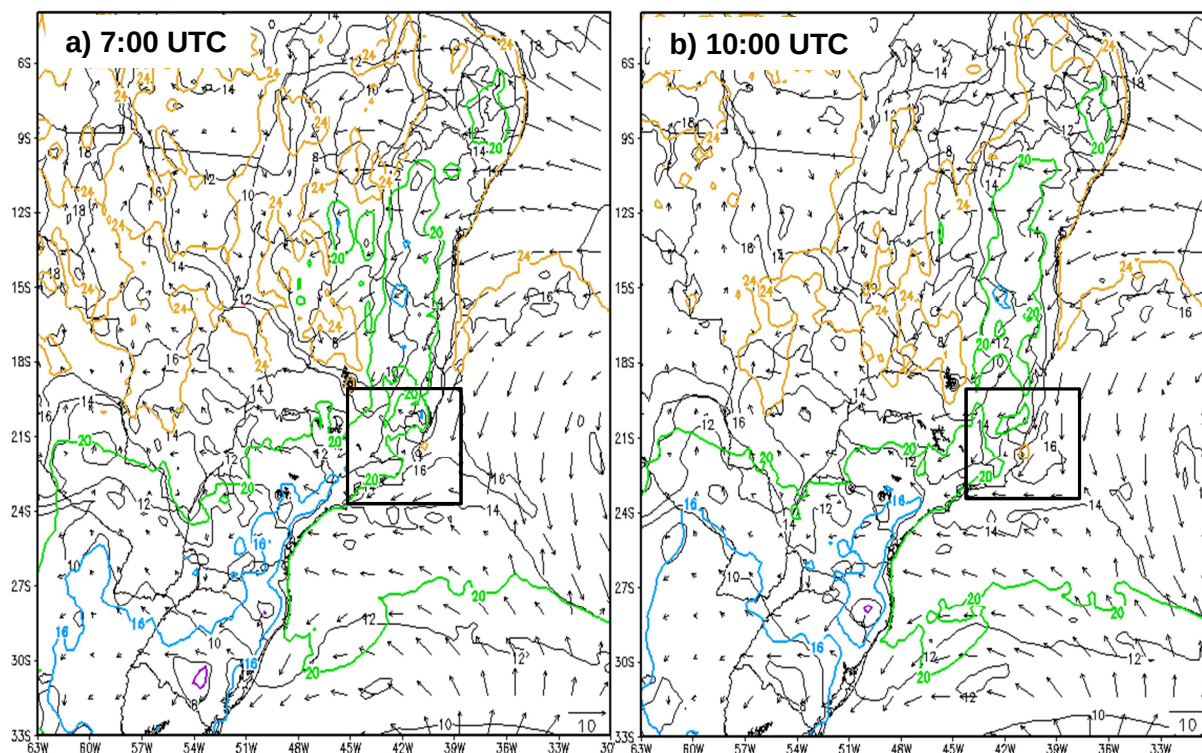


Figura 39 – Para o período de ocorrência do complexo convectivo de mesoescala (CCM), campos próximos à superfície: temperatura a 2m (linhas contínuas coloridas), razão de mistura a 2m (linhas contínuas pretas) e vetor vento horizontal a 10m, nos horários indicados nas figuras. Em cada horário, o CCM está localizado dentro da área retangular inserida nas figuras, cujas coordenadas estão indicadas na tabela 6, respectivamente.

Pesquisadores investigaram as condições que levam a formação de SCM, particularmente de LI e de CCM, em diversas partes do globo. Em relação à LI analisada neste estudo, a combinação dos modelos de evolução desenvolvidos por Bluestein e Jain (1985) para as LI do tipo “broken line” e “broken areal”, parece ser a que melhor descreve. Dentre as condições ambientais que favorecem a formação deste tipo de sistema estão: a alta umidade do ar, aquecimento diurno e/ou orográfico e cisalhamento vertical do vento em baixos níveis. Para a LI deste estudo, até este ponto, os fatores relativos à termodinâmica da atmosfera estiveram presentes. O cisalhamento vertical do vento será discutido nos itens destinados a avaliações de mesoescala.

Para sistemas convectivos do tipo CCM, o ambiente preferencial de formação é aquele que apresenta um pronunciado gradiente de temperatura (com forte advecção quente), um máximo local de umidade, convergência em baixos níveis e a presença do JBN (MADDOX,1983). Para o CCM deste estudo, todos estes fatores foram observados, com exceção do JBN. Ainda, desde a publicação do primeiro artigo de Maddox, sobre estes sistemas, inúmeros foram os que se seguiram. Para

aqueles voltados ao estudo das condições sinóticas nas quais os CCM analisados se formaram, Laing e Fristch (2000) fizeram uma compilação daqueles que ocorreram em cinco partes diferentes do globo. Analisaram os ambientes de grande escala das populações de CCM observados na África, Austrália, China e América do Sul, comparando-os com aqueles associados aos CCM observados nos Estados Unidos da América. Os autores verificaram que os ambientes foram muito semelhantes, pois apresentaram muitas estruturas dinâmicas e termodinâmicas parecidas com aquelas presentes nos CCM formados nos EUA. Em particular, Laing e Fritsch (2000) destacaram que os CCM iniciaram dentro de zonas baroclínicas, caracterizadas por grandes valores de cisalhamento vertical do vento.

Uma outra característica, encontrada por Laing e Fristch (2000), em quase todos os eventos de CCM do estudo foi a presença de um pronunciado gradiente de temperatura no sentido norte-sul se alongando no sentido leste-oeste, no nível de 1000hPa. Tal gradiente também foi observado quando da ocorrência do CCM do presente estudo (ver figura 38, à superfície), e ficou ainda mais evidente no nível de 850hPa (ver figura 40). Como dito pelos autores citados acima, esta aparente zona de transição térmica proporciona um mecanismo para a elevação das parcelas, alimentando a convecção. Estes gradientes de temperatura foram observados no que foi chamado de fase de formação e de desenvolvimento do CCM, pois na figura 39 e na figura 41 este gradiente não foi mais observado, o que coincidiu com o enfraquecimento e dissipação do CCM.

A maior atividade elétrica deste CCM ocorreu entre 0:00UTC e 1:00UTC do dia 18, como dito anteriormente. Justamente neste momento, o campo de temperatura começa a mudar dentro da área onde o CCM se desenvolveu e, a partir de então, as temperaturas começam a diminuir continuamente, como mostrado na figura 40d e na figura 42.

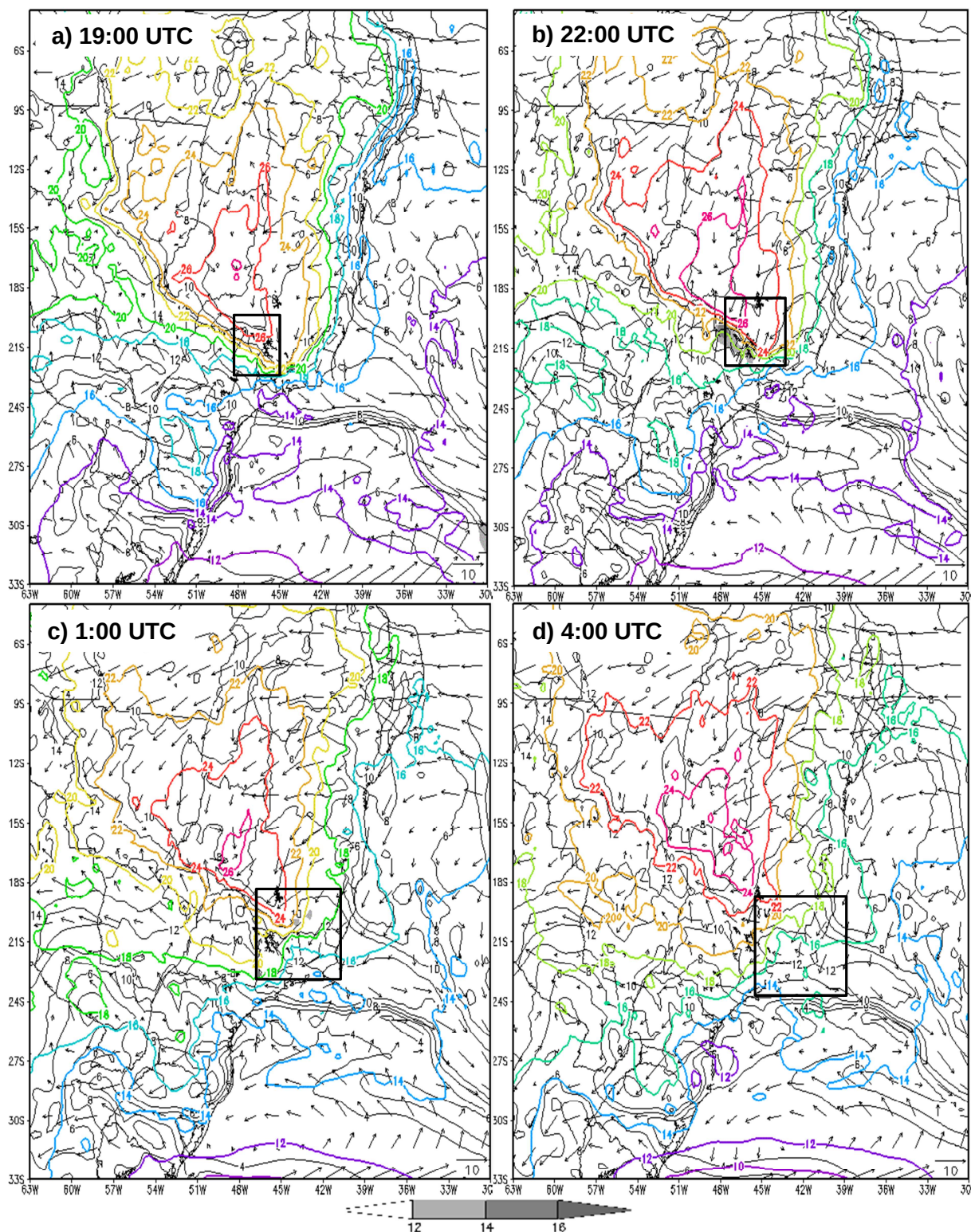


Figura 40 – Para o período de ocorrência do complexo convectivo de mesoescala (CCM), campos no nível 850hPa: temperatura (linhas contínuas coloridas), razão de mistura (linhas contínuas pretas), vetor vento horizontal e magnitude do vento em hachurado, nos horários indicados nas figuras. Em cada horário, o CCM está localizado dentro da área retangular inserida nas figuras, cujas coordenadas estão indicadas na tabela 6, respectivamente.



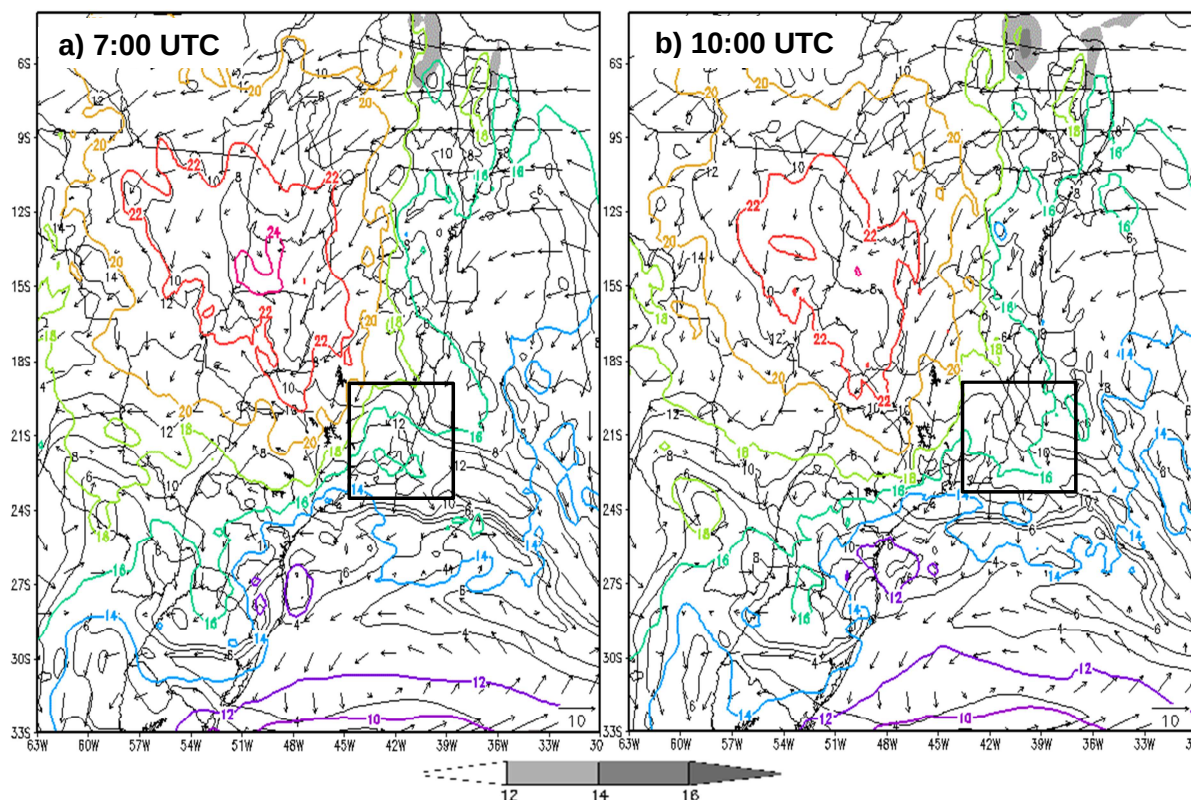


Figura 41 – Para o período de ocorrência do complexo convectivo de mesoescala (CCM), campos no nível 850hPa: temperatura (linhas contínuas coloridas), razão de mistura (linhas contínuas pretas), vetor vento horizontal e magnitude do vento em hachurado, nos horários indicados nas figuras. Em cada horário, o CCM está localizado dentro da área retangular inserida nas figuras, cujas coordenadas estão indicadas na tabela 6, respectivamente.

Em níveis médios, a característica que se destaca é a presença de um cavado localizado a oeste da posição em que o CCM foi observado, e isto durante todo o período em que este ocorreu, como mostram as figuras 42 e 43. Inclusive, a amplitude deste cavado foi máxima no período de maior atividade elétrica, com campo mostrado no horário 1:00UTC (Figura 42c). Na figura 43 é possível observar o deslocamento do cavado para leste, mesmo sentido de deslocamento do sistema. Este cavado também é perceptível nos campos de altos níveis (Figuras 44 e 45), com o eixo inclinado para leste e com menor amplitude, relativamente à onda observada em 500hPa, particularmente no horário 1:00UTC (Figura 44c). Quando o eixo do cavado é inclinado na mesma direção do escoamento, este é chamado de cavado positivamente inclinado. Na sequência em estudo observa-se, nas figuras 42 e 43 (do nível 500hPa) e nas figuras 44 e 45 (do nível 200hPa), que desde 18°S e em direção às latitudes mais elevadas, há uma componente de oeste significativa no vento horizontal e um cavado positivamente inclinado. Cavados em médios e altos níveis podem estar associados à intensificação dos sistemas de baixa pressão em

superfície a leste do eixo do cavado. Esta situação é resultante da advecção de vorticidade ciclônica (AVC), em níveis médios e altos que, via equação da tendência do geopotencial, induz a queda de pressão em superfície a leste do eixo do cavado (BLUESTEIN, 1992).

No trabalho de Laing e Fristch (2000), o ambiente típico de gênese dos CCM em latitudes médias foi semelhante ao encontrado por Maddox (1983) e Cotton et al. (1989). Este ambiente se caracteriza pela presença de um JBN, um pronunciado gradiente de temperatura com forte advecção quente, um máximo local em umidade, convergência em baixos níveis e um máximo de vorticidade em níveis médios, associado a um fraco cavado de onda curta se aproximando. Algumas destas características, típicas de gênese de um CCM, estavam presentes desde a ocorrência da LI neste estudo, bem como o “corredor” de altas temperaturas e um gradiente de umidade presentes no ambiente de pré-formação em superfície, com máximas de 32°C e 14g/kg, respectivamente (ver figura 22), que se mantiveram no início da formação da LI (Figura 26a e 26b). Valores elevados de temperatura também foram observados em 850hPa, com temperaturas de 24°C. Nota-se então uma advecção de temperatura que, aliada às forçantes cinemáticas descritas no item 4.2.1.2, auxiliaram na convecção local e consequente formação e manutenção da LI.

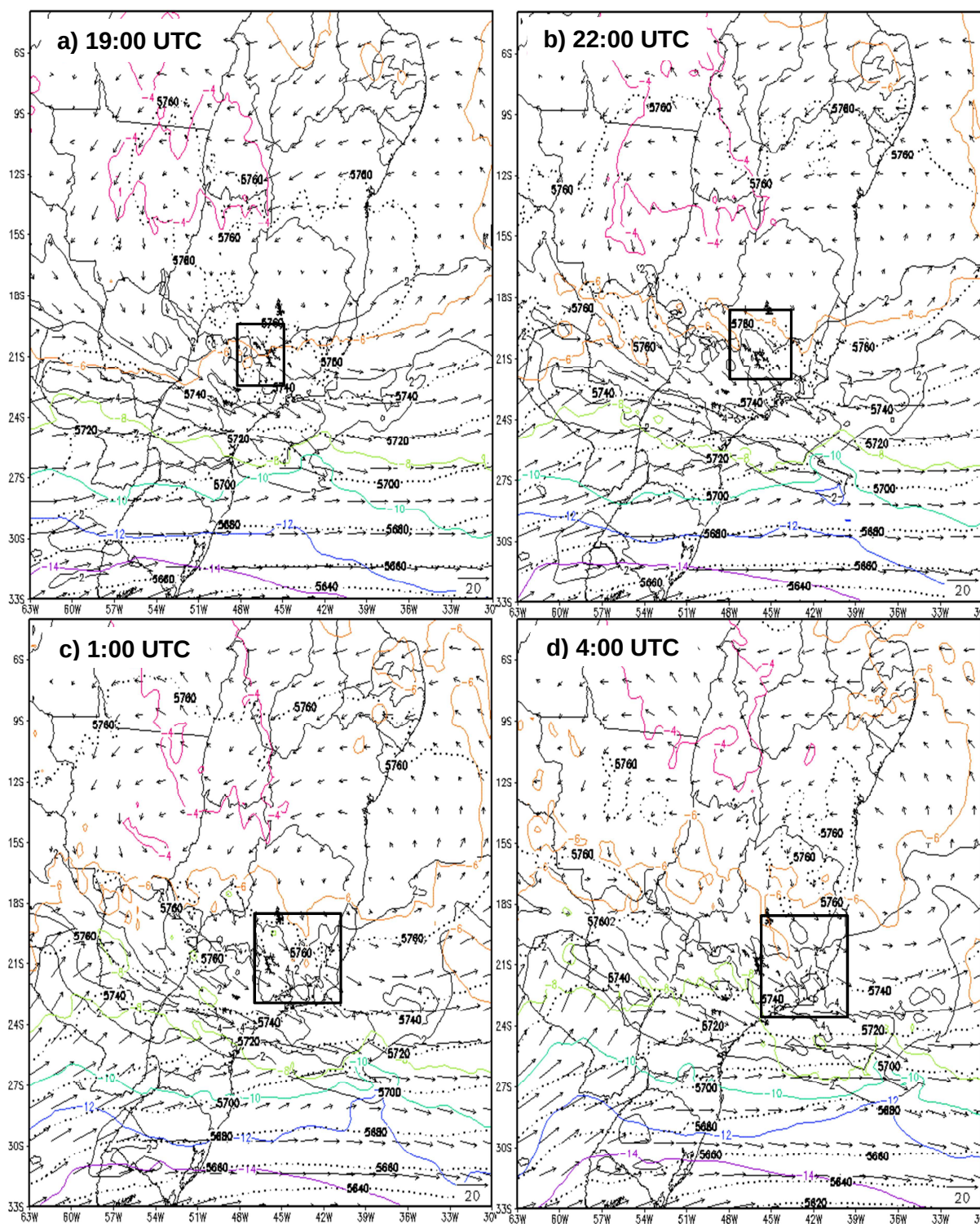


Figura 42 – Para o período de ocorrência do complexo convectivo de mesoescala (CCM), campos no nível 500hPa: temperatura (linhas contínuas coloridas), altura geopotencial (linhas pontilhadas), razão de mistura (linhas contínuas pretas) e vetor vento horizontal, nos horários indicados nas figuras. Em cada horário, o CCM está localizado dentro da área retangular inserida nas figuras, cujas coordenadas estão indicadas na tabela 6, respectivamente.



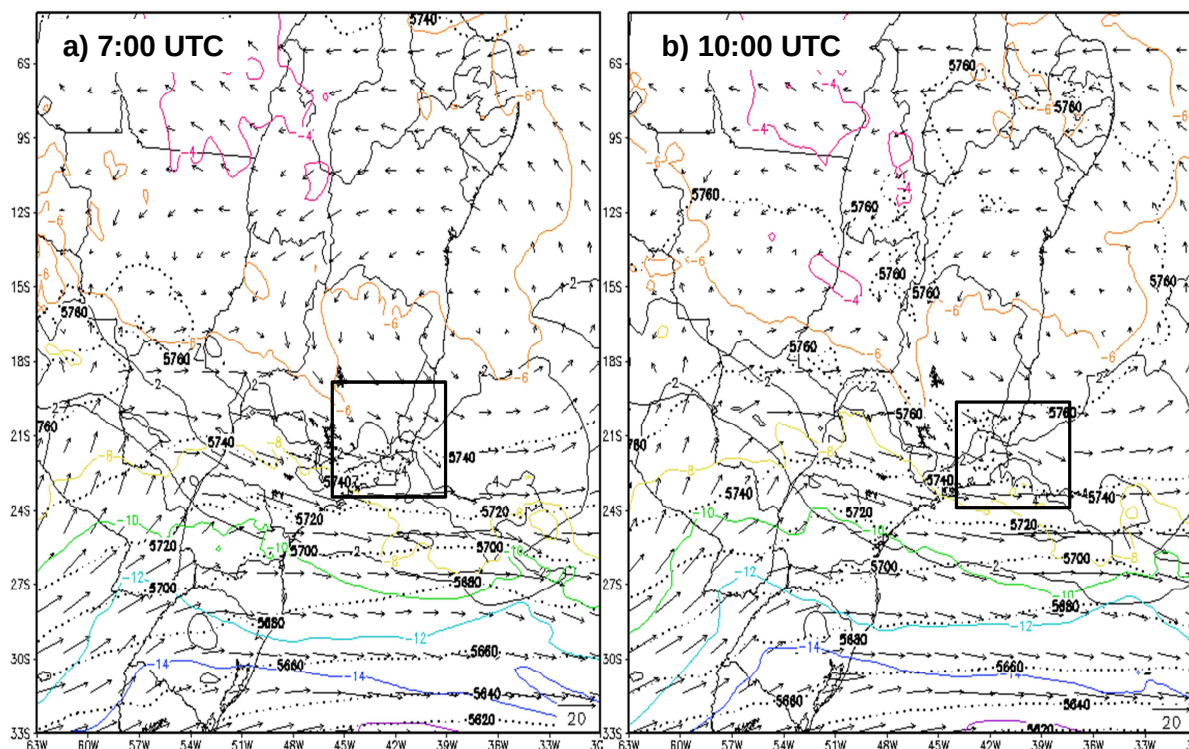


Figura 43 – Para o período de ocorrência do complexo convectivo de mesoescala (CCM), campos no nível 500hPa: temperatura (linhas contínuas coloridas), altura geopotencial (linhas pontilhadas), razão de mistura (linhas contínuas pretas) e vetor vento horizontal, nos horários indicados nas figuras. Em cada horário, o CCM está localizado dentro da área retangular inserida nas figuras, cujas coordenadas estão indicadas na tabela 6, respectivamente.

Algumas destas características ficaram ainda mais evidentes durante a ocorrência do CCM. Desde as horas iniciais havia a presença de um gradiente de temperatura, com temperatura máxima chegando a 36°C, (ver figuras 38a e 38b), e grande disponibilidade de umidade, com razão de mistura entre 10 e 12g/kg. Também a presença de forçantes cinemáticas, com a presença de três escoamentos, como descrito no subitem 4.2.1.4. Estes fatores combinados proporcionaram a convecção e alimentaram o desenvolvimento do sistema, com convergência em baixos níveis, consequentemente divergência em altos níveis, advecção de temperatura e disponibilidade de umidade, juntamente com a presença de um cavado em 500hPa (ver Figuras 42 e 43) e em altos níveis (ver Figuras 44 e 45). No trabalho de Laing e Frisich (2000) um cavado também esteve presente na formação de CCM na China, na África, nos EUA e América do Sul.

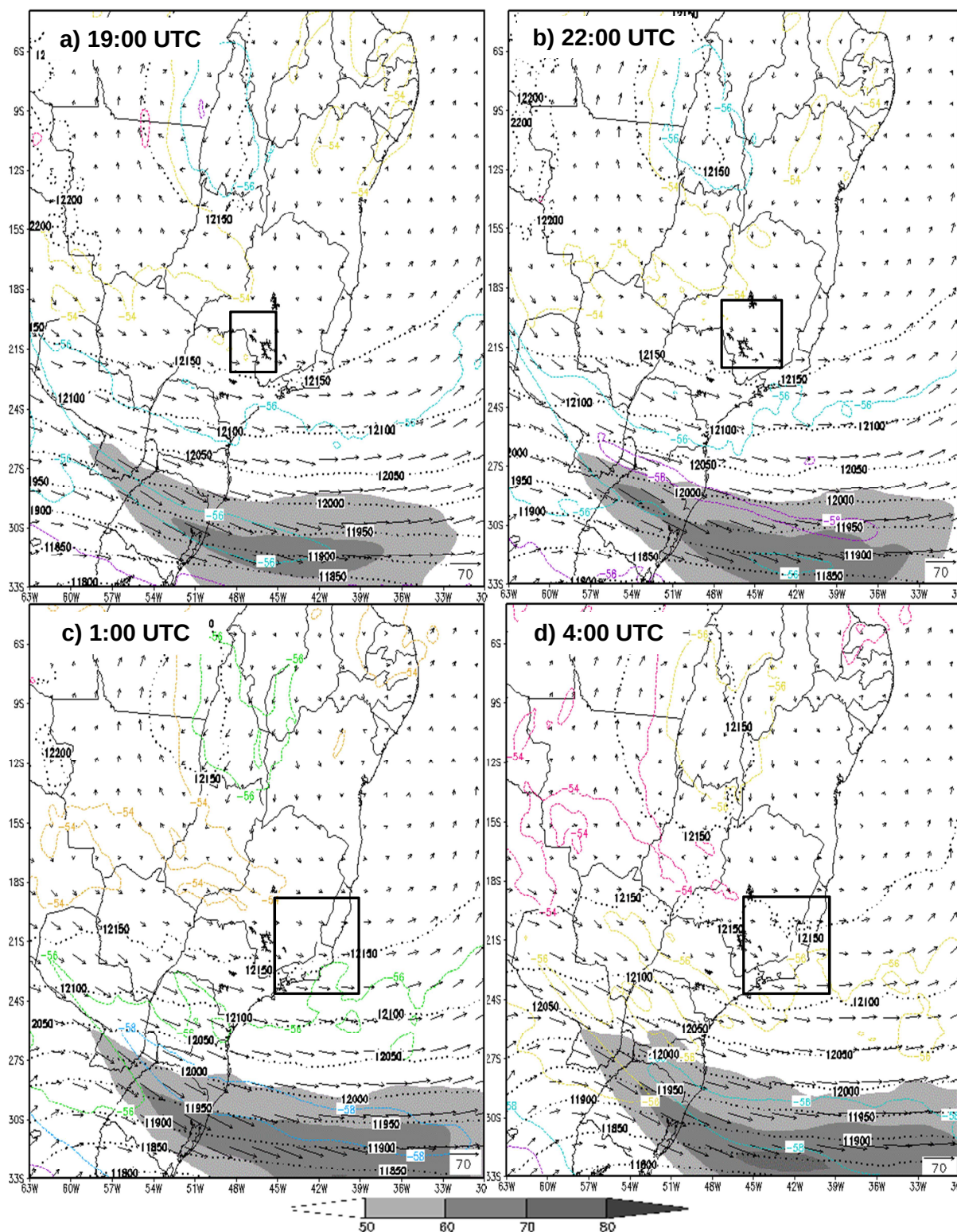


Figura 44 – Para o período de ocorrência do complexo convectivo de mesoescala (CCM), campos no nível 200hPa: temperatura (linhas coloridas), altura geopotencial (linhas pontilhadas), vetor vento horizontal e magnitude do vento em hachurado, nos horários indicados nas figuras. Em cada horário, o CCM está localizado dentro da área retangular inserida nas figuras, cujas coordenadas estão indicadas na tabela 6, respectivamente.

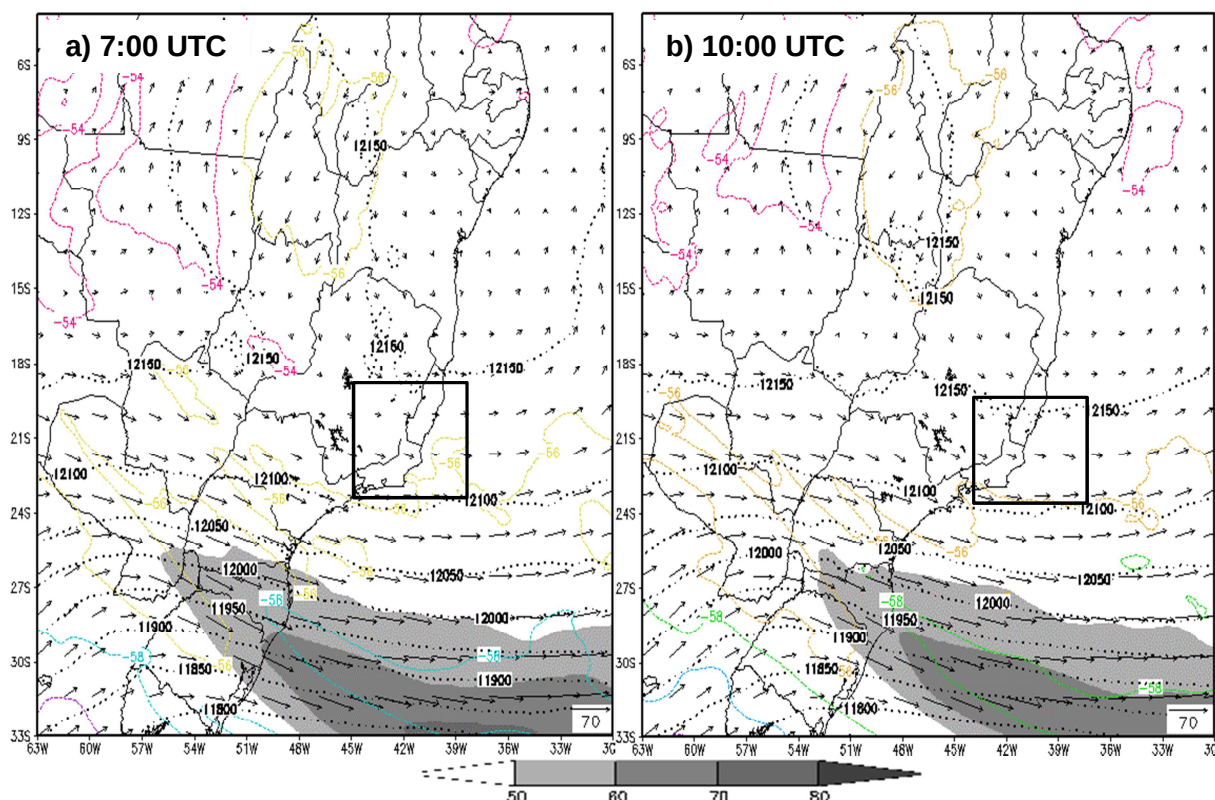


Figura 45 – Para o período de ocorrência do complexo convectivo de mesoescala (CCM), campos no nível 200hPa: temperatura (linhas coloridas), altura geopotencial (linhas pontilhadas), vetor vento horizontal e magnitude do vento em hachurado, nos horários indicados nas figuras. Em cada horário, o CCM está localizado dentro da área retangular inserida nas figuras, cujas coordenadas estão indicadas na tabela 6, respectivamente.

No nível de 200hPa, figuras 44 e 45, o JAN (em hachurado) apareceu mais intenso durante o desenvolvimento do CCM, com velocidades que ultrapassaram 70m/s em alguns horários. Às 19:00UTC do dia 18 (Figura 44a) o núcleo do JAN apareceu entre 30-35°S e 45-42°W, com velocidade máxima variando entre 60 e 70m/s. A área de máxima velocidade do JAN aumentou no horário de 22:00 e 1:00UTC, figuras 44b e 44c, respectivamente, e às 4:00UTC apresentou um núcleo mais intenso (Figura 44d), com velocidade máxima do vento variando entre 70 e 80m/s. Este núcleo apareceu ainda na figura 45a, às 7:00UTC, um pouco mais deslocado, e às 10:00UTC, com a dissipação do CCM, o JAN apareceu mais deslocado para leste, com velocidade máxima variando entre 60m/s e 70m/s. Devido ao posicionamento do JAN e a não ocorrência dos JBN, não houve influencia alguma do JAN na formação e manutenção dos sistemas em estudo.

É interessante notar que mesmo sem a presença do JBN ouve a formação do CCM. O trabalho de Barbosa et al. (1998) analisou a situação sinótica das correntes de jato na formação de um CCM que se formou na região sul da América do Sul e



constatarem que em níveis baixos não havia a presença do JBN na formação do sistema. Para este caso de estudo, os autores encontraram os campos de vento de modo quase estacionário, e a presença do transporte de calor e de umidade da Amazônia, na corrente do norte, e do Atlântico, através da corrente de nordeste, para a região de convergência correspondente ao local de formação do CCM, porém tendo em vista as baixas velocidades no escoamento, não houve caracterização do JBN. No presente trabalho, foi observado desde a fase final de dissipação da LI, intensificada no período de transição (Figura 35), um escoamento proveniente da região tropical, que alimentava os sistemas convectivos formados neste período. Na fase inicial de formação do CCM havia a presença de mais dois escoamentos, destes três, dois eram de origem tropical e um de origem extratropical. Um dos escoamentos de origem tropical, que pode ser visualizado na figura 40, no nível de 850hPa, era proveniente dos ventos Alísios, que ao passar pela região Amazônica, desviava ao encontrar com a Cordilheira dos Andes para a região sudeste. Porém, as velocidades deste escoamento não ultrapassaram os 12m/s, critério de Bonner (1698) para identificação do JBN.

O CCM em estudo se intensificou pelo transporte de calor e umidade associado às correntes de norte e de nordeste, mencionadas. Não havia JBN, devido às baixas velocidades no escoamento. No entanto, elas produziram advecção de umidade suficiente para a formação e intensificação da convecção do sistema. Portanto, reuniram-se condições que favoreceram o desenvolvimento de movimentos verticais e a formação do CCM.

#### **4.2.2 Análises de Mesoescala**

Nas figuras a seguir, serão mostradas as mudanças temporais dos valores máximos, médios e mínimos de algumas variáveis meteorológicas e o valor acumulado horário das descargas atmosféricas. Nestas figuras, apesar de no eixo das abscissas estar indicado o tempo total da sequência em estudo, ou seja, desde 13:00UTC do dia 17/10/2007 até 10:00UTC do dia 19/10/2007, os valores máximos, médios e mínimos foram obtidos somente durante o período de ocorrência da LI e do CCM. Lembrando, estes valores foram obtidos para a área retangular que envolveu a nebulosidade do sistema em análise (ver item 3.4.2, para detalhes). Por este motivo, tanto nas primeiras horas (período de pré-formação, entre 13:00 e

16:00UTC do dia 17) quanto entre 15:00 e 18:00UTC do dia 18 (período de transição), não há indicação de qualquer valor.

Neste momento, cabe fazer uma observação importante a respeito da interpretação destes resultados. Sabendo que o tamanho das áreas, sobre as quais foram obtidos os valores máximos, médios e mínimos não foi constante ao longo do tempo (ver tabela 6), para cada horário o número de pontos considerados nos cálculos pode ter sido diferente. Justamente era o que se queria, isto é, detectar as variações locais, sem a “contaminação” dos valores externos às áreas de ocorrência da LI e do CCM.

A primeira quantidade a ser avaliada será a umidade presente no ambiente. Na figura 46, são mostradas as variações temporais da razão de mistura na camada compreendida entre a superfície e 1,5km de altura (Figura 46a) e no nível de 2m (Figura 46b).

A curva com os valores médios de razão de mistura na camada subnuvem (Figura 46a), muito próximos de zero nas primeiras horas de formação da LI, indicam a elevada umidade nesta camada, dado que os valores médios a 2m foram de 10,5g/kg, como mostra a figura 46b, entre 17:00 e 20:00UTC. Gilmore e Wicker (2002) calcularam valores médios (na camada entre 0-1km de altura) de razão de mistura com dados de radiossondagens, durante a formação de 20 tempestades supercelulares no Texas (EUA). Os autores encontraram valores médios que variaram entre 10g/kg e 16g/kg. A partir dos dados dos gráficos mostrados na figura 46, é possível obter valores médios na camada entre 0-1,5km para a sequência de estudo do presente trabalho. Com isto, encontram-se valores entre 10g/kg e 12g/kg, em 2m, durante a ocorrência tanto da LI quanto do CCM, o que mostra a grande umidade em toda a profundidade da camada entre a superfície e a base das nuvens.

Entre o fim da LI e o início de acompanhamento do CCM, a diferença de umidade a 2m, nos valores médios foi de 2g/kg, mas a diferença entre os valores entre 2m e 1,5km permaneceu inalterada nas primeiras horas de formação do CCM. Os valores mais baixos de razão de mistura a 2m durante toda a sequência de estudo foram de 7g/kg. Durante a LI em estudo, estes valores oscilaram entre 10,5g/kg e 13g/kg e, durante o CCM, entre 11g/kg e 15g/kg.



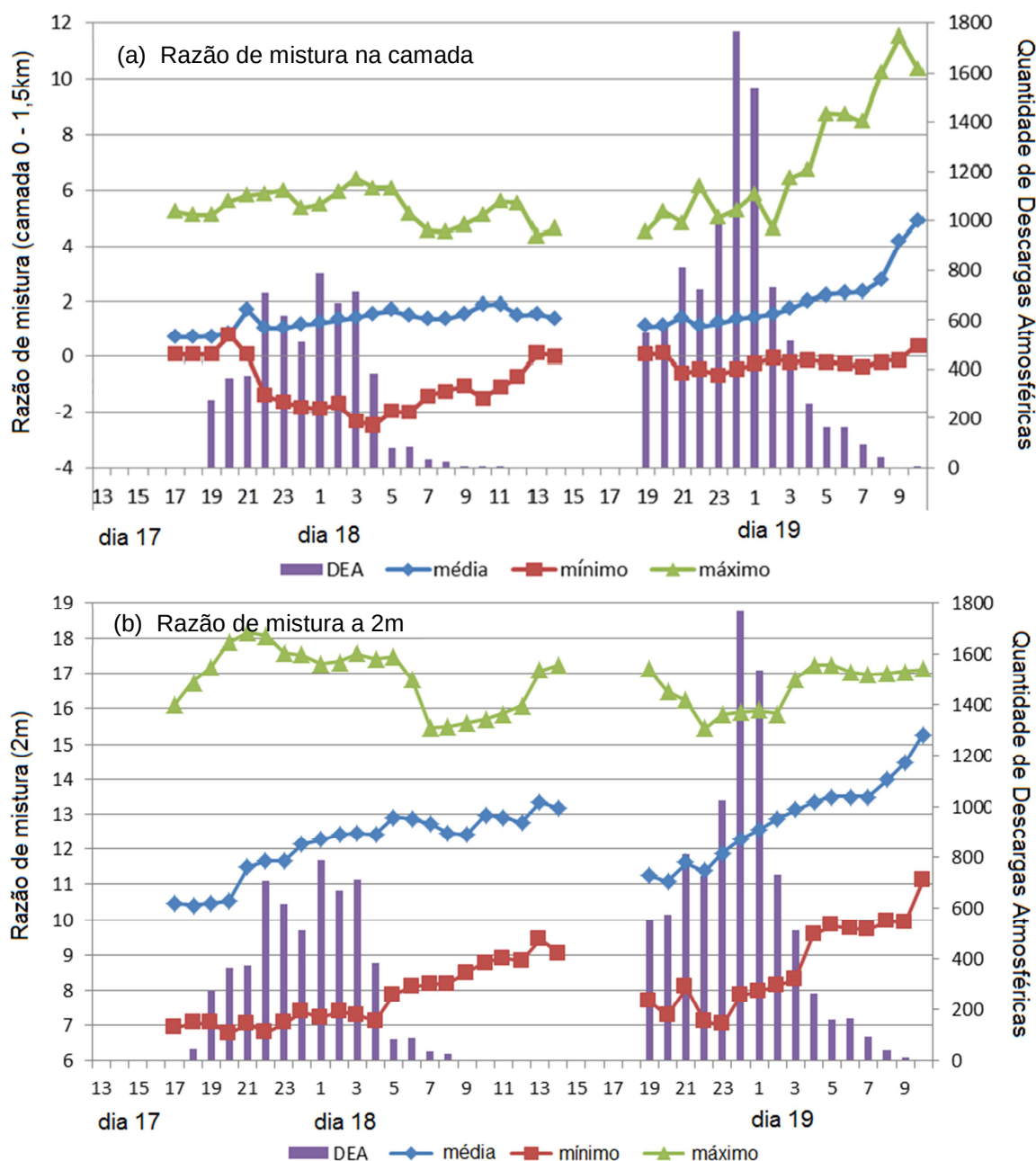


Figura 46 – Variação temporal das descargas elétricas atmosféricas (DEA, barras) e dos valores máximos (verde), médios (azul) e mínimos (vermelho) da razão de mistura [g/kg] (a) na camada entre a superfície e 1,5km e (b) a 2m de altura.

Entre o nível de 2 metros e 850hPa (Figura 46a), a curva com os valores máximos oscilaram em torno de 5g/kg durante a ocorrência da LI, tendo seu valor máximo (6,41g/kg) às 3:00UTC do dia 18, coincidindo com um dos picos de descargas, de 710 DEA. Durante a ocorrência do CCM, a curva com os valores máximos de razão de mistura na camada apresentou grande oscilação, aumentando fortemente com o enfraquecimento e dissipação do CCM, pois os valores oscilaram desde 4g/kg até quase 12g/kg. A curva com os valores médios, durante o CCM,

também apresentou valores crescentes com o enfraquecimento deste, variando entre 1g/kg e 5g/kg. A curva com os valores mínimos apresentou bem pouca oscilação, quando comparado aos valores máximos e médios, e aos respectivos valores durante a LI sendo que, durante a ocorrência do CCM, estes oscilaram em torno de zero.

Para a razão de mistura em 2 metros (Figura 46b), os valores máximos e médios aumentaram até o primeiro pico de descargas na LI. O pico do valor máximo de razão de mistura coincidiu com o primeiro pico de descargas às 22:00UTC do dia 17, sendo de 18,18g/kg, após o que começou a cair, e apresentou uma queda acentuada junto com a queda no número de descargas, voltando a aumentar com a aproximação do período de transição. Os valores médios foram aumentando gradativamente com a evolução do sistema, e os mínimos começaram a aumentar após o enfraquecimento das descargas. A evolução foi bastante semelhante durante a ocorrência do CCM, com oscilação dos valores máximos e com valores médios e mínimos aumentando com a evolução do sistema, permanecendo bastante elevados com a dissipação.

Analisando o gráfico da variação do índice K no tempo (Figura 47), pode-se observar que a curva dos valores médios oscilou em torno de 35°C, tanto durante a ocorrência da LI quanto do CCM. Quando da ocorrência da LI, observa-se que o valor máximo, nas curvas dos valores médios e máximos, ocorreu muito próximo ao primeiro pico de descargas atmosféricas, diminuindo gradativamente em seguida. A curva dos valores mínimos apresentou valores abaixo do limiar de 30°C, com exceção do período compreendido entre o final da LI e início de acompanhamento do CCM. Se fosse feita uma interpolação linear entre estes valores, para preencher os dados faltantes durante o período de transição, os valores mínimos do índice K ficariam acima deste limiar até 0:00UTC do dia 19, quando houve o máximo absoluto de descargas atmosféricas durante a ocorrência do CCM. É interessante notar que o valor mais elevado do índice K ocorreu 4 horas antes do máximo absoluto de descargas.

Hallak e Pereira Filho (2012) analisaram o desempenho de índices de instabilidade na previsão de sistemas convectivos na região metropolitana de São Paulo, entre os dias 28 de janeiro e 4 de fevereiro de 2004, usando dados de radiossondagens. Nos cinco eventos analisados, os autores encontraram valores do índice K inferiores 31°C. De acordo com a literatura, os fatores que influenciam para

abaixar os valores do índice K são a presença de uma camada fria e seca em níveis médios da atmosfera.

De acordo com a evolução das curvas do índice K, nos casos da LI e do CCM, a atmosfera não estava nem seca nem fria em níveis médios. Durante a ocorrência da LI, o maior valor do índice K foi de 43,1°C e ocorreu às 23:00UTC do dia 17, quando o número de descargas em uma hora foi de 616. Com o início do acompanhamento do CCM, o valor médio do índice K atingiu seu maior valor, de 38°C às 19:00UTC do dia 18, diminuindo gradativamente com a evolução do CCM. É interessante notar que a evolução temporal dos valores máximos e médios foi muito semelhante em todo o período, defasados em aproximadamente 7°C. Ao contrário, a evolução temporal dos valores mínimos não seguiu o mesmo padrão, principalmente nas últimas 10 horas de vida do CCM, pois os valores mínimos apresentaram uma queda bastante acentuada com o enfraquecimento do CCM.

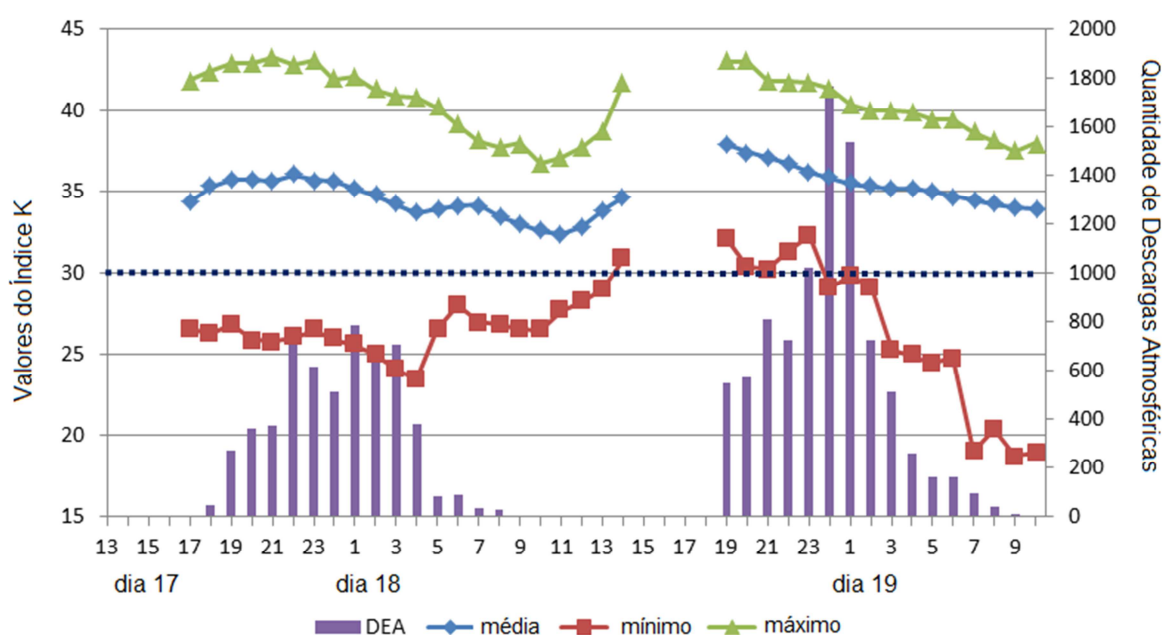


Figura 47 – Variação temporal das descargas elétricas atmosféricas (DEA, barras) e dos valores máximos (verde), médios (azul) e mínimos (vermelho) do índice K [°C]. A linha tracejada indica o valor crítico utilizado.

A evolução temporal dos valores máximos, médios e mínimos do índice TT dentro da área de ocorrência da LI e do CCM é mostrada na figura 48. A semelhança destas curvas com as do índice K, comentadas anteriormente, é marcante. Isto se explica pelo fato da atmosfera não estar nem seca nem fria em níveis médios. Especificamente, o que diminui valores do índice K é a secura na

atmosfera no nível de 700hPa. Se não houver esta condição, basicamente a resposta destes dois índices à instabilidade atmosférica será muito semelhante.

O primeiro valor máximo do índice TT ( $50,6^{\circ}\text{C}$ ) ocorreu junto ao primeiro pico de descargas, às 22:00UTC do dia 17, com 708 descargas, durante a LI. Com o segundo pico de descargas à 1:00UTC do dia 18, o índice TT atingiu valores semelhantes ao primeiro, sendo de  $50,78^{\circ}\text{C}$ . Após, os valores oscilaram com o enfraquecimento da LI e voltaram a aumentar com a aproximação do período de transição. Com o início de acompanhamento do CCM, os maiores valores das curvas dos máximos e médios valores do índice TT foram atingidos cerca de 3 horas antes do máximo absoluto de descargas (1.766 descargas, à 0:00UTC do dia 19), com  $52^{\circ}\text{C}$  e  $47^{\circ}\text{C}$ , respectivamente. Após este momento, os valores máximos, médios e mínimos e das descargas diminuíram rapidamente com o enfraquecimento do CCM. Destaque para os valores mínimos do índice TT que diminuíram abruptamente acompanhando a sua dissipação.

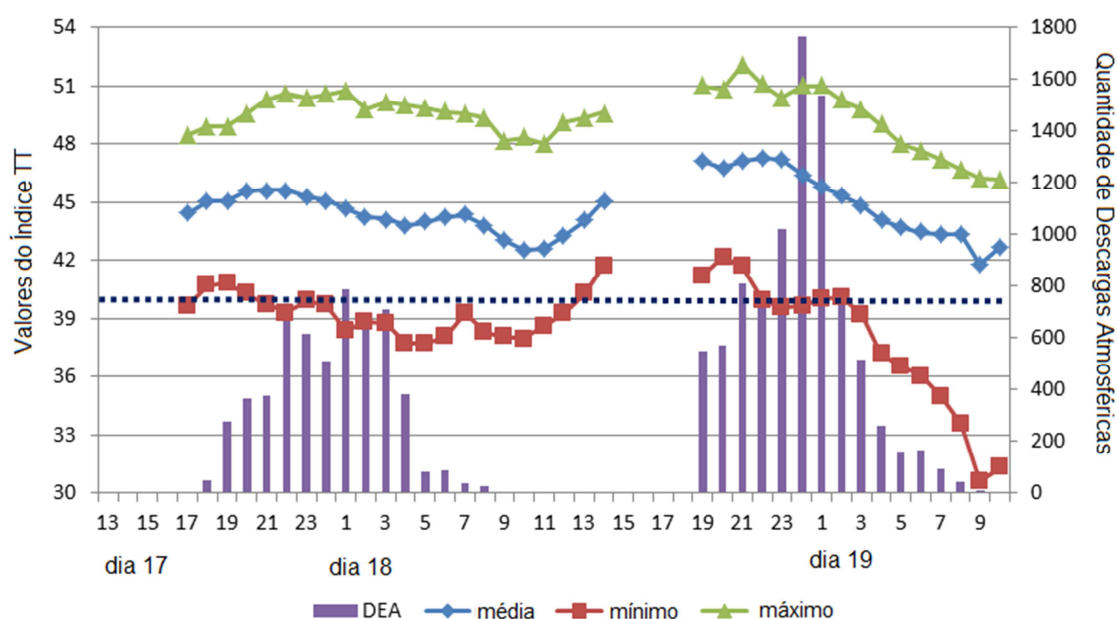


Figura 48 – Variação temporal das descargas elétricas atmosféricas (DEA, barras) e dos valores máximos (verde), médios (azul) e mínimos (vermelho) do índice TT [ $^{\circ}\text{C}$ ]. A linha tracejada indica o valor crítico utilizado.

A figura 49 mostra a evolução temporal do índice SWEAT. De acordo com a definição deste índice, dada pela equação (7), parte do seu valor é devido às condições termodinâmicas (temperatura e umidade) e parte é devido ao cisalhamento vertical do vento. A curva com os valores médios deste índice

mostraram que este atingiu apenas metade do valor crítico durante todo o período de ocorrência da LI e do CCM. Assim, considerando somente a curva com os valores médios, a possibilidade de formação de atividade convectiva era muito baixa. Por outro lado, a curva com os valores máximos detectados nas áreas onde os sistemas ocorreram, mostraram valores muito elevados, próximos de 400 após as primeiras horas de formação da LI e, inclusive, superiores a 400 nas primeiras horas de acompanhamento do CCM. Somente nas fases de dissipação destes dois sistemas, a curva com os valores máximos do SWEAT diminuíram para montantes inferiores ao valor crítico, de maneira abrupta, que coincidiu com a queda não menos abrupta no número de descargas detectadas. A curva com os valores mínimos mostra que estes se mantiveram próximo de zero durante todo o desenvolvimento da LI e do CCM.

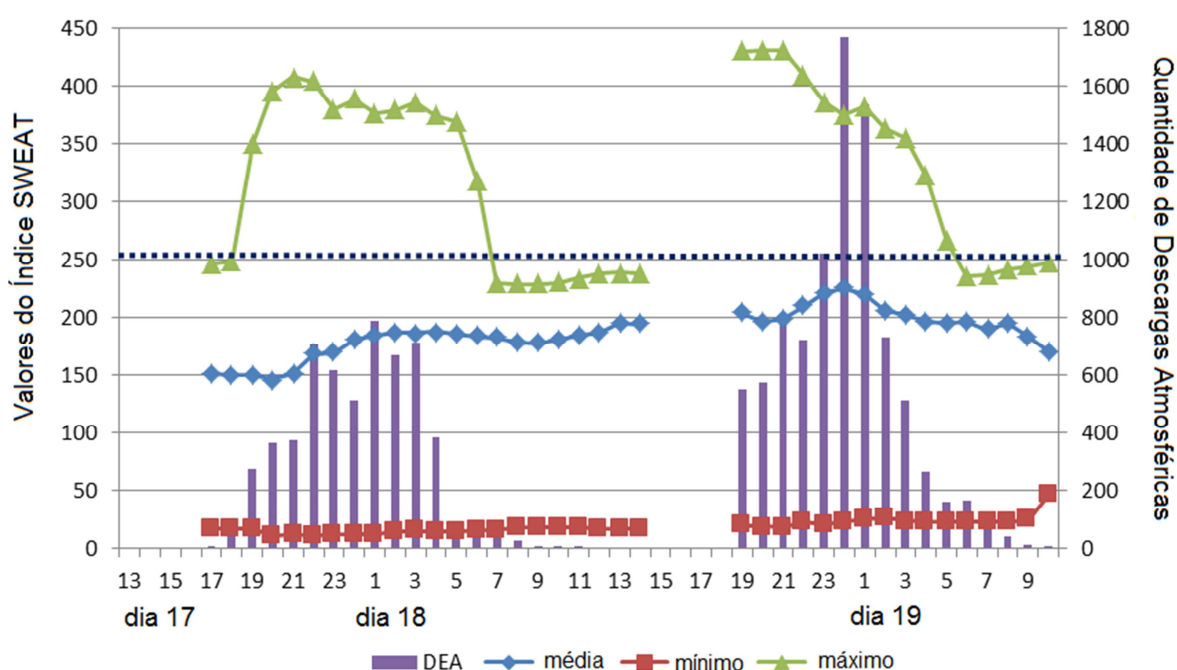


Figura 49 – Variação temporal das descargas elétricas atmosféricas (DEA, barras) e dos valores máximos (verde), médios (azul) e mínimos (vermelho) do índice SWEAT. A linha tracejada indica o valor crítico utilizado.

Pinheiro et al. (2014) utilizaram os índices convectivos para verificar seu uso como ferramenta objetiva na previsão de tempo severo em ambiente operacional. Os autores aplicaram o método proposto em 3 casos de estudo, dos quais um ocorreu na Argentina e dois no Brasil. Os parâmetros convectivos (K, TT e SWEAT) foram calculados a partir dos perfis verticais da atmosfera e as demais variáveis meteorológicas utilizadas neste estudo foram geradas com análise do modelo ETA



20km, sendo que as previsões foram efetuadas com tempo de integração de até 66 horas. Para auxiliar na identificação rápida das áreas com alto potencial de formação de tempestades, foram produzidas cartas de visualização, definidas a partir de critérios específicos para convecção severa. Os resultados mostraram que a ferramenta proposta pode representar uma alternativa eficiente para a previsão de tempo na América do Sul. Os resultados encontrados por estes pesquisadores foram encorajadores, na medida em que abordam e utilizam índices convectivos como instrumentos auxiliares na previsão de tempo de curto prazo, como é o caso da previsão de tempestades.

Para explicar a organização e evolução de um sistema convectivo, sobretudo em latitudes médias, o cisalhamento vertical do vento é uma variável extremamente importante. No caso da LI e do CCM desta sequência de estudo, é importante lembrar que as formações ocorreram em áreas localizadas entre as regiões tropicais e subtropicais. Desta forma, é esperado que esta variável não tenha a mesma importância da que adquire em latitudes médias, visto que o aquecimento diurno em regiões localizadas em regiões tropicais constitui uma forçante muito importante para explicar a convecção observada, principalmente nos meses quentes (ROMATSCHE; HOUZE, 2013).

Na figura 50, são apresentadas as variações temporais das curvas dos valores máximos, médios e mínimos do cisalhamento vertical do vento. Durante a ocorrência da LI e do CCM, as curvas dos valores médios de cisalhamento vertical, tanto em camada profunda ( $CIS_{6km-10m}$ , Figura 50a) quanto em camada rasa ( $CIS_{1,5km-10m}$ , Figura 50b), foram inferiores aos valores de referência. Esta situação é perfeitamente compatível com a localização geográfica dos sistemas em estudo e, portanto, com os comentários feitos anteriormente. Isto, porque os valores limites das latitudes das áreas nas quais os sistemas ocorreram foram entre  $18,2^{\circ}S$  e  $23,8^{\circ}S$  (ver tabela 6). Desta forma, o fato dos valores médios do  $CIS_{6km-10m}$  apresentarem valores crescentes (Figura 50a), à medida que ambos os sistemas (LI e CCM) passaram das fases de formação até a dissipação, não parece ser significativo.

Passadas as primeiras horas de formação da LI, os valores médios de  $CIS_{6km-10m}$  foram muito parecidos nas fases de evolução da LI e do CCM, entre 4m/s e 9m/s. Na camada rasa, entre a superfície e a base das nuvens, o cisalhamento vertical do vento (Figura 50b) foi muito próximo de zero, durante todo o período de

ocorrência da LI. Os valores aumentaram um pouco (em torno de 2m/s) durante a fase de dissipação da LI, valores estes que se mantiveram durante o desenvolvimento do CCM.

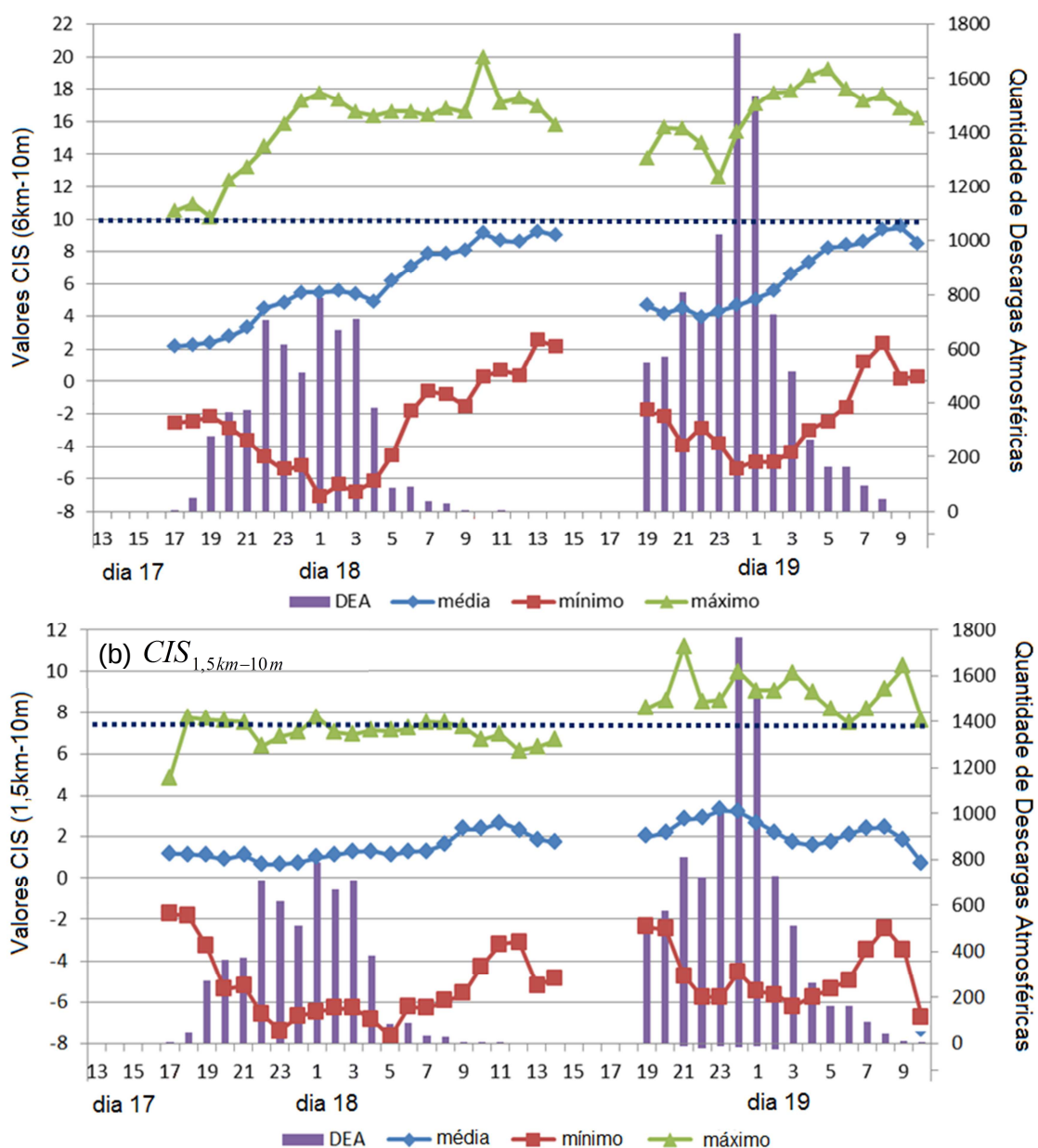


Figura 50 – Variação temporal das descargas elétricas atmosféricas (DEA, barras) e dos valores máximos (verde), médios (azul) e mínimos (vermelho) do cisalhamento vertical do vento [m/s] na camada entre (a) 6km e 10m e (b) 1,5km e 10m. A linha tracejada indica o valor crítico de cada índice.

A capacidade de organização de uma tempestade pelo cisalhamento vertical do vento pode ser explicada por dois mecanismos. O primeiro está relacionado à capacidade da frente de rajada em engatilhar novas células convectivas. O segundo está relacionado com a habilidade das correntes ascendentes em interagir com o

cisalhamento vertical do vento ambiente para produzir uma estrutura duradoura da atividade convectiva gerando, assim, uma tempestade com maior longevidade (WEISMAN; KLEMP, 1986). A LI e o CCM deste estudo tiveram uma duração superior a 10 horas.

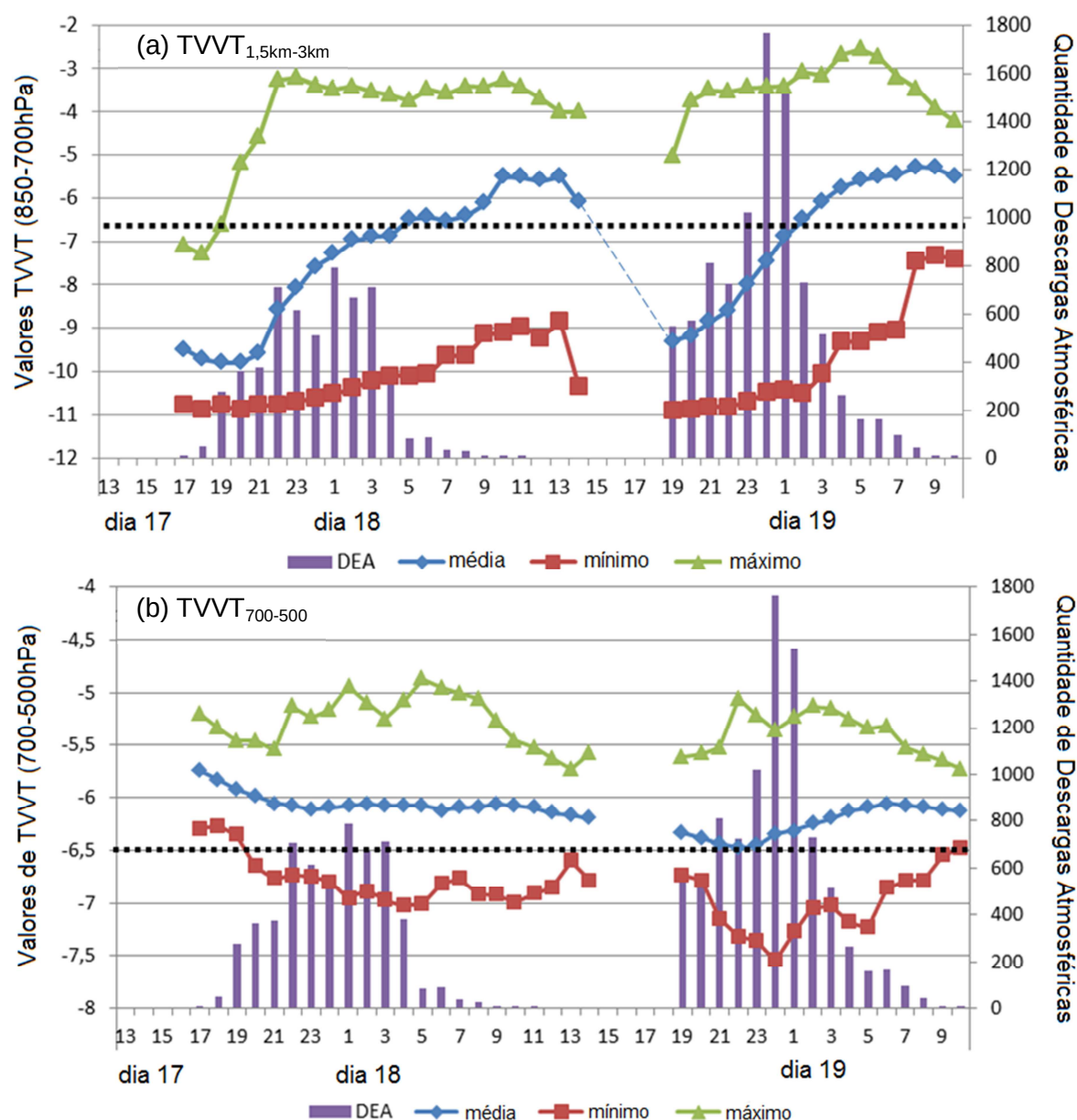


Figura 51 – Variação temporal das descargas elétricas atmosféricas (DEA, barras) e dos valores máximos (verde), médios (azul) e mínimos (vermelha) da Taxa de Variação Vertical da Temperatura (TVVT) do ambiente, na camada entre (a) 850hPa e 700hPa e (b) 700hPa e 500hPa. A linha tracejada destaca o valor de  $\gamma_s = -6.5^\circ\text{C/km}$ .

Na figura 51 são mostradas as variações temporais da TVVT entre 850 e 700hPa e entre 700 e 500hPa. Nota-se que durante a ocorrência da LI, houve instabilidade absoluta na camada entre 1,5km e 3km (Figura 51a), considerando a

curva com os valores médios  $TVVT_{850-700}$  até 5:00UTC. Considerando a ocorrência do CCM, teve seu início com grande instabilidade (instabilidade absoluta), que foi diminuindo com a evolução do sistema e aumento das descargas. A partir do momento em que a quantidade máxima de descargas atmosféricas foi detectada pela RINDAT, a atmosfera passou a condicionalmente instável. Entretanto, considerando a camada acima (Figura 51b), durante todo o tempo de ocorrência tanto da LI quanto do CCM, houve condições de atmosfera condicionalmente instável, considerando valores médios da  $TVVT$ .

A ocorrência simultânea de valores elevados de  $TVVT$  e de umidade em baixos níveis constituem condições ideais para a formação de tempestades (ROMERO et al., 2007). Se fosse feita uma interpolação linear entre o último horário de observação da LI até o primeiro horário de acompanhamento do CCM (linha fina tracejada azul, na Figura 51a), seria perceptível uma queda acentuada nos valores de  $TVVT_{850-700}$ . Isto significa que o CCM se desenvolveu em um ambiente com elevada instabilidade estática e com muita umidade disponível (visto na Figura 46). De fato, este CCM provocou mais de 400mm de precipitação durante o seu tempo de vida (CARDOSO NETA, 2013).

### **4.2.3 Descargas Atmosféricas e Parâmetros Convectivos Durante os Quatro Períodos de Evolução da LI e do CCM**

#### **4.2.3.1 Linha de Instabilidade**

Neste subitem são mostrados e avaliados os campos médios de algumas variáveis meteorológicas para os quatro períodos de evolução da LI: período de formação, fase inicial do desenvolvimento, fase final do desenvolvimento e fase de dissipação da LI. Sobre estes campos médios, foram sobrepostas todas as descargas detectadas pela RINDAT, no respectivo período.

No caso desta LI, o posicionamento das descargas atmosféricas refletiu o posicionamento da própria LI, pois não houve outra formação de nuvens na vizinhança deste sistema no estado de Minas Gerais, como visto no item 4.1.2.

#### 4.2.3.1.1 Primeiro período: formação da LI

A figura 52 mostra os campos médios dos índices K, TT e  $CIS_{6km-10m}$ , correspondentes à etapa de formação desta LI, ou seja, ao primeiro período, com a sobreposição do total de descargas detectadas pela RINDAT neste período. Nesta primeira fase do sistema, a LI se desenvolveu sobre uma área onde os valores dos índices K e TT estavam acima dos respectivos valores limiares, de 30°C (índice K, Figura 52a) e de 40°C (índice TT, Figura 52b). Portanto, toda a região neste primeiro período indicava instabilidade e probabilidade de ocorrência de tempestades, mas apresentando valores do cisalhamento profundo (entre 10m e 6km de altura) muito inferiores ao valor de referência (10m/s) adotado. Neste período, a maior parte da LI se desenvolveu em um ambiente com  $CIS_{6km-10m}$  inferior a 5m/s (Figura 52c). Somente as partes localizadas ao sul de MG e se estendendo sobre o RJ, para onde a LI iria se deslocar, apresentaram valores de cisalhamento próximos ao valor crítico.

Relativamente ao posicionamento (NW-SE) da LI, nos campos médios de todos os três índices convectivos mostrados, observam-se gradientes paralelos à LI e apontados na direção SW. Apesar disto, não houve um posicionamento preferencial das descargas nas regiões onde estes índices apresentaram valores mais significativos.

As descargas atmosféricas deste período se mostram em forma alinhada, auxiliando na identificação da área que a LI ocupou durante essa fase. Neste período, das 17:00 à 21:00UTC, do dia 17, ocorreram 1069 descargas, que estão representadas pelos pontos pretos.



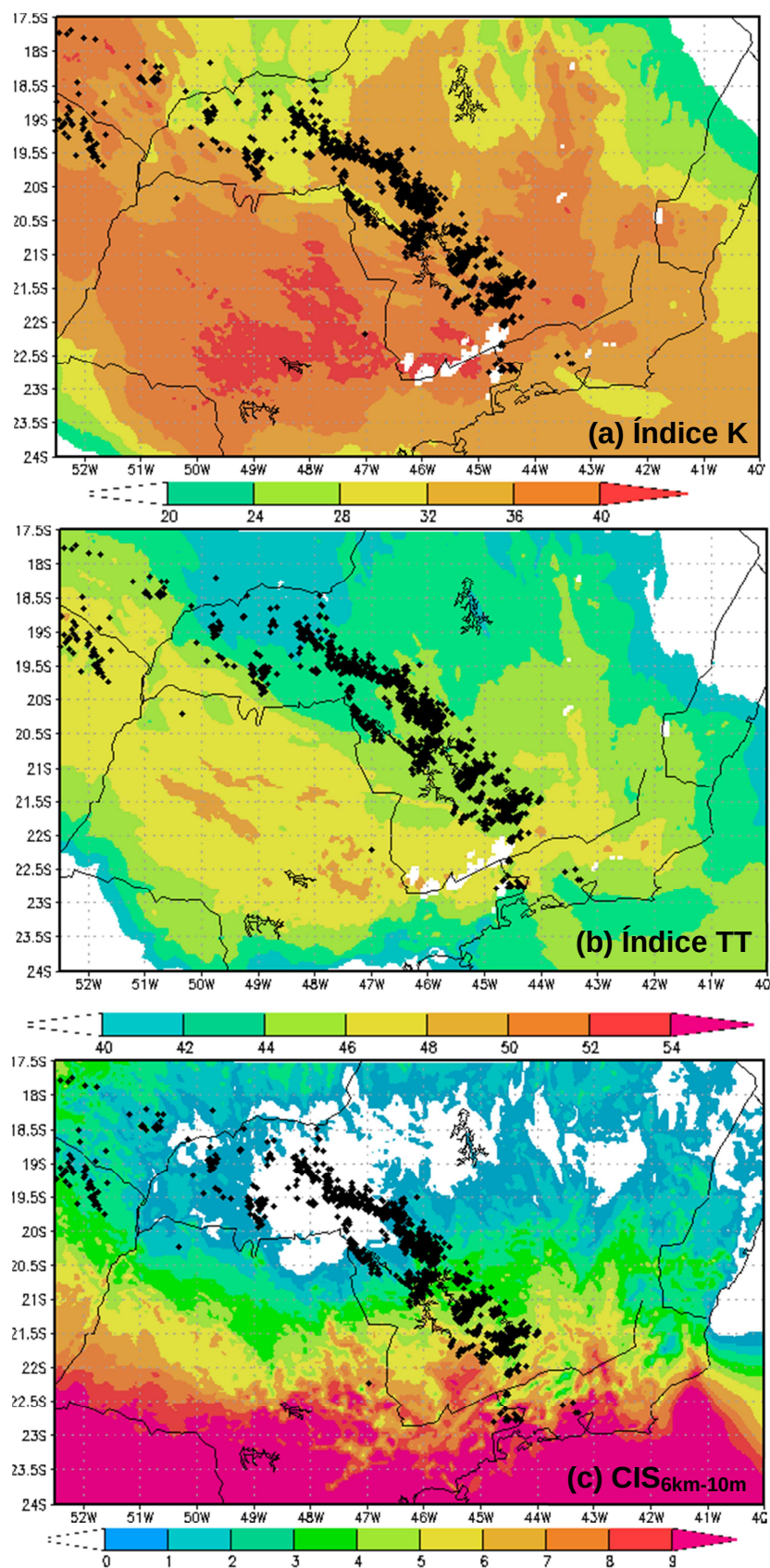


Figura 52 – Para a linha de instabilidade (LI) e no primeiro período (formação), campos médios e total das descargas elétricas atmosféricas detectadas (pontos pretos) do (a) índice K, (b) índice TT e (c) CIS<sub>6km-10m</sub>.

#### 4.2.3.1.2 Segundo período: desenvolvimento inicial da LI

Para o segundo período, correspondente à fase inicial de desenvolvimento da LI, os campos médios dos três índices convectivos analisados, com a sobreposição das descargas detectadas neste período, são mostrados na figura 53. Inicialmente, observa-se uma mudança na disposição espacial e no número total detectado de descargas atmosféricas. Com a evolução da LI, o número total de descargas detectadas aumentou em três vezes neste período (3294 descargas), relativamente ao observado no período anterior. Este aumento foi perceptível ao longo de toda a extensão da LI, mas especialmente na sua metade sul. Rutledge et al. (1992) e Williams et al. (1992) analisaram uma linha de instabilidade, na Austrália, que gerou muitas descargas. A LI estudada pelos autores ocorreu entre as latitudes 12°S e 15°S. As condições termodinâmicas do ambiente no qual a LI se desenvolveu foram bastante acentuadas (valores de CAPE muito elevados), mas o cisalhamento vertical do vento foi muito fraco.

Os valores do índice K (Figura 53a) apresentaram valores entre 36°C e 40°C sobre uma área maior do que no período anterior. Levando em consideração o posicionamento das descargas, observa-se que elas ocorreram em regiões de K com valores entre 28°C e 40°C. Também, as áreas com valores mais altos do índice TT (Figura 53b) aumentaram sobre a região onde a LI se desenvolvia e nas regiões vizinhas, variando entre 42°C e 52°C. Similar ao observado no índice K, a região ao sul da LI apresentou área com os valores mais altos de TT, entre 50°C e 52°C.

De maneira geral, os valores do campo médio do parâmetro  $CIS_{6km-10m}$  (Figura 53c) não sofreram modificações como o ocorrido com os valores dos índices termodinâmicos comentados anteriormente.

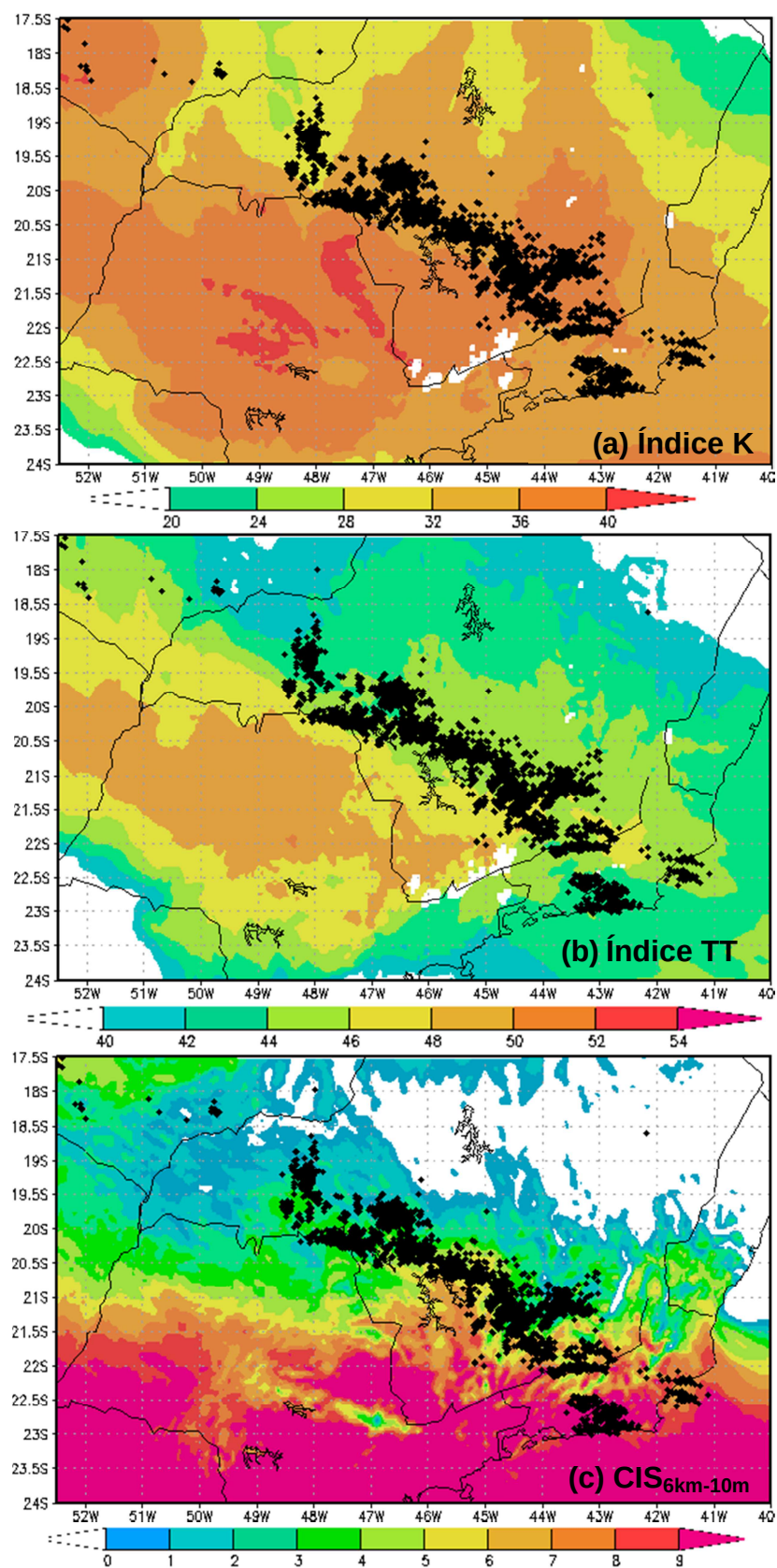


Figura 53 – Para a linha de instabilidade (LI) e no segundo período (desenvolvimento inicial), campos médios e total das descargas elétricas atmosféricas detectadas (pontos pretos) do (a) índice K, (b) índice TT e (c) CIS<sub>6km-10m</sub>.

#### 4.2.3.1.3 Terceiro período: desenvolvimento final da LI

O terceiro período de evolução da LI é caracterizado como sendo aquele relativo à sua fase final de desenvolvimento. Os campos médios dos índices convectivos e as descargas detectadas neste período são mostrados na figura 54. Neste período, que antecede a fase de dissipação, percebe-se a diminuição rápida na quantidade de descargas detectadas, com número total de 1300 descargas, semelhante ao verificado na fase de formação. Entretanto, não há restrição de instabilidade termodinâmica para a continuação da atividade convectiva, como mostram os valores ainda elevados dos índices K (Figura 54a) e TT (Figura 54b).

As condições de cisalhamento profundo, no entanto, indicaram um aumento da velocidade horizontal do vento com a altura em quase toda a área localizada ao sul de 21,5°S (Figura 54c), mas que não influenciou na atividade elétrica da LI. Isto porque a quantidade maior de descargas detectadas na parte sul da LI, durante o segundo período discutido anteriormente, não foi mais observada. Ao contrário, ao sul de MG, onde o cisalhamento aumentou, poucas foram as descargas detectadas. Relativamente aos períodos anteriores, as descargas associadas à esta LI ocorreram de maneira mais concentrada onde foram observados os maiores valores dos índices K e TT, na divida dos estados de SP e MG.



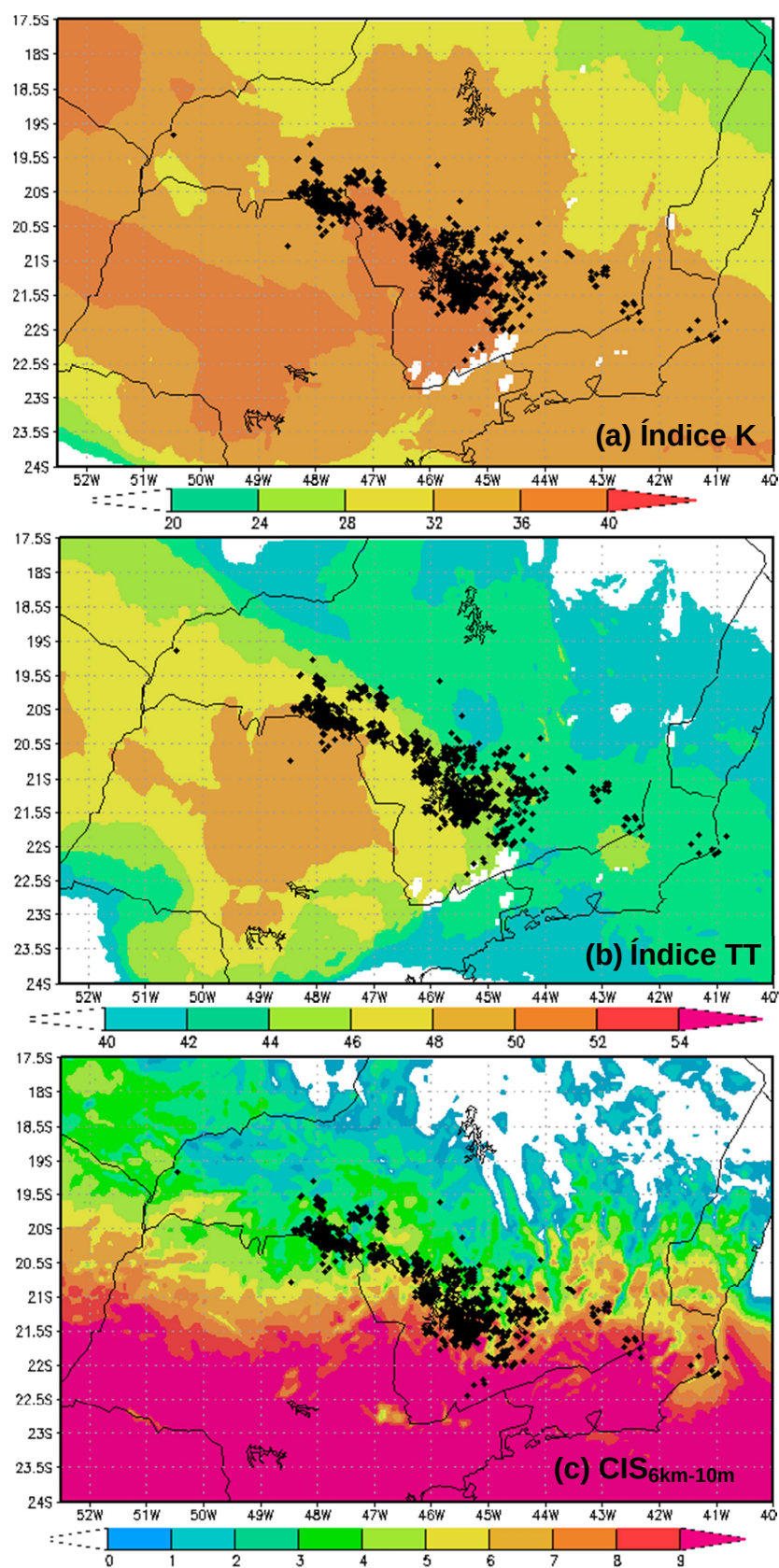


Figura 54 – Para a linha de instabilidade (LI) e no terceiro período (desenvolvimento final), campos médios e total das descargas elétricas atmosféricas detectadas (pontos pretos) do (a) índice K, (b) índice TT e (c) CIS<sub>6km-10m</sub>.



#### 4.2.3.1.4 Quarto período: dissipação da LI

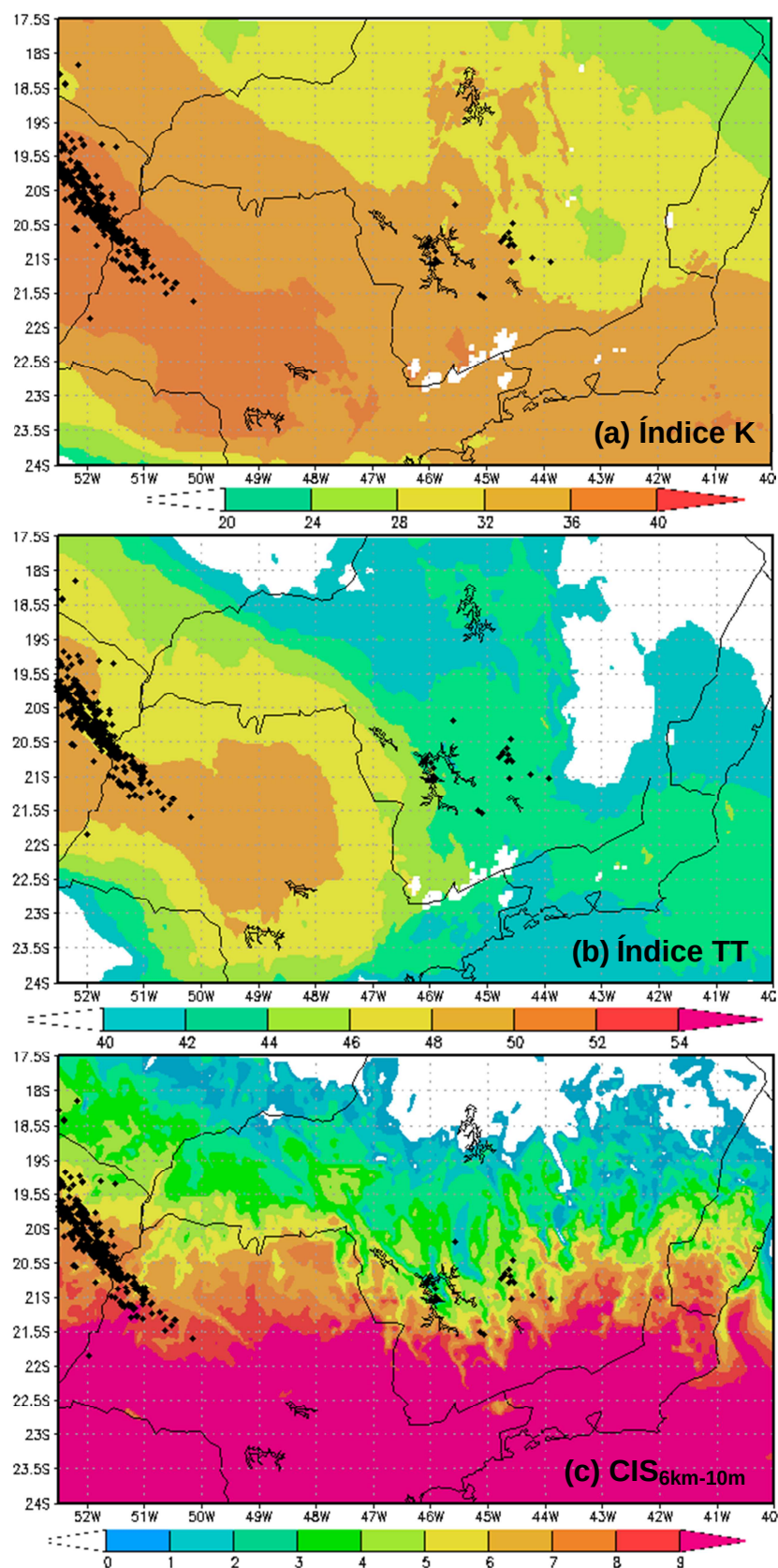


Figura 55 – Para a linha de instabilidade (LI) e no quarto período (dissipação), campos médios e total das descargas elétricas atmosféricas detectadas (pontos pretos) do (a) índice K, (b) índice TT e (c) CIS<sub>6km-10m</sub>.

Na fase de dissipação a quantidade de descargas detectadas em associação à LI foi de apenas 36. A sobreposição destas nos campos médios dos índices convectivos analisados é mostrada na figura 55. A região onde a LI se dissipava, entre os estados de MG e RJ (ver Figura 18 e 19), apresentava elevados valores dos índices K e TT, indicando que o potencial para atividade convectiva ainda permanecia. O valor do índice K era superior a 30°C (Figura 55a) e o valor do índice TT (Figura 55b) era superior a 40°C. No campo médio do cisalhamento (Figura 55c), a dissipação da LI ocorreu na região de maiores valores.

#### **4.2.3.2 Complexo Convectivo de Mesoescala**

Neste subitem serão mostrados e avaliados os campos médios dos mesmos índices convectivos, discutidos no subitem anterior, relativos às fases de formação, de desenvolvimento inicial, de desenvolvimento final e de dissipação do CCM.

##### **4.2.3.2.1 Primeiro período: formação do CCM**

A figura 56 mostra os campos médios dos índices K e TT e do cisalhamento profundo, com a sobreposição das descargas detectadas neste período, que foi de 2658 DEA, representativo da fase de formação do CCM em estudo. Na figura 56a, o índice K estava bastante elevado na região onde o CCM se destacava, principalmente na região para onde ele iria se deslocar nas fases seguintes, em direção ao leste do estado de MG. Nesta fase, o índice K apresentou valores superiores a 30°C, com algumas áreas cujos valores superaram 40°C, o que indica que a região apresentava grande instabilidade e potencial para formação de tempestades.

Durante a fase de formação do CCM, o campo médio do índice TT (Figura 56b) mostrou que os maiores valores se encontraram sobre a região onde o CCM começava a se destacar (Centro/Sul de MG), com variação entre 46°C e 52°C.

O campo médio do cisalhamento vertical do vento (Figura 56c) para a fase inicial do CCM mostra que na região leste do local onde o CCM se encontrava havia áreas com altos valores de cisalhamento, que passavam de 9m/s. Na região onde o CCM estava se formando, o cisalhamento variou entre 1m/s e 8m/s.

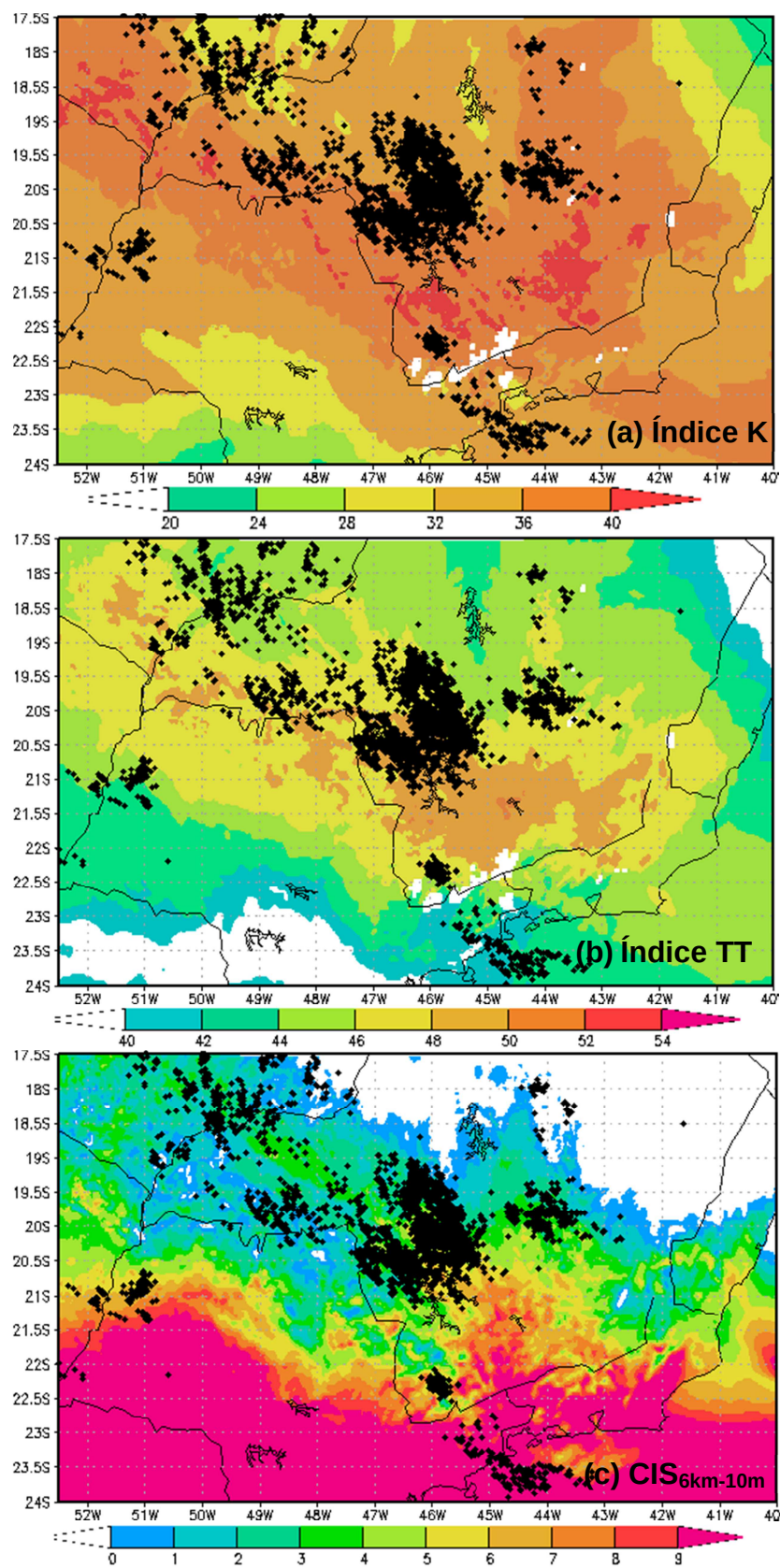


Figura 56 – Para o complexo convectivo de mesoescala (CCM) e no primeiro período (formação), campos médios e total das descargas elétricas atmosféricas detectadas (pontos pretos) do (a) índice K, (b) índice TT e (c) CIS<sub>6km-10m</sub>.



#### 4.2.3.2.2 Segundo período: desenvolvimento inicial do CCM

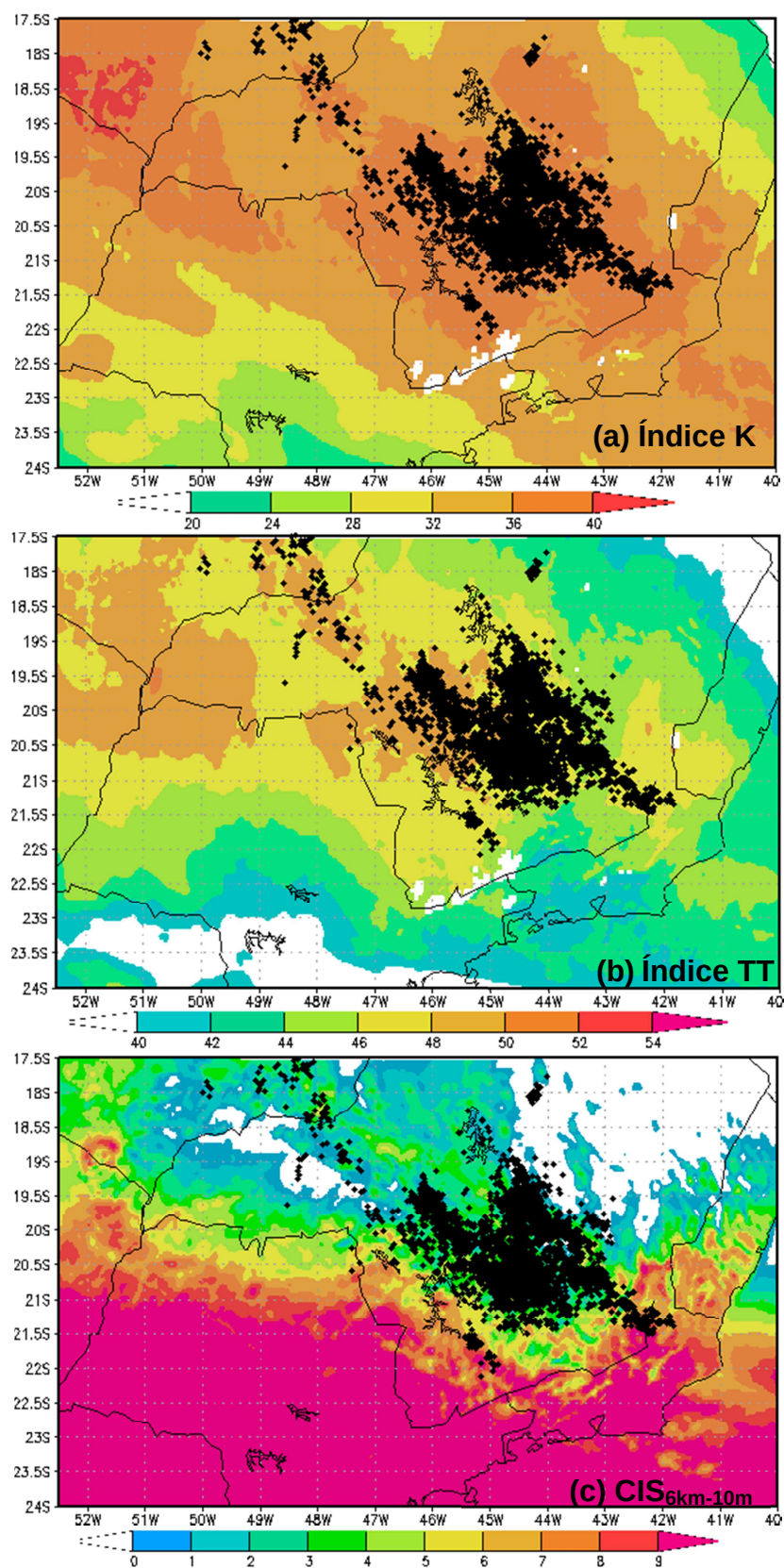


Figura 57 – Para o complexo convectivo de mesoescala (CCM) e no segundo período (desenvolvimento inicial), campos médios e total das descargas elétricas atmosféricas detectadas (pontos pretos) do (a) índice K, (b) índice TT e (c) CIS<sub>6km-10m</sub>.

Na figura 57 são mostrados os campos médios dos índices convectivos analisados e as descargas atmosféricas detectadas durante o período de desenvolvimento inicial do CCM. O campo médio do índice K (Figura 57a) ainda mostrava valores elevados sobre a região onde o CCM começava a se intensificar, entre 36 e 40°C. Foi durante este período que ocorreu o máximo de descargas elétricas durante este evento, com um total de 5053 descargas. Os menores valores de temperatura de brilho  $T_b$  do topo das nuvens neste período de desenvolvimento do CCM (ver Figura 21c) implica na intensificação das correntes ascendentes. Estas, por sua vez, têm importantes implicações no aumento de precipitação em fase mista. Estes hidrometeoros, por serem erguidos acima do nível de congelamento, constituem um fator de separação de cargas nas nuvens e subsequente produção de descargas nuvem-solo (GILMORE; WICKER, 2002).

Os valores de TT (Figura 57b) ainda estavam elevados, com áreas de maiores valores a oeste do CCM. Neste período o índice teve seus valores variando entre 44 e 52°C. Na fase inicial de desenvolvimento (Figura 57c) a área de valores mais altos de cisalhamento recuou um pouco, e sobre a região onde o CCM se desenvolvia, o cisalhamento do vento variava entre 1 a 9m/s.

#### **4.2.3.2.3 Terceiro período: desenvolvimento final do CCM**

Durante a fase final de desenvolvimento do CCM, o campo médio do índice K (Figura 58a) ainda indica muita instabilidade na região onde o CCM estava, com valores variando entre 32 e 40°C, a leste de MG e no RJ. A figura 58b mostra o campo médio do índice TT, onde nota-se que os valores deste índice diminuíram em comparação aos observados no período anterior, na região onde o CCM estava (entre os estados de MG e RJ). Os valores do índice TT variaram entre 42°C e 48°C. Durante esta fase, as áreas com valores mais elevados de cisalhamento aumentaram bastante (Figura 58c), incluindo a localização do CCM, entre o leste de MG e o RJ. Nesta fase, o campo médio do cisalhamento variava entre 2 m/s e valores acima de 9m/s. O total de descargas para o período foi de 1300.



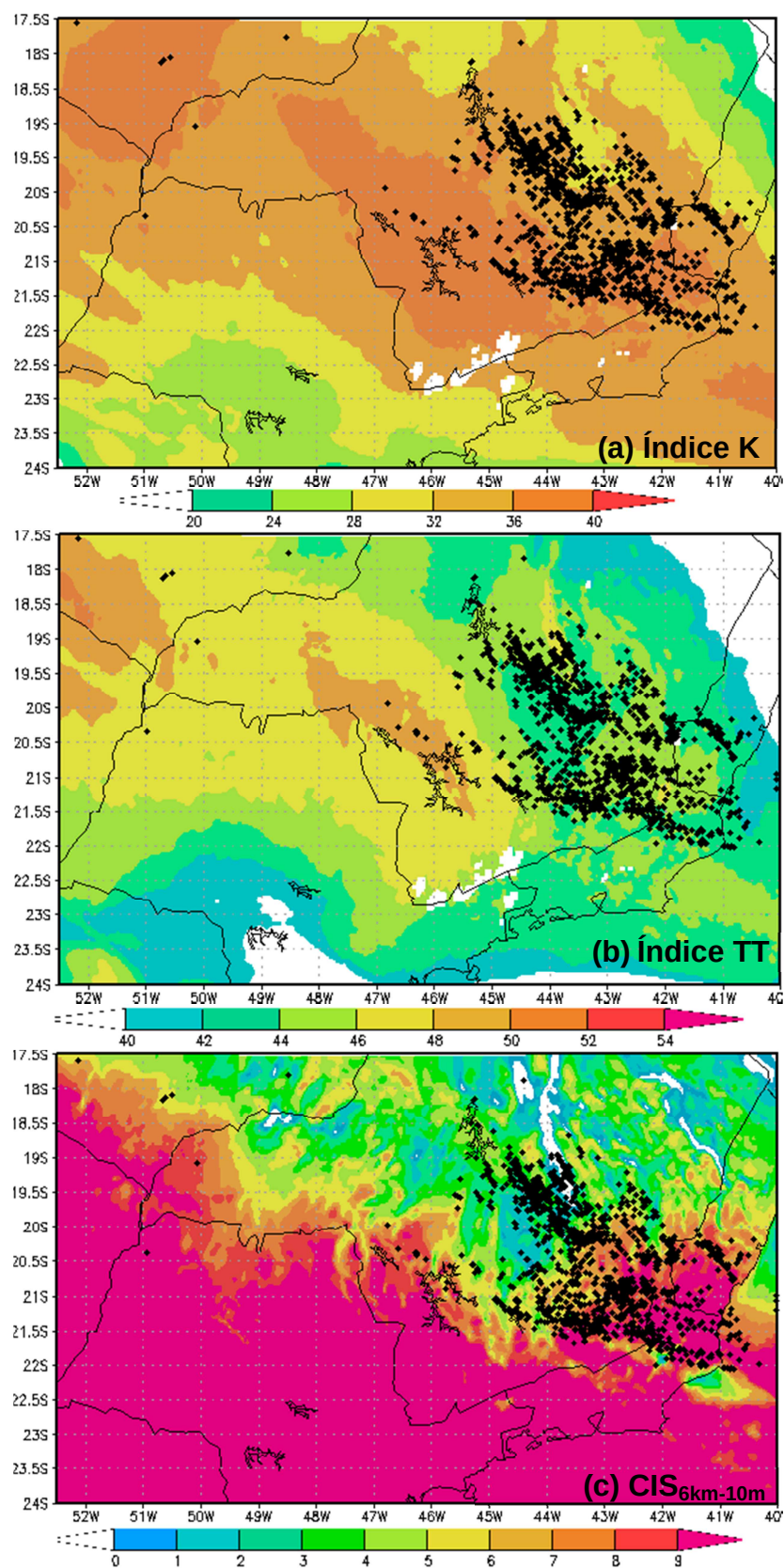


Figura 58 – Para o complexo convectivo de mesoescala (CCM) e no terceiro período (desenvolvimento final), campos médios e total das descargas elétricas atmosféricas detectadas (pontos pretos) do (a) índice K, (b) índice TT e (c) CIS<sub>6km-10m</sub>.

#### 4.2.3.2.4 Quarto período: dissipação do CCM

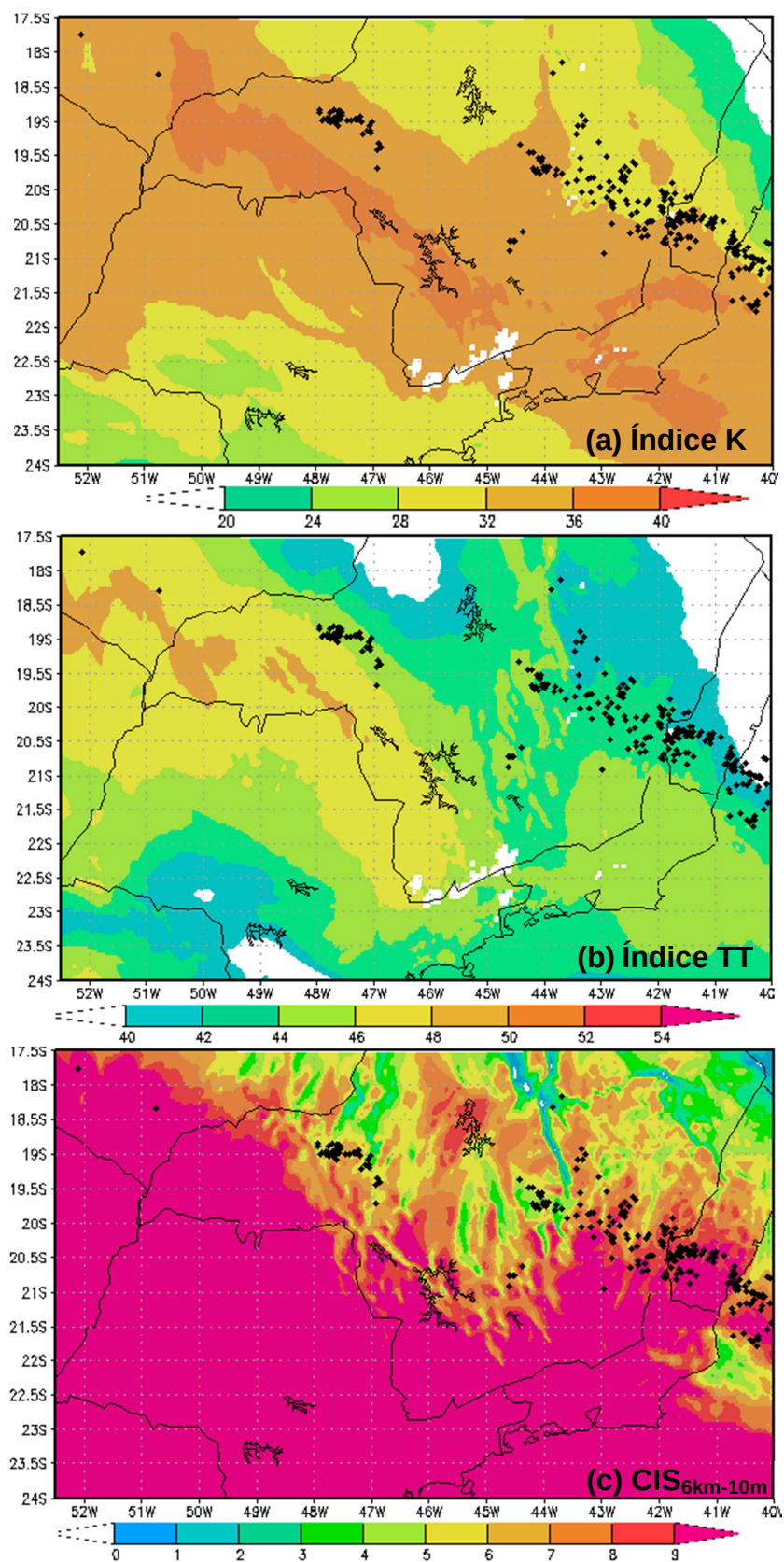


Figura 59 – Para o complexo convectivo de mesoescala (CCM) e no quarto período (dissipação), campos médios e total das descargas elétricas atmosféricas detectadas (pontos pretos) do (a) índice K, (b) índice TT e (c) CIS<sub>6km-10m</sub>.

Na fase de dissipação do CCM, quase todas as áreas da região Sudeste apresentaram valores elevados dos índices, como mostram os campos médios mostrados na figura 59. Nesta fase, os valores do campo médio do índice K variaram entre 28°C e 40°C (Figura 59a). Com a dissipação do CCM, o campo médio do índice TT (Figura 59b) mostrou valores menores, especialmente sobre a região em que estava o CCM, passando a variar entre 40°C e 46°C. As áreas com valores maiores de cisalhamento (Figura 59c) aumentaram ainda mais sobre a região sudeste. O total de descargas elétricas no período foi de 152.

## **Conclusões**

Durante os dias 17 a 19 de outubro de 2007, ocorreram dois sistemas convectivos, com características morfológicas distintas, no estado de Minas Gerais. O primeiro sistema a se formar foi uma Linha de Instabilidade (LI) e, o segundo, um Complexo Convectivo de Mesoescala (CCM), sendo que o intervalo de tempo decorrido entre a dissipação da LI e o início de acompanhamento do CCM foi de apenas 5 horas. De acordo com a literatura, estes dois tipos de sistemas convectivos podem ocorrer sob diferentes condições atmosféricas, o que constituiu uma das abordagens deste estudo. Outra investigação feita envolveu as análises das evoluções temporais e espaciais das atividades elétricas associadas à LI e ao CCM. Estas avaliações foram, então, combinadas de maneira a evidenciar os efeitos que parâmetros meteorológicos tiveram sobre as respectivas estruturas elétricas observadas.

Para facilitar as análises o período total, compreendido entre os dias 17 e 19, foi dividido em quatro etapas. A primeira etapa correspondeu ao período anterior à formação da LI, seguido do período de ocorrência da mesma. Após a dissipação da LI, teve início o terceiro período, denominado como período de transição, seguido pelo período de ocorrência do CCM. Para cada um destes períodos, foram analisadas as condições atmosféricas de grande escala, envolvendo avaliações dos padrões de temperatura, umidade, ventos e altura geopotencial.

As principais conclusões obtidas a partir das avaliações feitas foram as seguintes:

- a) o deslocamento da LI em direção ao Oceano Atlântico foi provocado por ventos de oeste, que apresentaram uma configuração oeste-leste marcante em 500hPa e 200hPa;

- b) durante todo o período de ocorrência do CCM foi observado em 500hPa um cavado a oeste do local onde este evoluiu, com amplitude máxima próximo ao estágio de maturação do sistema;
- c) durante o período de formação da LI e do CCM, foi observado um gradiente de temperatura à superfície, dentro da área no qual estes sistemas se formaram;
- d) durante o período de formação e evolução da LI e do CCM, foi observado um gradiente de umidade, desde a superfície até o nível de 850hPa (onde o gradiente apresentou uma maior extensão e intensidade);
- e) a formação da LI teve contribuição de um escoamento tropical, resultante do desvio dos ventos alísios para dentro do continente, e de um escoamento extratropical, associado com a circulação anti-horária do sistema de alta pressão semiestacionária, localizado no Oceano Atlântico;
- f) a formação do CCM teve, além dos escoamentos presentes na formação da LI, também a contribuição de um terceiro escoamento, resultante de um escoamento tropical que seguiu uma trajetória oceânica, paralela à costa brasileira, adentrando no continente pelo estado do RJ até atingir o estado de MG;
- g) foi possível associar os períodos de atividade elétrica máxima da LI e do CCM com as condições atmosféricas mais favoráveis ao desenvolvimento de correntes ascendentes fortes;
- h) durante todo o período de ocorrência da LI e do CCM, houve disponibilidade de umidade em baixos níveis, ingrediente fundamental no disparo de convecção;
- i) a TVVT refletiu a contribuição térmica para a desestabilização convectiva na troposfera, particularmente quando da ocorrência do CCM.



Sugestões de trabalhos futuros:

Dando continuidade aos trabalhos realizados, sugere-se:

- Continuar as análises sobre a ação dos parâmetros convectivos na geração das descargas atmosféricas detectadas durante a ocorrência dos sistemas avaliados neste estudo;
- Incluir uma avaliação estatística dos valores máximos, médios e mínimos obtidos dentro das regiões onde a LI e o CCM ocorreram;
- Ampliar este estudo, incluindo um maior número de sistemas convectivos que tenham ocorrido em condições de forçantes sinóticas fracas, analogamente aos casos apresentados neste trabalho.

## Referências

- BARBOSA, E. R.; FEDOROVA, N.; SILVA, R. S. Corrente de Jato Subtropical e Complexo Convectivo de Mesoescala, parte I: Situações sinóticas e correntes principais para a formação do Complexo Convectivo de Mesosescala. In: X Congresso Brasileiro de Meteorologia. **Anais do ....** . Brasília – DF. 1998.
- BLUESTEIN, H. B.; JAIN, M. Formation of mesoscale lines of precipitation: severe squall lines in Oklahoma during the spring. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 42, p. 1711–32, 1985.
- BLUESTEIN, H. B. **Principles of Kinematics and Dynamics**. Vol. I. Synoptic–Dynamic Meteorology in Midlatitudes. 1992.
- BLUESTEIN, H. B.; Advances in applications of the physics of fluids to severe weather systems. **Reports on Progress in Physics**, v. 70, p. 1259 -1323. 2007.
- BOLETIM CLIMANÁLISE: Boletim de Monitoramento e Análise Climática. v. 22, n. 10, Outubro/2007. Disponível em:  
<<http://climanalise.cptec.inpe.br/~rclimanl/boletim/pdf/pdf07/out07.pdf>>. Acesso em: 8 de dez. 2014.
- BONNER, W. D., Climatology of the low level jet, **Monthly Weather Review**, v. 96, p. 833-850, 1968.
- BROOKS, H. E., Severe thunderstorms and climate change. **Atmospheric Research**, v. 123, p. 129-138, doi:10.1016/j.atmosres.2012.04.002. 2013.
- BYERS, H. R.; BRAHAM Jr., R. R. **The Thunderstorm**. U.S. Government Printing Office, 1949. 287p.
- CALHOUN, K.M.; MACGORMAN, D.R.; ZIEGLER, C.L.; BIGGERSTAFF. Evolution of Lightning Activity and Storm Charge Relative to Dual-Doppler Analysis of a High-Precipitation Supercell Storm. **Monthly Weather Review**, v. 141, v. 7, p. 2199-2223, 2013.
- CARDOSO NETA, L. **Características das Descargas Nuvem-Solo na Região Sudeste do Brasil em Outubro de 2007**. 2013. 170f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Universidade Federal de Pelotas, Pelotas.

CAREY, L.D.; BUFFALO, K.M. Environmental Control of Cloud-to-Ground Lightning Polarity in Severe Storms. **Monthly Weather Review**, v. 135, n. 4, p. 1327-1353, 2007.

CRAVEN, J. P.; H. E. BROOKS. Baseline climatology of sounding derived parameters associated with deep, moist convection. **National Weather Digest**, v. 28, p. 13–24. 2004.

COTTON, R. W.; ANTHES, B.R. **Storm and cloud dynamics**. Academic Press, Inc. International Geophysics Series, v. 44, 1989, 883p.

DOSWELL III, C. A. The distinction between large-scale and mesoscale contribution to severe convection: A case study example. **Weather and Forecasting**, v. 2, n. 1, p. 3-16, 1987.

DOSWELL III, C.A.; BROOKS, H.E.; MADDOX, R.A. Flash Flood Forecasting: An Ingredients-Based Methodology. **Weather and Forecasting**, v. 11, n. 12, p. 560-581, 1996.

DOSWELL III, C. A.; SCHULTZ, D. M. On the use of indices and parameters in forecasting severe storms. **The Electronic Journal of Severe Storms Meteorology**, v. 1, n. 3, p. 1-22, 2006.

DOSWELL III, C.A. **Severe Convective Storms** – An Overview. Chapter 1. American Meteorological Society, 2001. 42p.

DURKEE, J.D.; MOTE, T.L. A climatology of warm-season Mesoscale Convective Complexes in subtropical South America. **International Journal of Climatology**, v. 30, p. 418–431, 2009.

DURKEE, J. D.; MOTE, T. L.; SHEPHERD, J. M. The contribution of mesoscale convective complexes to rainfall across subtropical South America. **Journal of Climate**, v. 22, n. 17, p. 4590–4605, 2009.

FORMENTON, M.; PANEGROSSI, G.; CASELLA, D.; DIETRICH, S.; MUGNAI, A.; SANO, P.; PAOLA, F.D.; BETZ, H-D.; PRICE, C.; YAIR, Y. Using a cloud electrification model to study relationships between lightning activity and cloud microphysical structure. **Natural Hazards and Earth System Sciences**, v. 13, p. 1985-1104, 2013.

FRITSCH, J. M.; KANE, R. J.; CHELIUS, C. R., The contribution of mesoscale convective weather systems to the warmseason precipitation in the United States. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 25, p. 1333–1345, 1986.

GATLIN, P.N.; GOODMAN, S.J. A Total Lightning Trending Algorithm to Identify Severe Thunderstorms. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v. 27, p. 2-22, 2010.

GEORGE, J. J. **Weather Forecasting for Aeronautics**. New York: Academic Press, 1960. 673 p.

GILMORE, M. S.; WICKER, L. J. Influences of the Local Environment on Supercell Cloud-to-Ground Lightning, Radar Characteristics, and Severe Weather on 2 June 1995. **Monthly weather review**, v. 130, n. 10, p. 2349-2372, 2002.

GOODMAN, S. J.; MACGORMAN, D. R. Cloud-to-ground lightning activity in Mesoscale Convective Complexes. **Monthly Weather Review**, v. 114, p. 2320-2328, 1986.

HAKLANDER, A. J.; VAN DELDEN, A. Thunderstorm predictors and their forecast skill for the Netherlands. **Atmospheric Research**, v. 67, p. 273-299, 2003.

HALLAK, R.; PEREIRA FILHO, A. J. Análise de desempenho de índices de instabilidade atmosférica na previsão de fenômenos convectivos de mesoescala na região metropolitana de São Paulo entre 28 de janeiro e 04 de fevereiro de 2004. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 27, n. 2, p. 173-206, 2012.

HEIDEMAN, K. F.; FRITSCH, J. M. Forcing mechanisms and other characteristics of significant summertime precipitation. **Weather and Forecasting**, v. 3, p. 115–130, 1988.

HENRY, W. **The Skew-T, Log P Diagram**. National Weather Service Training Center, EUA, 1987, 68 p.

HOUZE, R.A. Mesoscale convective systems. In: HOUZE, R. A. (ed.). **Cloud Dynamics**. Academic Press, Inc, v. 53, p. 334-404, 1993.

JAYARANTE, E. R.; SAUNDERS C. P. R.; HALLETT, J. Laboratory studies of the charging of soft hail during ice crystal interactions. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 109, p. 609-630, 1985.

LAING, A.G.; FRITSCH, J.M. The Large-Scale Environments of the Global Populations of Mesoscale Convective Complexes. **Monthly Weather Review**, n. 128, p. 2756–2776, 2000.

LANG, T. J.; RUTLEDGE, S. A. Relationships between Convective Storm Kinematics, Precipitation, and Lightning. **Monthly Weather Review**, v. 130, n. 10, p. 2492-2506, 2002.

LIMA, K. C.; GOMES, R. G. Detecção de descargas elétricas atmosféricas em sistemas convectivos com dados do SIMEPAR. **Revista Brasileira de Geofísica**, v. 27, n. 1, p. 5-16, 2009.

LIN, Yuh-Lang. **Meso-scale Dynamics**. New York, EUA. Cambridge University Press, 627p, 2007.

LIU, X. **Contrast Analysis of Two Squall Lines in Huanghuai Region of China**. In: Remote Sensing, Environment and Transportation Engineering (RSETTE), 2012 2nd International Conference on. IEEE, 2012. p. 1-3.

LUND, N. R.; MACGORMAN, D. R.; SCHUUR, T.J; BIGGERSTAFF, M.I.; RUST, W. D. Relationships between lightning location and polarimetric radar signatures in a small mesoscale convective system. **Monthly Weather Review**, v. 137, p. 4151–4170, 2009.

MACGORMAN, D. R.; RUST, W. D. **The electrical nature of storms**. New York: Oxford University Press, 1998. 422 p.

MACHADO, L.A.T.; ROSSOW, W.B.; GUEDES, R.L.; WALKER, A.W. Life Cycle Variations of Mesoscale Convective Systems over the Americas. **Monthly Weather Review**, v. 126, p. 1630-1654, 1998.

MADDOX, R. A. Mesoscale convective complexes. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 61, p. 1374–1387, 1980.

MADDOX, R.A. Large-scale meteorological conditions associated with midlatitude, mesoscale convective complexes. **Monthly Weather Review**, v. 111, n. 7, p. 1475-1493, 1983.

MARENGO, J.A., SOARES W.R., SAULO C.; NICOLINI M. Climatology of the Low-Level Jet East of the Andes as Derived from the NCEP-NCAR Reanalyses: Characteristics and Temporal Variability. **Journal of Climate**, v. 17, n. 12, p. 2261-2280, 2004.

MATTOS, E.V.; MACHADO, L.A.T. Cloud-to-ground lightning and Mesoscale Convective Systems. **Atmospheric Research**, v. 99, p. 377–390, 2011.

MILLER, R. C. **Notes on analysis and severe storm forecasting procedures of the Air Force Global Weather Central**. Tech. Report 200, Air Weather Service, United States Air Force, 1972, 190 p.

MINUZZI, R.B.; VIANELLO, R.L.; SEDIYAMA, G.C. Oscilações climáticas em Minas Gerais. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 25, p. 227-236, 2010. DOI: 10.1590/S0102-77862010000200007.

NACCARATO, K. P. **Análise das características dos relâmpagos na região sudeste do Brasil**. 2005. 362 f. Tese (Doutorado em Geofísica Espacial) - Instituto de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2006.

NACCARATO, K.P.; PINTO Jr., O. The third generation relative detection efficiency model for the Brazilian lightning detection network (BrasilDat). In: INTERNATIONAL LIGHTNING DETECTION CONFERENCE, 20, INTERNATIONAL LIGHTNING METEOROLOGY CONFERENCE, 2, 2008, Tucson, Arizona. **Anais do ...Tucson**, 2008, 6p.

NASCIMENTO, E. L. Previsão de tempestades severas utilizando-se parâmetros convectivos e modelos de mesoescala: uma estratégia operacional adotável no Brasil? **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 20, n. 1, p. 121-140, 2005.



OGAWA, T. Lightning currents. In: VOLLAND, H. (ed.) **Handbook of Atmospheric Electrodynamics**. New York: CRC Press, v. 1, p. 93-136, 1995.

OWEN, J. A study of thunderstorm formation along dry lines. **Journal of Applied Meteorology**, v. 5, n. 1, p. 58-63, 1966.

PINHEIRO, H. R.; ESCOBAR, G. C. J.; ANDRADE, K. M. Aplicação de uma ferramenta objetiva para previsão de tempo severo em ambiente operacional. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 29, n. 2, p. 209-228, 2014.

PINTO JR., O. **A arte da guerra contra os raios**. São Paulo: Oficina de textos, 2005. 80 p. ISBN 85-86238-40-6.

RAKOV, V. A.; UMAN, M. A. **Lightning: Physics and Effects**. Cambridge: Cambridge University Press, 2003. 850p.

RIBEIRO, J. P.C. **Atlas Geográfico-Minas Gerais e Belo Horizonte**. Belo Horizonte, Gráfica e Editora, v. 101, 1999.

ROMATSCHKE, U; HOUZE JR., R. A. Characteristics of Precipitating Convective Systems accounting for the Summer Rainfall of Tropical and Subtropical South America. **Journal of Hydrometeorology**, v. 14, n. 2, p. 25-46, 2013.

ROMERO, R.; GAYÀ, J.; DOSWELL, C. A. European climatology of severe convective storm environmental parameters: A test for significant tornado events. **Atmospheric Research**, v. 83, n. 2, p. 389-404, 2007.

ROTUNNO, R.; KLEMP, J.B.; WEISMAN, M.L. A theory for strong, long-lived squall lines. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 45, p. 463-485, 1988.

RUTLEDGE, S. A.; WILLIAMS, E. R.; KEENAN, T. D. The Down Under Doppler and Electricity Experiment (DUNDEE): Overview and preliminary results. **Bulletin of the America Meteorological Society**, v. 73, p. 3-16. 1992.

SALIO, P.; NICOLINI, M.; ZIPSER, E. J. Mesoscale Convective Systems over Southeastern South America and Their Relationship with the South American Low-Level Jet. **Monthly Weather Review**, v. 135, n. 4, p. 1290-1309, 2007.

SAUNDERS, C. P. R. **Thunderstorm electrification**. In: Handbook of Atmospheric Electrodynamics. H. Volland, CRC Press, v. 1, p. 61-92, 1995.

SCHMEITS, M. J., KOK, C. J.; VOGELEZANG, D. H. P.; VAN WESTRHENEN, R. M. Probabilistic forecasts of (severe) thunderstorms for the purpose of issuing a weather alarm in the Netherlands. **Weather Forecasting**, v. 23, p. 1253– 1267. 2008.

SCHULTZ, C. J.; PETERSEN, W. A.; CAREY, L. D. Lightning and severe weather: A comparison between total and cloud-to-ground lightning trends, **Weather and Forecasting**, v. 26, p. 744–755, 2011.

SILVA DIA, M. A., Índices de instabilidade para previsão de chuva e tempestades severas, Universidade de São Paulo, SP, 2000.

SIMIELLI, M. E. (1991) - *Geoatlas*. São Paulo, Editora Ática, 112 p.

SKAMAROCK, W. C.; KLEMP, J.B.; DUDHIA, J.; GILL, D. O.; BAKER, D. M.; DUDA, M. G.; HUANG, X-Y; WANG, W.; POWERS, J. G. **A Description of the Advanced Research WRF Version 3**, NCAR Technical Note, 2008, 125 p.

SMITH, S. B.; LADUE, J.G.; MACGORMAN, D.R. The Relationship between Cloud-to-Ground Lightning Polarity and Surface Equivalent Potential Temperature during Three Tornado Outbreaks. **Monthly Weather Review**, v. 128, n. 9, p. 3320-3328, 2000.

SUN, W. Y.; OGURA, Y. Boundary-layer forcing as a possible trigger to a squall-line formation. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 36, n. 2, p. 235-254, 1979.

TAKAHASHI, T. Electrification of growing ice crystals. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 35, p. 1220-1224, 1973.

THOMPSON, R. L. Eta model storm relative winds associated with tornadic and nontornadic supercells. **Weather and Forecasting**, v. 13, p.125-137, 1998.

UMAN, Martin. A. **The Lightning Discharge**. Academic Press, 1987. 320p.

VERA, C.; BAEZ, J.; DOUGLAS, M.; EMMANUEL, C.B.; MARENGO, J.; MEITIN, J.; NICOLINI, M.; NOGUES-PAEGLE, J.; PENALBA, O.; SALIO, O.; SAULO, C.; SILVA DIAS, M.A.; ZIPSER, E. The South American Low-Level Jet Experiment. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 87, n. 1, p. 63-77, 2006.

VONNEGUT, B. How the External Currents Flowing to a Thundercloud Influence Its Electrification. **Annales Geophysicae**, v. 9, p. 34-36, 1991.

WILLIAMS, E. R. The electrification of thunderstorms. **Scientific American**, v. 259, n. 5, p. 48-65, Nov. 1988.

WILLIAMS, E. R.; RUTLEDGE, S. A.; GEOTIS, S. G.; RENNO, N.; E.; RASMUSSEN, E.; RICKENBACH, T. A radar and electrical study of tropical "hottowers." **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 49, p. 1386-1395. 1992.

WEISMAN, M.L; KLEMP, J.B. The dependence of numerically simulated convective storms on vertical wind shear and buoyancy. **Monthly Weather Review**, v. 110, n. 6, p. 504-520, 1982.

WEISMAN, M. L.; KLEMP, J. B. Characteristics of Isolated Convective Storms. In: Ray, P. S., ed. Mesoscale Meteorology and Forecasting. Boston, **American Meteorological Society**. p. 331-358. 1986.

WEISMAN, M. L.; KLEMP, J. B.; ROTUNNO, R. Structure and evolution of numerically simulated squall lines. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 45, p. 1990– 2013, 1988.

WEISMAN, M. L.; ROTUNNO, R. “A theory for strong long-lived squall lines” Revised. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 61, n. 4, p. 361 – 382, 2004.

ZEPKA, G. S. **Previsão de descargas atmosféricas usando o modelo de mesoescala WRF**. 2011. 176f. Tese (Doutorado em Geofísica Espacial) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos.

ZIPSER, E.J., D.J. CECIL, D. J.,LIU, C., NESBITT, S. W., YORTY, D. P. Where are the Most Intense Thunderstorm on Earth? **Bulletin of the America Meteorological Society**, v. 87, p. 1057-1071. 2006.

## **Apêndice A**

Neste Apêndice será mostrado que o sistema convectivo circular que ocorreu entre os dias 18 e 19 – objeto de estudo neste trabalho - foi, de fato, um Complexo Convectivo de Mesoescala (CCM). Para isto, foram utilizados os critérios modificados de Maddox (1980). Esta modificação significa simplesmente a não avaliação das áreas e excentricidades da nebulosidade com temperatura de brilho de topo das nuvens  $T_b$  de  $-32^{\circ}\text{C}$ , como originalmente proposto por Maddox (1980). Atualmente, há o entendimento de que basta avaliar as características morfológicas da nebulosidade com  $T_b$  da ordem de  $-50^{\circ}\text{C}$  (ANDERSON; ARRITT, 1998; MACHADO et al., 1998, JIRAK et al., 2003).

O procedimento realizado foi o seguinte:

- a) Para cada imagem de satélite disponível durante a ocorrência do evento, foi delineada a área deste sistema com temperaturas de brilho de topos das nuvens iguais a  $-50^{\circ}\text{C}$ . A figura A1 mostra este procedimento para a imagem de 21:15UTC do dia 18/10/2007. É interessante acrescentar que as imagens utilizadas, por terem sido aquelas disponíveis no site do CPTEC/INPE, tem uma escala de cores com intervalo de variação de  $10^{\circ}\text{C}$ . No caso destas imagens, as áreas hachuradas na cor azul claro apresentam  $T_b = -50^{\circ}\text{C}$ ;

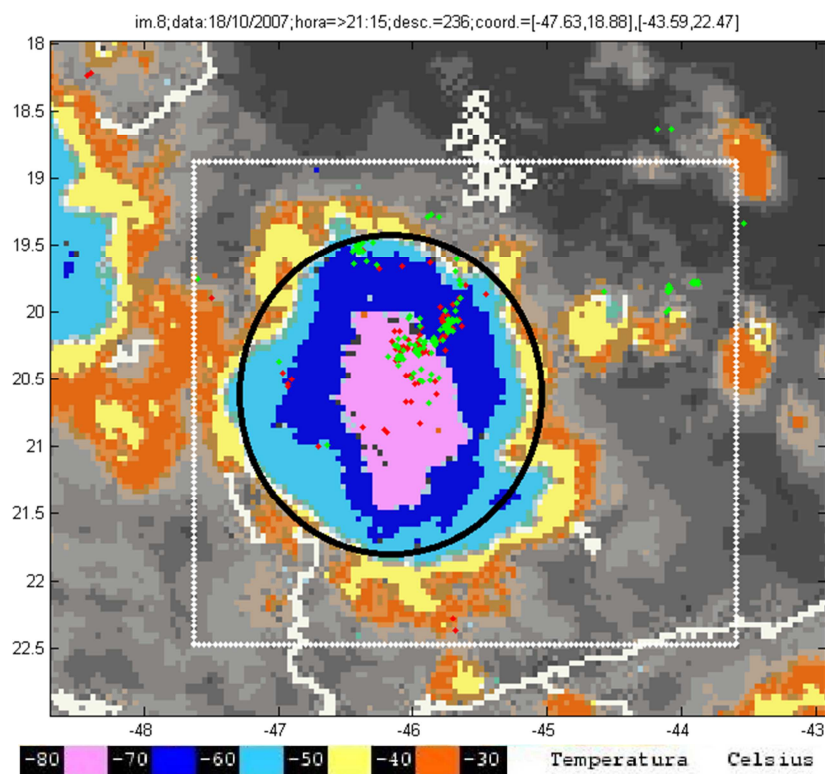


Figura A1 – Imagem de satélite geostacionário, realçada no canal infravermelho, na qual a área da nebulosidade com temperatura de brilho de topo de  $-50^{\circ}\text{C}$  foi contornada (círculo preto).

- b) Maddox (1980) estabeleceu que a temperatura de brilho  $T_b$  dos topos das nuvens deveria ser  $\leq -52^{\circ}\text{C}$  e com área de, no mínimo,  $50.000 \text{ km}^2$ . Para calcular a área do sistema foram obtidos os valores dos eixos A e B da circunferência, na escala da imagem, como mostra a figura A2;
- c) Para o cálculo da área da nebulosidade com  $T_b = -50^{\circ}\text{C}$ , esta foi considerada como se circular fosse, utilizando um raio médio obtido a partir dos valores dos eixos A e B, ou seja,  $A = \pi r_m^2$ , onde  $r_m = \frac{A+B}{2}$ ;



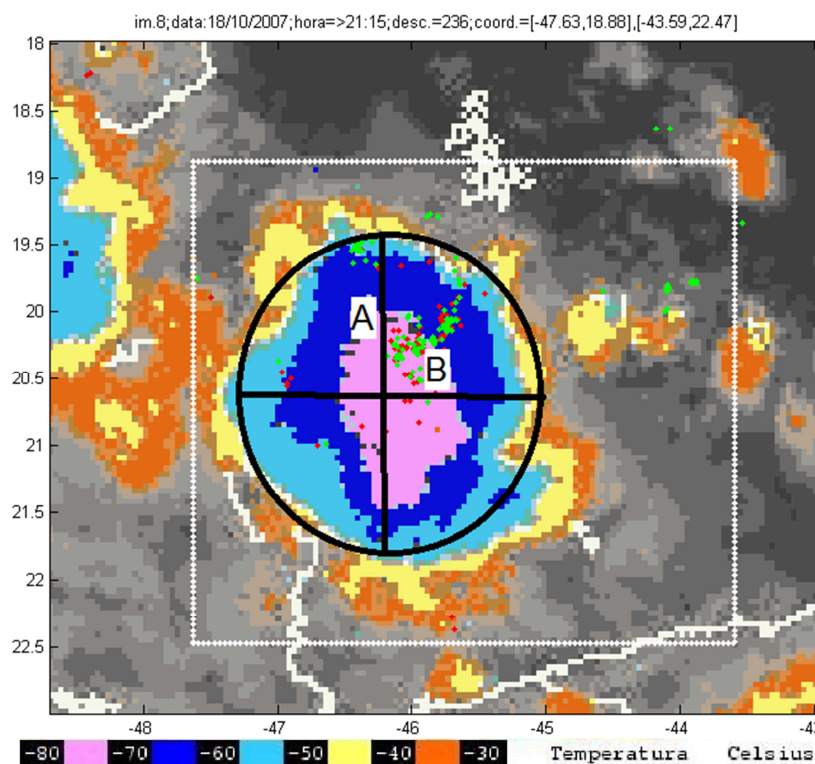


Figura A2 – Identificação dos eixos A e B.

- d) Após o cálculo da área, foi calculada a excentricidade do sistema, que corresponde à razão entre os eixos A e B. Para ser considerado um CCM, o sistema deve apresentar uma excentricidade  $\geq 0,7$ , ou seja,  $\frac{A}{B} \geq 0,7$ ;
- e) Finalmente, foi preciso verificar que os resultados obtidos nos itens (c) e (d), acima, tivessem sido observados nas imagens disponíveis durante um período de tempo de, no mínimo, 6 horas. Originalmente, Maddox (1980) dispunha de imagens a cada 3 horas, o que significa que os valores das áreas e das excentricidades deveriam ser encontrados em, pelo menos, 3 imagens consecutivas. Dado que atualmente as imagens estão disponíveis com um intervalo de até 15 minutos, os resultados dos cálculos feitos para o sistema envolvem um número muito maior de imagens, mostrados na tabela A1. Nesta tabela estão listados os horários das imagens de satélite utilizadas, a extensão dos eixos A e B, a excentricidade e a área da nebulosidade com  $T_b = -50^\circ\text{C}$ ;

Tabela A1 – Indicação dos horários (UTC), comprimentos dos eixos A e B (km), excentricidade e área do sistema circular, que ocorreu entre os dias 18 e 19 de outubro de 2007 no estado de Minas Gerais.

| Horário (UTC) | Eixo A (km) | Eixo B (km) | Excentricidade | Área (km <sup>2</sup> ) |
|---------------|-------------|-------------|----------------|-------------------------|
| 20:45         | 248,64      | 230,88      | 1,07           | 361.004,9               |
| 21:00         | 257,52      | 230,88      | 1,12           | 374.499,25              |
| 21:15         | 266,4       | 239,76      | 1,11           | 402.422,92              |
| 21:30         | 275,28      | 213,12      | 1,29           | 374.499,25              |
| 21:45         | 284,16      | 213,12      | 1,33           | 388.426,68              |
| 22:15         | 293,04      | 222         | 1,32           | 416.666,88              |
| 22:30         | 293,4       | 222         | 1,32           | 416.666,88              |
| 22:45         | 319,68      | 230,88      | 1,38           | 476.199,94              |
| 23:00         | 337,44      | 230,88      | 1,46           | 507.332,8               |
| 23:15         | 328,56      | 248,64      | 1,32           | 523.310,81              |
| 23:45         | 364,08      | 248,64      | 1,46           | 589.700,07              |
| 0:00          | 319,68      | 293,04      | 1,09           | 589.418,5               |
| 0:15          | 337,44      | 319,68      | 1,06           | 678.260,36              |
| 0:30          | 319,68      | 337,44      | 0,95           | 677.936,51              |
| 0:45          | 301,92      | 319,68      | 0,94           | 660.052,86              |
| 1:00          | 284,16      | 319,68      | 0,89           | 572.731,17              |
| 1:15          | 310,8       | 337,44      | 0,92           | 660.052,86              |
| 1:30          | 310,8       | 337,44      | 0,92           | 660.052,86              |
| 1:45          | 319,68      | 346,32      | 0,92           | 696.717,58              |
| 2:00          | 326,56      | 346,32      | 0,94           | 711.184,54              |
| 2:15          | 319,68      | 346,32      | 0,92           | 696.715,58              |

A partir dos resultados obtidos, chega-se à conclusão que o sistema circular observado entre os dias 18 e 19 de outubro de 2007 no estado de MG satisfaz os critérios modificados por Maddox (1980) para identificação de um complexo convectivo de mesoescala. Durante um período de (inclusive superior a) 6 horas de seu tempo de vida, apresentou nebulosidade com  $T_b = -50^{\circ}\text{C}$  cuja área foi igual (inclusive superior) a 50.000km<sup>2</sup> e com formato predominantemente circular, pois a excentricidade foi superior a 0,7 em todo o período analisado.