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

Andréia Bender

**Eventos de tempo severo associados às linhas de instabilidade sobre o estado de
São Paulo.**

São Paulo
2012

ANDRÉIA BENDER

**Eventos de tempo severo associados às linhas de instabilidade sobre o estado de
São Paulo.**

Dissertação apresentada ao Departamento de
Ciências Atmosféricas do Instituto de
Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas
como condição parcial para a obtenção do título
de Mestre em Ciências.

Área de concentração: Meteorologia
Orientador: Prof. Dr. Edmilson Dias de Freitas

Versão Corrigida – Original encontra-se
disponível na unidade.

São Paulo

2012

Aos meus pais e
familiares pelo apoio
incondicional.

Agradecimentos

Agradeço primeiramente aos meus pais Neri e Madalena por absolutamente tudo. Ao meu irmão Ariel e familiares pelo incentivo e pela torcida mesmo de longe.

Agradeço ao Dr. Edmilson Dias de Freitas por ter me aberto as portas da USP, pela proposta de pesquisa, orientação e por ter me aceito em seu grupo.

Agradeço aos meninos do MASTER, Jean, Bruno, Enzo, Fabrício e Linha pelo companheirismo e pelas várias dicas que me ajudaram a concluir este trabalho e à novata Camila pelo chimarrão e por me ajudar a não perder o sotaque.

Agradeço ao Marcelo pelo companheirismo e motivação que não me deixaram baixar a cabeça com as dificuldades encontradas durante este tempo em que estamos juntos.

Agradeço ao Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas (IAG-USP) pelos valiosos conhecimentos fornecidos através do incrível grupo de professores e pelo espaço cedido para a realização de meus estudos.

Aos professores da minha banca de qualificação Prof.^a Maria Assunção Faus da Silva Dias e Prof. Adilson Wagner Gandu pelas sugestões feitas em um momento importante do mestrado.

Agradeço ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pelo apoio financeiro indispensável durante o desenvolvimento deste estudo.

SUMÁRIO

LISTA DE FIGURAS	VII
LISTA DE TABELAS	XVII
LISTA DE ABREVIATURAS.....	XVIII
RESUMO	XX
ABSTRACT	XXI
1. INTRODUÇÃO E MOTIVAÇÃO DO TRABALHO.....	22
1.1. OBJETIVOS DO TRABALHO.....	25
2. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA.....	27
2.1. REGIÃO DE ESTUDO.....	27
2.2. SISTEMAS CONVECTIVOS DE MESOESCALA	28
2.2.1. Complexos Convectivos de Mesoescala	29
2.2.2. Bow-Echoes.....	30
2.2.3. Linhas de Instabilidade.....	31
2.3. ÍNDICES DE TEMPO SEVERO.....	36
3. MATERIAL E MÉTODOS	39
3.1. DEFINIÇÃO DOS ÍNDICES DE TEMPO SEVERO.....	40
3.2. DESCRIÇÃO DO MODELO	41
4. RESULTADOS	44
4.1. CLASSIFICAÇÃO DOS EVENTOS	44
4.2. TESTES REALIZADOS COM O MODELO DE MESOESCALA	46
4.2.1. Testes com Microfísica e Convecção.....	49
4.2.2. Espaçamento horizontal de Grade.....	54

4.2.3. Testes com as parametrizações de Turbulência	56
4.3. ANÁLISE DOS CASOS SELECIONADOS	59
4.3.1. Caso de Linha de Instabilidade do dia 14 de Abril de 2008.....	60
4.3.2. Caso de Linha de Instabilidade do dia 12 de Dezembro de 2009	63
4.3.3. Caso de linha de instabilidade do dia 3 de Março de 2009.....	68
4.3.4. Caso de linha de instabilidade do dia 25 de outubro de 2011	73
4.4. CÁLCULO DOS PARÂMETROS CONVECTIVOS	77
4.4.1. Linha de Instabilidade de 14 de Abril de 2008	78
4.4.2. Linha de Instabilidade do dia 12 de Dezembro de 2009	83
4.4.3. Linha de Instabilidade do dia 03 de Março de 2009.....	87
4.4.4. Linha de Instabilidade do dia 25 de outubro de 2011	89
5. CONCLUSÕES	94
5.1. SUGESTÕES PARA TRABALHOS FUTUROS	95
6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	97

LISTA DE FIGURAS

- Figura 2-1: Em (a) a evolução de uma Linha de Instabilidade com cisalhamento vertical de forte a moderado. Em (b) evolução num ambiente com cisalhamento vertical de moderado a fraco. (Adaptado do Programa COMET: <http://www.comet.ucar.edu/>)32
- Figura 2-2: Interação entre a piscina fria formada pelas correntes descendentes e o cisalhamento do ambiente em baixos níveis. (Adaptado do Programa COMET: <http://www.comet.ucar.edu/>)..... 32
- Figura 4-1: Histograma de frequência para os casos de linha de instabilidade, no período de 2002 a 2009, que passaram sobre o estado de São Paulo e atingiram a RMSP.....44
- Figura 4-2: Histograma de frequência para os casos de linhas de instabilidade para os meses do período de 2002 a 2009 e total que passaram sobre o estado de São Paulo e atingiram a RMSP.45
- Figura 4-3: Imagens de satélite para um caso de linha pré-frontal do dia 14/04/2008, nos horários 20:45Z (a), 23:09Z (b) do dia 13/04/2008 e 01:10Z (c), 02:45Z (d), 05:39Z (e), 07:10Z (f), 08:10Z (g), 09:15Z (h) e 11:39Z (i) do dia 14/04/2008.47
- Figura 4-4: Estimativa de taxa de precipitação média (mm h^{-1}) de 3 horas, centrada no horário da figura (Exemplo: A figura das 03Z corresponde a média entre as 01:30Z e 04:30Z), do produto 3B42 do satélite TRMM para as 03Z (a), 06Z (b), 09Z (c) e 12Z (d) do dia 14 de abril de 2008.....48
- Figura 4-5: Fração de cobertura de nuvens (%) (sombreado) e vento (m s^{-1}) em 850 hPa obtidos da simulação do caso de linha de instabilidade de 14 de abril de 2008 (Figura 4-3) para às 01Z (a,c) e 08Z (b,d) de 14 de abril de 2008 utilizando as parametrizações de cumulus Kuo (a,b) e Grell com fechamento Grell (c,d).....50

- Figura 4-6: Taxa de precipitação média (mm h^{-1}) de 3 horas, centrada no horário da figura obtida da variável “conpcp” para o caso de linha de instabilidade de 14 de abril de 2008 (Figura 4-4) para as 06Z (a,c) e 09Z (b,d) da simulação utilizando as parametrizações de cumulus Kuo (a,b) e Grell-grell (c,d).....51
- Figura 4-7: Fração de cobertura de nuvens (%) (sombreado) e vento (m s^{-1}) em 850 hPa obtidos da simulação do caso de linha de instabilidade de 14 de abril de 2008 (Figura 4-3) para às 01Z (a,c) e 08Z (b,d) de 14 de abril de 2008 utilizando as parametrizações de cumulus Grell Arakawa-Schubert (a,b) e Grell Ensemble (c,d).52
- Figura 4-8: Taxa de precipitação média (mm h^{-1}) de 3 horas, centrada no horário da figura obtida da variável “conpcp” para o caso de linha de instabilidade de 14 de abril de 2008 (Figura 4-4) para as 06Z (a,c) e 09Z (b,d) da simulação utilizando as parametrizações de cumulus Grell Arakawa-Shubert (a,b) e Grell Ensemble (c,d).53
- Figura 4-9: Fração de cobertura de nuvens (%) (sombreado) e vento (m s^{-1}) em 850 hPa obtidos da simulação do caso de linha de instabilidade de 14 de abril de 2008 (Figura 4-3) utilizando somente a parametrização de microfísica, para às 01Z (a) e 08Z (b) de 14 de abril de 2008.....53
- Figura 4-10: Taxa de precipitação média (mm h^{-1}) de 3 horas, centrada no horário da figura obtida da variável “pcprate” para o caso de linha de instabilidade de 14 de abril de 2008 (Figura 4-4) para as 06Z (a) e 09Z (b) da simulação utilizando somente a parametrização de microfísica.54
- Figura 4-11: Conteúdo de hidrometeoros integrados na coluna de 1000 a 200 hPa (sombreado, g kg^{-1}) e vento (m s^{-1}) em 850 hPa obtidos das simulações de 8 km (a,b) e 16 km (c,d) do caso de linha de instabilidade de 14 de abril de 2008, utilizando somente parametrização de microfísica, para às 01Z (a,c) e 08Z (b,d).55

- Figura 4-12: Fração de cobertura de nuvens (%) para às 01Z (a,c) e 08Z (b,d) do dia 14/04/2008 obtidas utilizando as opções 1 (a,b) e 2 (c,d) de turbulência no BRAMS.57
- Figura 4-13: Fração de cobertura de nuvens (%) para às 01Z (a,c) e 08Z (b,d) do dia 14/04/2008 obtidas utilizando as opções 3 (a,b) e 4 (c,d) de turbulência no BRAMS.58
- Figura 4-14: Campos de pressão ao nível médio do mar (hPa) (contornos), temperatura do ar na superfície (°C) (sombreado) e vento em 850 hPa (m s^{-1}) (vetores) para às 06Z do dia 14 de abril de 2008 obtidos da Reanálise II do NCEP..... 61
- Figura 4-15: Taxa de precipitação média (mm h^{-1}) de 3 horas, centrada no horário da figura obtida da variável “pcprate” para o caso de linha de instabilidade de 14 de abril de 2008 (Figura 4-4) para as 06Z (a) e 09Z (b) da simulação com o modelo BRAMS.62
- Figura 4-16: Seção vertical do conteúdo de hidrometeoros (g kg^{-1}) da linha de instabilidade do dia 14 de abril de 2008 obtidas da simulação, onde os contornos em preto representam água líquida de nuvem, contornos em verde graupel e granizo, contornos em vermelho pristine, neve e agregados e o sombreado representa água líquida de chuva. Em (a) fixo na latitude de 24° S e em (b) fixo na longitude de $47,7^\circ \text{ O}$62
- Figura 4-17: Seção vertical do conteúdo de hidrometeoros (g kg^{-1}) e vento vertical (m s^{-1}) da linha de instabilidade do dia 14 de abril de 2008 obtidas da simulação, onde os contornos em cinza representam a soma dos hidrometeoros e o sombreado representa água líquida de chuva. Em (a) fixo na latitude de 24° S e em (b) fixo na longitude de $47,7^\circ \text{ O}$ 63
- Figura 4-18: Imagens de satélite para um caso de linha frontal do dia 12/12/2009, nos horários 14:45Z (a), 16:39Z (b), 17:45Z (c), 20:09Z (d), 21:39Z (e) e 23:09Z (f). 64

- Figura 4-19: Taxa de precipitação média de 3 horas (mm h^{-1}), centrada no horário da figura, da estimativa do TRMM-3B42 para as 15Z (a), 18Z (b) e 21Z (c) do dia 12 de e as 00Z (d) do dia 13 de dezembro de 2009.....64
- Figura 4-20: Pressão ao nível médio do mar (hPa) (contornos), temperatura do ar na superfície ($^{\circ}\text{C}$) (sombreado) e vento em 850 hPa (m s^{-1}) (vetores) para às 18Z do dia 12 de dezembro de 2009 obtidos da Reanálise II do NCEP.65
- Figura 4-21: Fração de cobertura de nuvens (%) (a,b) e conteúdo de hidrometeoros (g kg^{-1}) (c,d) somados em todos os níveis do modelo de 1000 a 200 hPa para as 20Z (a,c) do dia 12/12/2009 e 04Z (b,d) do dia 13/12/2009 obtidos da simulação.....66
- Figura 4-22: Taxa de precipitação média (mm h^{-1}) de 3 horas, centrada no horário da figura, obtida da variável “pcprate” para o caso de linha de instabilidade (Figura 4-19) para as 21Z (a) do dia 12 e 00Z (b) do dia 13/12/2009 da simulação com o modelo BRAMS...67
- Figura 4-23: Seção vertical do conteúdo de hidrometeoros (g kg^{-1}) da linha de instabilidade do dia 22 de dezembro de 2009 obtidas da simulação. Os contornos em preto representam água líquida de nuvem, contornos em verde graupel e granizo, contornos em vermelho pristine, neve e agregados e o sombreado representa água líquida de chuva. Em (a) fixo na latitude de $24,5^{\circ}\text{ S}$ e em (b) fixo na longitude de $47,6^{\circ}\text{ O}$68
- Figura 4-24: Seção vertical do conteúdo de hidrometeoros (g kg^{-1}) e vento vertical (m s^{-1}) da linha de instabilidade do dia 22 de dezembro de 2009 obtidas da simulação. Os contornos em cinza representam a soma dos hidrometeoros e o sombreado representa água líquida de chuva. Em (a) fixo na latitude de $22,5^{\circ}\text{ S}$, e em (b) fixo na longitude de 49° O68
- Figura 4-25: Imagens de satélite para um caso de linha associada à brisa do dia 03/03/2009, nos horários 01:09Z (a), 02:45Z (b), 04:09Z (c), 07:09Z (d), 09:15Z (e) e 10:15Z (f). .69

- Figura 4-26: Taxa de precipitação média em 3 horas (mm h^{-1}), centrada no horário da figura, da estimativa de precipitação do TRMM-3B42 para as 00Z (a) e 06Z (b) do dia 3 de março de 2009.....69
- Figura 4-27: Campos de pressão ao nível médio do mar (hPa) (contornos), temperatura do ar na superfície ($^{\circ}\text{C}$) (sombreado) e vento em 850 hPa (m s^{-1}) (vetores) para às 06Z do dia 03 de março de 2009, obtidos da Reanálise II do NCEP. 70
- Figura 4-28: Fração de cobertura de nuvens (%) (a,b) e conteúdo de hidrometeoros (g kg^{-1}) somados em todos os níveis do modelo de 1000 a 200 hPa (c,d) e taxa de precipitação média (mm h^{-1}) de 3 horas (e,f), centrada no horário da figura obtida da variável “pcprate” para o caso de linha de instabilidade de 3 de março de 2009 para as 20Z (a,c,e) e 22Z (b,d,f) da simulação com o modelo BRAMS..... 71
- Figura 4-29: Seção vertical do conteúdo de hidrometeoros (g kg^{-1}) da LI do dia 03 de março de 2009 obtidas da simulação, onde os contornos em preto representam a soma dos hidrometeoros e o sombreado representa água líquida de chuva. Em (a) fixo na latitude de $25,5^{\circ}\text{ S}$, e em (b) fixo na longitude de $48,3^{\circ}\text{ O}$ 72
- Figura 4-30: Seção vertical do conteúdo de hidrometeoros (g kg^{-1}) e vento vertical (m s^{-1}) da linha de instabilidade do dia 03 de março de 2009 obtidas da simulação. Os contornos em cinza representam a soma dos hidrometeoros e o sombreado representa água líquida de chuva. Em (a) fixo na latitude de $25,5^{\circ}\text{ S}$, e em (b) fixo na longitude de $48,3^{\circ}\text{ O}$ 73
- Figura 4-31: Imagens de satélite para um caso de linha de instabilidade frontal do dia 25/10/2011, nos horários 11:10Z (a), 12:15Z (b), 14:45Z (c), 17:45Z (d), 20:45Z (e) e 23:45Z (f). 73

- Figura 4-32: Campos de pressão ao nível médio do mar (hPa) (contornos), temperatura do ar na superfície ($^{\circ}\text{C}$) (sombreado) e vento em 850 hPa (m s^{-1}) (vetores) para às 18Z do dia 25 de outubro de 2011 obtidos da Reanálise II do NCEP..... 74
- Figura 4-33: Fração de cobertura de nuvens (%) (a,b), conteúdo de hidrometeoros (g kg^{-1}) somados em todos os níveis do modelo de 1000 a 200 hPa (c,d) e taxa de precipitação média (mm/h) de 3 horas centradas, obtida da variável “pcprate” (e,f), para as 21Z (a,c,e) de 25/10/2011 e 04Z (b,d,f) de 26/10/2011 obtidos da simulação..... 75
- Figura 4-34: Seção vertical do conteúdo de hidrometeoros (g kg^{-1}) da linha de instabilidade do dia 25 de outubro de 2011 obtidas da simulação. Os contornos em preto representam água líquida de nuvem, contornos em verde graupel e granizo, contornos em vermelho pristine, neve e agregados e o sombreado representa água líquida de chuva. Em (a) fixo na latitude de $27,2^{\circ}\text{ S}$ e em (b) fixo na longitude de $52,6^{\circ}\text{ O}$ 76
- Figura 4-35: Seção vertical do conteúdo de hidrometeoros (g kg^{-1}) e vento vertical (m s^{-1}) da linha de instabilidade do dia 25 de outubro de 2011 obtidas da simulação. Os contornos em cinza representam a soma dos hidrometeoros e o sombreado representa água líquida de chuva. Em (a) fixo na latitude de $27,2^{\circ}\text{ S}$ e em (b) fixo na longitude de $52,6^{\circ}\text{ O}$ 76
- Figura 4-36: CAPE (J kg^{-1}), em azul, e Índice de Levantamento ($^{\circ}\text{C}$), em vermelho, para o caso da linha de instabilidade de abril de 2008 sobre Campo de Marte-SP, calculados da simulação com o modelo BRAMS..... 79
- Figura 4-37: Denominador do Número de Richardson Volumétrico ($\text{m}^2 \text{s}^{-2}$), em azul, e Helicidade Relativa à Tempestade nos primeiros 3 km da atmosfera ($\text{m}^2 \text{s}^{-2}$), em vermelho, para o caso da linha de instabilidade de abril de 2008 sobre Campo de Marte-SP, calculados da simulação com o modelo BRAMS. 79

- Figura 4-38: Índice de Energia-Helicidade, em azul, e Parâmetro de Supercélula (adimensionais), em vermelho, para o caso da linha de instabilidade de abril de 2008 sobre Campo de Marte-SP, calculados da simulação com o modelo BRAMS..... 80
- Figura 4-39: CAPE (J kg^{-1} , sombreado) e Índice de Levantamento ($^{\circ}\text{C}$, contornos), para o caso da linha de instabilidade às 01Z (a) e 08Z (b) de 14 de abril de 2008, calculados da simulação com o modelo BRAMS..... 81
- Figura 4-40: Denominador do número de Richardson volumétrico ($\text{m}^2 \text{s}^{-2}$, sombreado) e helicidade relativa à tempestade nos primeiros 3 km ($\text{m}^2 \text{s}^{-2}$, contornos), para o caso da linha de instabilidade de às 01Z (a) e 08Z (b) de 14 de abril de 2008, calculados da simulação com o modelo BRAMS..... 82
- Figura 4-41: Índice de Energia-Helicidade (sombreado) e Parâmetro de Supercélula (contornos), para o caso da linha de instabilidade às 01Z (a) e 08Z (b) de 14 de abril de 2008, calculados da simulação com o modelo BRAMS..... 82
- Figura 4-42: Índice de tempo severo composto para o caso da linha de instabilidade às 01Z (a) e 08Z (b) de 14 de abril de 2008, calculados da simulação com o modelo BRAMS. 83
- Figura 4-43: CAPE (J kg^{-1}), em azul, e Índice de Levantamento ($^{\circ}\text{C}$), em vermelho, para o caso da linha de instabilidade de 12 de dezembro de 2009 sobre Campo de Marte-SP, calculados da simulação com o modelo BRAMS..... 84
- Figura 4-44: Denominador do Número de Richardson Volumétrico ($\text{m}^2 \text{s}^{-2}$), em azul, e Helicidade Relativa à Tempestade nos primeiros 3 km da atmosfera ($\text{m}^2 \text{s}^{-2}$), em vermelho, para o caso da linha de instabilidade de 12 de dezembro de 2009 sobre Campo de Marte-SP, calculados da simulação com o modelo BRAMS..... 84

- Figura 4-45: Índice de Energia-Helicidade, em azul, e Parâmetro de Supercélula (adimensionais), em vermelho, para o caso da linha de instabilidade de dezembro de 2009 sobre Campo de Marte-SP, calculados da simulação com o modelo BRAMS.....85
- Figura 4-46: CAPE (J kg^{-1} , sombreado) e Índice de Levantamento ($^{\circ}\text{C}$, contornos), para o caso da linha de instabilidade as 20Z (a) do dia 12 e 04Z (b) de 13 de dezembro de 2009, calculados da simulação com o modelo BRAMS.....85
- Figura 4-47: Denominador do número de Richardson volumétrico ($\text{m}^2 \text{s}^{-2}$, sombreado) e helicidade relativa à tempestade nos primeiros 3 km ($\text{m}^2 \text{s}^{-2}$, contornos), para o caso da linha de instabilidade as 20Z (a) do dia 12 e 04Z (b) do dia 13 de dezembro de 2009, calculados da simulação com o modelo BRAMS.....86
- Figura 4-48: Índice de tempo severo composto para o caso da linha de instabilidade às 20Z (a) do dia 12 e 04Z (b) do dia 13 de dezembro de 2009, calculados da simulação com o modelo BRAMS.....86
- Figura 4-49: CAPE (J kg^{-1}), em azul, e Índice de Levantamento ($^{\circ}\text{C}$), em vermelho, para o caso da linha de instabilidade de 03 de março de 2009 sobre Campo de Marte-SP, calculados da simulação com o modelo BRAMS.....87
- Figura 4-50: Denominador do Número de Richardson Volumétrico ($\text{m}^2 \text{s}^{-2}$), em azul, e Helicidade Relativa à Tempestade nos primeiros 3 km da atmosfera ($\text{m}^2 \text{s}^{-2}$), em vermelho, para o caso da linha de instabilidade de 03 de março de 2009 sobre Campo de Marte-SP, calculados da simulação com o modelo BRAMS.....88
- Figura 4-51: Índice de Energia-Helicidade, em azul, e Parâmetro de Supercélula (adimensionais), em vermelho, para o caso da linha de instabilidade de 03 de março de 2009 sobre Campo de Marte-SP, calculados com o modelo BRAMS.....88

- Figura 4-52: CAPE (J kg^{-1} , sombreado) e Índice de Levantamento ($^{\circ}\text{C}$, contornos), para o caso da linha de instabilidade as 20Z (a) e 22Z (b) de 03 de março de 2009, calculados da simulação com o modelo BRAMS.....89
- Figura 4-53: Índice de tempo severo composto para o caso da linha de instabilidade às 20Z (a) e 22Z (b) de 03 de março de 2009, calculados da simulação com o modelo BRAMS....89
- Figura 4-54: CAPE (J kg^{-1}), em azul, e Índice de Levantamento ($^{\circ}\text{C}$), em vermelho, para o caso da linha de instabilidade de 25 de outubro de 2011 sobre Campo de Marte-SP, calculados da simulação com o modelo BRAMS.....90
- Figura 4-55: Denominador do Número de Richardson Volumétrico ($\text{m}^2 \text{s}^{-2}$), em azul, e Helicidade Relativa à Tempestade nos primeiros 3 km da atmosfera ($\text{m}^2 \text{s}^{-2}$), em vermelho, para o caso da linha de instabilidade de 25 de outubro de 2011 sobre Campo de Marte-SP, calculados da simulação com o modelo BRAMS.....90
- Figura 4-56: Índice de Energia-Helicidade, em azul, e Parâmetro de Supercélula (adimensionais), em vermelho, para o caso da linha de instabilidade de 25 de outubro de 2011 sobre Campo de Marte-SP, calculados da simulação com o modelo BRAMS.....91
- Figura 4-57: CAPE (J kg^{-1} , sombreado) e Índice de Levantamento ($^{\circ}\text{C}$, contornos), para o caso da linha de instabilidade as 21Z (a) do dia 25 de outubro de 2011 e 04Z (b) de 26 de outubro de 2011, calculados da simulação com o modelo BRAMS.....91
- Figura 4-58: Denominador do número de Richardson volumétrico ($\text{m}^2 \text{s}^{-2}$, sombreado) e helicidade relativa à tempestade nos primeiros 3 km ($\text{m}^2 \text{s}^{-2}$, contornos), para o caso da linha de instabilidade as 21Z (a) do dia 25 de outubro de 2011 e 04Z (b) de 26 de outubro de 2011, calculados da simulação com o modelo BRAMS.....92

Figura 4-59: Índice de Energia-Helicidade (sombreado) e Parâmetro de Supercélula (contornos), para o caso da linha de instabilidade as 21Z (a) do dia 25 de outubro de 2011 e 02Z (b) de 26 de outubro de 2011, calculados da simulação com o modelo BRAMS.....92

Figura 4-60: Índice de tempo severo composto para o caso da linha de instabilidade as 21Z (a) do dia 25 de outubro de 2011 e 02Z (b) de 26 de outubro de 2011, calculados da simulação com o modelo BRAMS.....93

LISTA DE TABELAS

Tabela 2-1: Relação entre a estabilidade da atmosfera e CAPE.....	37
Tabela 2-2: Relação entre a estabilidade da atmosfera e IL	37
Tabela 4-1: Principais opções utilizadas no modelo BRAMS para os testes com microfísica e convecção.....	49
Tabela 4-2: Principais opções utilizadas no modelo BRAMS para os testes com o espaçamento horizontal de grade.	54
Tabela 4-3: Principais opções utilizadas no modelo BRAMS para os testes com a turbulência.	57
Tabela 4-4: Principais opções utilizadas no modelo BRAMS para a simulação dos casos selecionados.	60
Tabela 4-4: Condições utilizadas para o cálculo do índice composto.	78

LISTA DE ABREVIATURAS

ASAS	Alta Subtropical do Atlântico Sul
BRAMS	<i>Brazilian developments on the Regional Atmospheric Modeling System</i>
CAPE	Energia Potencial Convectiva Disponível
CCM	Complexos Convectivos de Mesoescala
CINE	<i>Convective Inhibition Energy</i>
DNRV	Denominador do Número de Richardson Volumétrico
GFS	<i>Global File System</i>
GOES	<i>Geostationary Operational Environmental Satellites 8 and 12</i>
HN	Hemisfério Norte
HRT3	Helicidade Relativa à Tempestade integrada nos primeiros 3 km da atmosfera
HS	Hemisfério Sul
IAG	Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas
IEH	Índice de Energia-Helicidade
INMET	Instituto Nacional de Meteorologia
IL	Índice de instabilidade por Levantamento
LI	Linha de Instabilidade
MASP	<i>Metropolitan Area of Sao Paulo</i>
MASTER	Laboratório de Meteorologia Aplicada a Sistemas de Tempo Regionais
NCE	Nível de Convecção Espontânea
NCEP	<i>National Centers for Environmental Prediction</i>
NDVI	<i>Normalized Difference Vegetation Index</i>
NE	Nordeste
NPE	Nível de Perda de Empuxo
PR	Estado do Paraná
RAMS	<i>Regional Atmospheric Modeling System</i>
RAMSPOST	<i>RAMS Post processing</i>
RMSP	Região Metropolitana de São Paulo
SCM	Sistema Convectivo de Mesoescala
SP	Estado de São Paulo
SUP	Parâmetro de Supercélula
TMI	<i>TRMM Microwave Imager</i>
TRMM	<i>Tropical Rainfall Measuring Mission</i>

TSM	Temperatura da superfície do mar
T_v	Temperatura virtual
USP	Universidade de São Paulo
ZCAS	Zona de Convergência do Atlântico Sul

RESUMO

BENDER. A. Eventos de tempo severo associados às linhas de instabilidade sobre o estado de São Paulo. 2012. 105 f. Dissertação – Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo.

Neste trabalho foram estudadas as linhas de instabilidade (LI) que atingiram a RMSP, o desenvolvimento de tempo severo associados a estas e a possibilidade de utilizar alguns parâmetros de tempo severo na identificação destes eventos. Foram identificadas 185 linhas no período de 2002 a 2009 através da observação de imagens de satélite. Estas ocorrem durante todos os períodos do ano, embora a frequência seja maior nos meses de verão, em função da maior atividade convectiva nessa estação do ano. Foi identificado que 94 % das LI se deslocaram para leste enquanto apenas 6 % tiveram seu deslocamento para oeste. Testes sobre configurações mais adequadas para a simulação de LI com o modelo BRAMS indicaram que as parametrizações de convecção disponíveis no modelo não são capazes de representar os eventos de forma adequada, havendo a necessidade de aumento na resolução das simulações e forte dependência da parametrização de microfísica. Foi constatado que espaçamentos de grade de oito quilômetros são suficientes para uma boa representação dos eventos. Os testes também indicaram que, dentre as opções disponíveis no modelo, o uso da deformação Anisotrópica para o tratamento dos processos turbulentos é o mais indicado para a simulação de casos de LI. Os parâmetros convectivos mostraram-se bons indicadores de tempo severo na presença de sistemas de origem baroclínica, apresentando valores similares aos encontrados para o HN. Porém, em tempestades onde o efeito termodinâmico é o fator mais importante, como nas tempestades isoladas ou na presença de ZCAS os índices cinemáticos nem sempre são bons preditores de tempo severo. A análise dos parâmetros convectivos obtidos das radiosondagens lançadas na RMSP mostra que, em muitos casos observados de LI, não há valores indicativos de ocorrência de tempo severo, ressaltando a importância do uso de perfis obtidos da modelagem numérica, numa região de abrangência maior, para a obtenção desses índices.

Palavras chave: Tempestades, Índices de tempo severos, BRAMS, RMSP.

ABSTRACT

BENDER. A. **Severe weather events associated with squall lines over São Paulo state.** 2012. 105 f. Dissertation – Institute of Astronomy, Geophysics and Atmospheric Sciences, University of São Paulo, São Paulo.

A study about the squall lines that reached Metropolitan Area of São Paulo (MASP), the development of severe weather associated with these and the possibility of using some parameters in the identification of severe weather are presented. It was identified a total of 185 squall lines between 2002 and 2009 through the analysis of satellite images. These lines occur during all periods of the year, although the frequency of squall lines is higher in summer months, due to increased convective activity in this season. Also, it was identified that 94 % of the squall lines moved eastward while only 6% of them moved westward. Tests about the most appropriate configuration to the squall lines simulation with BRAMS model indicated that the convective parameterizations available in the model are not able to represent the events in an adequate manner, being necessary to use higher resolutions in the simulations, which creates a stronger dependence on microphysics parameterization. We note that grid spacing as low as eight kilometers are enough for a fair representation of the events. The tests also indicated that, among all the options available in the model for turbulent process the anisotropic deformation is the one that works better in simulating squall lines. The convective parameters proved to be good indicators of severe weather in the presence of baroclinic systems, with similar values to those found for the Northern Hemisphere. However in storms where the thermodynamic effect is the most important factor, as in isolated storms and in the presence of the Southern Atlantic Convergence Zone (SACZ), kinematics indices are not always good predictors of severe weather. The analysis of convective indices, obtained through radiosondes variables launched in the MASP, shows that in many squall line observed cases there is no indication of severe weather occurrence. This fact increases the importance of using the profiles provided by numerical modeling over a larger region to obtain such indices.

Key words: Thunderstorms, Severe Weather Indices, BRAMS, MASP.

1. INTRODUÇÃO E MOTIVAÇÃO DO TRABALHO

Uma característica das áreas urbanas como as Regiões Metropolitanas de São Paulo (RMSP) e de Campinas (RMC), na região sudeste do Brasil, são os problemas enfrentados durante os períodos de primavera e verão devido à ocorrência de tempestades severas, comuns em grande parte dos dias no final da tarde e início da noite. Algumas dessas tempestades são responsáveis por enchentes, deslizamentos de encostas, quedas de árvores e estruturas metálicas, destelhamentos de casas e, frequentemente, podem causar perdas humanas e materiais (PEREIRA FILHO et al., 2002, 2004). A formação dessas tempestades pode estar associada a vários fenômenos meteorológicos, tais como: sistemas frontais, Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCM), em especial as linhas de instabilidade (LI), brisas marítimas e os sistemas orográficos sobre as Serras do Mar e da Mantiqueira. Tais fenômenos podem agir isoladamente ou em conjunto. Outro fator que contribui na formação dessas tempestades é o efeito da ilha de calor urbana, que geralmente se soma aos efeitos dos sistemas de tempo anteriormente citados, através do seu forte efeito instabilizador sobre a atmosfera, causando a essas tempestades um maior grau de severidade (COTTON & PIELKE, 1995).

Neste contexto é necessário definir o que é tempo severo. Johns e Doswell (1992) e Moller (2001) definem tempo severo como uma tempestade capaz de gerar pelo menos um dos fenômenos seguintes: tornado, ventos intensos em superfície atingindo velocidade maior ou igual a 94 km h^{-1} ou granizo com tamanho maior ou igual a 1,9 cm de diâmetro. Mills e Conquhoun (1998) definem tempo severo de maneira bastante semelhante, como uma tempestade capaz de gerar pelo menos um dos seguintes fenômenos: tornado, ventos intensos em superfície atingindo velocidade maior ou igual a 90 km h^{-1} , granizo com tamanho maior ou igual a 2 cm de diâmetro ou taxas muito altas de precipitação causando inundações. Baseado nesses critérios, a definição apresentada por Mills e Conquhoun (1998) é a que

melhor representa a realidade brasileira, onde altas taxas de precipitação são causadoras de inundações repentinas e deslizamentos de encostas.

Na tentativa de identificar estes eventos Nascimento e Calvetti (2004) utilizaram sondagens atmosféricas do sul do Brasil, para os meses de outubro, novembro e dezembro de 2003 e janeiro de 2004, de situações precursoras de tempo severo e fizeram o cálculo de alguns parâmetros convectivos. Destas, foram encontradas 8 (oito) sondagens atmosféricas que apresentavam condições indicativas de tempo severo. O estudo mostrou que o uso dos parâmetros é uma abordagem promissora para aquela região, embora a falta de evidências concretas de supercélulas, tornados e ventos intensos limitem a interpretação dos índices obtidos na sondagem. O caso de maior destaque foi o da tempestade do dia 9 de outubro de 2003 na sondagem de SBFI (Foz do Iguaçu/PR). Às 00Z deste dia a sondagem apresentou valores bastante acentuados dos índices e estrutura característica de ambientes precursores de tempo severo de latitudes médias como: alto *lapse rate* nos níveis médios gerando alta energia potencial disponível para convecção (*Convective Available Potential Energy*, CAPE) e forte fluuabilidade (empuxo) para as parcelas ascendentes, secamento entre os níveis baixos e médios, proporcionando uma camada com intensa evaporação e correntes descendentes, presença de Energia de inibição da convecção (*Convective Inhibition Energy*, CINE) impedindo a convecção generalizada e presença de acentuado cisalhamento vertical do vento. Nascimento (2004) também utiliza alguns parâmetros de tempo severo, originalmente concebidos para latitudes médias do Hemisfério Norte (HN), e explora a possibilidade de serem úteis para a previsão de sistemas convectivos para a região sul do Brasil e para servir de base conceitual para a elaboração de índices mais adequados para as regiões tropicais.

Foss (2011) realizou uma investigação dos ambientes favoráveis ao desenvolvimento de convecção severa nos subtrópicos da América do Sul, à leste dos Andes, identificando valores

significativos de alguns parâmetros através da análise de quantis e testando seus limiares combinados para salientar ambientes favoráveis ao desenvolvimento de tempestades severas.

Alguns autores buscaram encontrar as regiões do globo com maior ocorrência de tempestades severas. Por exemplo, Zipser et al. (2006) fizeram uso de canais de alta frequência do TMI (*Tropical Rainfall Measuring Mission, TRMM, Microwave Imager*) que dão uma boa indicação da massa da coluna e/ou da densidade da precipitação de gelo (VIVEKENANDAN et al. 1991), estando ambas relacionadas com a força das correntes ascendentes. Doswell (2001) faz uma extensa discussão sobre a definição da severidade das tempestades e, em vários lugares do globo, associa tal fato à intensidade das correntes verticais, justificando assim a escolha de Zipser et al. (2006). Em seus resultados o estado de São Paulo também é atingido por tempestades associadas a eventos extremos. Em um dos parâmetros utilizados, como a menor temperatura de brilho no canal de 37 GHz, foram encontradas sobre o estado de São Paulo tempestades com a temperatura de brilho mínima abaixo de $-52,55^{\circ}\text{C}$, as quais possuem 0,1% de probabilidade de ocorrência entre as tempestades de todo o globo. Brooks et al. (2003) utilizou reanálises para extrair sondagens e encontrar ambientes que possuem condições associadas a tempestades severas. Em um de seus resultados a Região Sul e parte do Sudeste do Brasil apresentam grande ocorrência de dias com os parâmetros de tempo severo indicando condições favoráveis.

Segundo modelos teóricos, tipos diferentes de tempestades (isoladas ou organizadas) podem possuir estrutura vertical e dinâmica interna distintas (COTTON & ANTHES, 1989). Além disso, a previsão de eventos severos é bastante complexa por se tratar de uma situação que envolve fenômenos de diferentes escalas de tempo e espaço. Em algumas situações a condição sinótica pode apresentar desenvolvimentos que vão desde a micro até a mesoescala. Por exemplo, Silva Dias et al. (1991) verificaram que para uma correta previsão de eventos severos seria necessária a utilização de uma série de análises em escala global, com vários

dias de antecedência, e também de análises de mesoescala, com até seis horas de antecedência ao analisarem os eventos ocorridos em março de 1991, os quais causaram enchentes e inundações ao longo das marginais dos rios Tietê e Pinheiros. Freitas & Silva Dias (2004) mostraram que dependendo do posicionamento das zonas de pressão, tais como a Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS), a penetração da brisa marítima sobre o continente pode ser altamente modificada, havendo favorecimento/desfavorecimento à sua propagação, confirmando resultados obtidos anteriormente em outros trabalhos citados pelos autores. Com o favorecimento à propagação, condições de tempo severo podem ser mais facilmente observadas quando ocorre interação entre a frente de brisa e outros fenômenos meteorológicos (FREITAS, 2003, FREITAS et al., 2007). Freitas et al. (2009), num estudo de caso realizado para uma tempestade ocorrida em 1º fevereiro de 2003, sugerem que além da interação entre a brisa marítima e a ilha de calor, outros tipos de circulações locais, tais como aquelas geradas pela topografia da região, podem ter alguma contribuição na formação de tempestades. Portanto, a identificação de condições favoráveis ao desenvolvimento de tempestades severas, principalmente em áreas urbanizadas populosas, durante os meses de verão, é essencial para a veiculação adequada de alertas e para antecipar a adoção de estratégias que minimizem o impacto negativo destes fenômenos meteorológicos sobre a sociedade.

1.1. OBJETIVOS DO TRABALHO

O objetivo principal deste trabalho foi identificar os eventos de linhas de instabilidade (LI) ocorridos num período de 8 anos (2002 a 2009) e as situações atmosféricas em escala sinótica e mesoescala associadas a esses eventos, na porção leste do estado de São Paulo, englobando as Regiões Metropolitanas de São Paulo e Campinas, durante todo o ano.

Além deste objetivo principal, buscou-se também:

- Verificar a habilidade do modelo regional na previsão de tempestades embebidas em linhas de instabilidade e realizar testes de sensibilidade com o espaçamento horizontal da grade e as parametrizações de cumulus e turbulência disponíveis no BRAMS. Visando a possibilidade de se realizar previsões numéricas de tempo operacionais em alta resolução graças ao grande desenvolvimento computacional atingido atualmente.

- Verificar a validade da aplicação dos parâmetros convectivos utilizados por Nascimento & Calvetti (2004) nos casos de tempestades severas sobre a região.

- Criar um índice composto dos parâmetros utilizados que facilite a interpretação e localizações das regiões favoráveis à ocorrência de sistemas de tempo severos.

2. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

O estudo dos SCM tem recebido grande atenção nos últimos anos em virtude do forte poder destruidor que as tempestades associadas a esses sistemas podem apresentar. Linhas de instabilidade (LI), *Bow-Echoes* e Complexos Convectivos de Mesoescala (CCM) são exemplos de SCM, sendo estes observados sobre grande parte do Brasil. A precipitação associada aos SCM é normalmente mais intensa que aquela provocada por sistemas frontais, podendo causar enchentes e fortes danos em áreas com inadequada infraestrutura de drenagem (MENEZES, 1997). Neste capítulo, além da caracterização da região de estudo, através de uma revisão sobre os diferentes sistemas de tempo que a atingem, é feita uma descrição teórica geral sobre os SCM, com destaque para as linhas de instabilidade, e uma revisão de trabalhos sobre a aplicação dos índices de tempo severo.

2.1. REGIÃO DE ESTUDO

Conforme detalhado em Tarifa & Armani (2001), o estado de São Paulo está localizado numa região climática de transição, entre os Climas Tropicais Úmidos de Altitude, com período seco bem definido, e aqueles subtropicais, permanentemente úmidos, do Brasil meridional. É afetado por sistemas meteorológicos de origem tropical, provenientes das regiões Norte e Centro-Oeste, e os baroclínicos, provenientes das Regiões Sul do Brasil. Exemplos desses sistemas são: eventos de frentes frias e sistemas de mesoescala (SILVA DIAS, 1987) entre eles os: CCM com gênese no Paraguai (VELASCO & FRITSH, 1987); as linhas de instabilidade provenientes do Mato Grosso do Sul ou iniciadas no norte e no centro do estado de São Paulo (SALES & PEREIRA FILHO, 2000); Outros exemplos são os vórtices ciclônicos associados à ciclogênese na América do Sul (GAN & RAO, 1991); e a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) (JORGETTI, 2009; CARVALHO et al.

2002; 2004). Eventos severos associados com a ZCAS também foram identificados por Silveira & Silva Dias (1990) e Freitas et al. (2009).

Em particular, conforme observado por Hallak et al. (2004), a Região Metropolitana de São Paulo (RMSP) está sujeita à ocorrência de eventos meteorológicos severos associados a vendavais, precipitação intensa e granizo. Como consequências desses eventos, destacam-se as enchentes, deslizamentos de encostas, quedas de árvores e estruturas metálicas, destelhamentos de casas e edifícios, entre outros. Esses sistemas de tempo severo podem estar associados aos vários fenômenos meteorológicos atuantes no estado, conforme citado anteriormente.

2.2. SISTEMAS CONVECTIVOS DE MESOESCALA

Grupos de tempestades formados frequentemente no interior de sistemas maiores são comumente referidos como Sistemas Convectivos de Mesoescala. Entre os SCM clássicos estão os CCM, os *bow-echoes* e as linhas de instabilidade. Bluestein & Jain (1985) utilizaram um critério baseado em radar para identificar as LI. Eles definiram as LI como um grupo de ecos de radar de precipitação convectiva que forma um padrão exibindo uma razão de ao menos 5 para 1 de comprimento *versus* espessura. A definição de linha de instabilidade é mais ampla que a dos CCM, pois essa passou a incluir qualquer linha de tempestades, exibindo diferentes escalas e processos físicos associados. Baseado no estudo anterior, este aspecto torna as LI mais comuns que os CCM. Uma diferença particularmente interessante entre CCM e LI é o fato de CCM raramente ocorrerem em muitas regiões onde climatologicamente exista convecção úmida profunda e das linhas de instabilidade serem comuns nessas regiões, como, por exemplo, é observado na bacia do rio Amazonas (KOUSKY 1980; GRECO et al. 1992; GARSTANG et al. 1994, COHEN, 1996; ALCÂNTARA et al. 2011). Embora os CCM com

gênese no Paraguai ocorram em uma região onde observa-se convecção úmida profunda. Alguns detalhes sobre esses SCM são apresentados a seguir.

2.2.1. Complexos Convectivos de Mesoescala

Um sistema é classificado como CCM baseado na sua duração, tamanho e forma, definidos a partir de imagens de satélite no canal infravermelho. Este deve conter uma área circular de nuvem maior ou igual a 100.000 km² com temperatura de brilho abaixo de -32 °C e uma região em seu interior com uma área maior ou igual a 50.000 km² com temperaturas abaixo de -52 °C. Este critério de tamanho deve permanecer por pelo menos 6 horas e a excentricidade (eixo menor/eixo maior) deve ser maior ou igual a 0,7 no momento de maior extensão (MADDOX, 1980). Velasco & Fritsch (1987) utilizaram definição semelhante para o estudo de CCM na América do Sul, modificando apenas os limiares de temperatura de -32 °C para -40 °C e de -52 °C para -62 °C.

Existem regiões específicas ao redor do mundo onde os CCM são preferencialmente formados. A maioria dos CCM ocorre sobre o continente e corrente abaixo das cadeias de montanhas (até 1500 km de distância). Os CCM são predominantemente noturnos nas diferentes regiões do globo como: na região central dos Estados Unidos (MADDOX, 1980); na América do Sul (VELASCO & FRITSCH, 1987; ANABOR et al., 2009); na América Central (VELASCO & FRITSCH, 1987); China, Austrália e Pacífico Oeste (MILLER & FRITSH, 1991); África e Índia (LAING & FRITSCH, 1993a,b, respectivamente). Em geral, as primeiras tempestades ocorrem do meio para o fim da tarde e sua extensão aumenta com a chegada do pôr do sol e das primeiras horas da noite, sua máxima extensão ocorre após a meia noite com início de dissipação poucas horas após o nascer do sol. Principalmente durante seu estágio de iniciação há ocorrência de tempo severo, podendo apresentar ventos fortes, tornados e granizo. Um fator que distingue as regiões de CCM de outras convectivamente

ativas é que essas áreas possuem um mecanismo (processos de balanço radiativo que geram o jato de baixos níveis noturnos) capaz de transportar ar quente e úmido de baixos níveis mais rápido do que a que ocorre devido à forçante quasi-geostrófica de distúrbios sinóticos. A estrutura e evolução de CCM são mais dependentes de forçantes de grande escala que as linhas de instabilidade. Sua evolução é normalmente associada com uma fraca zona frontal de grande escala e a progressão para leste de um cavado de onda curta associado a um centro de vorticidade mínimo em médios níveis. Os CCM tendem a ocorrer no lado ciclônico (para o HS) de um extenso, porém fraco, jato de altos níveis de oeste em uma região onde o jato de baixos níveis fornece ar rico em umidade.

2.2.2. Bow-Echoes

Outra forma de sistema convectivo organizado são os *bow-echoes*. Estes sistemas possuem um tamanho relativamente pequeno, entre 20 e 120 km, e suas células convectivas se organizam formando um arco, sendo notadamente perigosos por provocarem grandes faixas de destruição em função de ventos intensos na superfície. Klimowski et al. (2004) define um *bow-echo* como uma assinatura não transiente em forma de lua crescente na refletividade do radar, com um intenso gradiente de refletividade nas células da dianteira. A evolução e estrutura horizontal são consistentes com tempestades que se propagam através de forte frente de rajada. Um *bow-echo* pode se desenvolver tanto a partir de células fracamente organizadas quanto de linhas de instabilidade e de supercélulas. Weisman (1993) chama a atenção de algumas características estruturais como o forte jato de retaguarda (perpendicular ao eixo maior do arco) que se estende para as células da dianteira do arco em 2-3 km de altura e os vórtices ciclônicos (anticiclônicos) e anticiclônicos (ciclônicos), referidos como “*bookend vortices*”, nos flancos norte e sul do segmento de arco, respectivamente para o HN (Hemisfério Sul, HS).

2.2.3. Linhas de Instabilidade

Linhas de Instabilidade têm sido estudadas tanto em latitudes médias quanto em latitudes tropicais. Uma linha de instabilidade é definida como qualquer linha de células convectivas. Pode ter entre poucas dezenas e centenas de quilômetros de comprimento. Não existe uma definição única de tamanho, mas é sempre observado maior comprimento do que a largura do sistema (numa razão média de 5 x 1). Linhas de instabilidade podem ser iniciadas como linhas ou se organizar a partir de um conjunto de células.

Tanto linhas de instabilidade severas quanto não severas se desenvolvem, geralmente, em ambientes com cisalhamento intenso em baixos níveis (nos subtrópicos), mas linhas mais severas ocorrem em ambientes bem instáveis. Pesquisas caracterizando o ambiente de linhas de instabilidade severas x não severas em Oklahoma – EUA (BLUESTEIN & JAIN, 1985; BLUESTEIN et al. 1987) mostraram que o ambiente para os dois casos exibia cisalhamento vertical do vento significativo, especialmente em baixos níveis, com uma hodógrafa média orientada em torno de 45 graus com relação à linha. A magnitude do cisalhamento em média é levemente mais forte para linhas severas do que para linhas não severas. O CAPE médio para linhas severas foi significativamente maior do que para linhas não severas (2260 J kg⁻¹ contra 1372 J kg⁻¹).

O tempo decorrido para evolução e a estrutura específica que se desenvolve dentro da linha de instabilidade depende fortemente da magnitude do cisalhamento vertical do vento em baixos níveis. Em geral, quanto mais fraco o cisalhamento, mais rápida é a evolução, conforme ilustrado na Figura 2-1.

A velocidade média de propagação de uma linha de instabilidade tende a ser controlada pela velocidade da piscina de ar frio do sistema. Novas células são constantemente disparadas ao longo do limite frontal do sistema. Em latitudes médias a velocidade típica da piscina de ar frio é da ordem de aproximadamente 20 m s⁻¹ (CORFIDI, 2003). SCM existentes em

ambientes com alto CAPE e cisalhamento moderado em baixos níveis são capazes de produzir ventos muito destruidores, geralmente durante o seu estágio maduro. O ciclo de vida pode se repetir como um novo sistema através da convecção disparada na dianteira da piscina fria se um sistema forçante externo, tal como uma frente fria ou uma frente de brisa, ajudar continuamente no disparo da convecção.

Figura 2-1: Em (a) a evolução de uma Linha de Instabilidade com cisalhamento vertical de forte a moderado. Em (b) evolução num ambiente com cisalhamento vertical de moderado a fraco. (Adaptado do Programa COMET: <http://www.comet.ucar.edu/>)

A Figura 2-2 ilustra a interação entre a piscina de ar frio formada pelas correntes descendentes e o cisalhamento do ar ambiente.

Figura 2-2: Interação entre a piscina fria formada pelas correntes descendentes e o cisalhamento do ambiente em baixos níveis. (Adaptado do Programa COMET: <http://www.comet.ucar.edu/>)

Com todos os outros fatores importantes iguais, a condição ótima para a geração de novas células convectivas é quando existe um balanço entre a vorticidade horizontal produzida pela piscina de ar frio e a vorticidade horizontal oposta associada com o cisalhamento ambiente em baixos níveis (mostrado pelos dois sinais de rotação observados na Figura 2-2; WEISMAN, 1992).

Newton (1950) propôs um modelo conceitual em que alguns tipos de SCM, como linhas de instabilidade, possuem mecanismos de propagação própria, que é a convergência ao longo da frente de rajada. Esta frente de rajada é formada pelas correntes descendentes geradas pela evaporação da precipitação proveniente do sistema. Newton (1963) sugere que a condição sinótica favorável para a formação e manutenção de uma linha de instabilidade ocorre quando em baixos níveis existe um jato proveniente de latitudes tropicais com ar quente e úmido, e em níveis médios existe a presença de uma camada de ar seco. Assim, o ar úmido e quente de baixos níveis é favorável à instabilidade termodinâmica, facilitando a ocorrência de convecção úmida, enquanto que o ar seco de níveis médios promove a evaporação da chuva, resfriando o ar e gerando as correntes descendentes que são responsáveis pela manutenção do sistema. Neste modelo, para que a convecção seja disparada é necessário que uma forçante externa atue em conjunto, podendo esta ser originada pelo levantamento oferecido pela topografia ou mesmo através da rampa de um sistema frontal ou de uma frente de brisa marítima, frequentemente observada nas proximidades da RMSP e, muitas vezes, se propagando para o interior do estado.

Conforme mencionado em Menezes (1997), Fujita (1981) sugere que em ambientes com grande gradiente de umidade entre níveis baixos e médios, ou seja, muito úmido próximo à superfície e muito seco em níveis médios, mesmo células convectivas com correntes ascendentes não muito intensas, podem produzir ventos destruidores em forma de *downbursts*, uma forte corrente descendente que causa ventos com poder destrutivo próximo

ao solo, ou *microburst* (*downburst* em microescala), devido à grande evaporação, e consequente grande resfriamento, em níveis médios.

Weisman & Klemp (1986) descrevem as linhas de instabilidade como sendo um tipo de tempestade multicelular. Essas tempestades ocorrem em situações em que o sistema convectivo possui diversos núcleos de fortes correntes ascendentes embebidos no sistema. Os autores propõem que uma tempestade em multicélulas pode se originar a partir de um conjunto de células convectivas simples que estejam próximas, de maneira que os fluxos de ar frio devidos à evaporação da precipitação proveniente destas células, podem se combinar formando áreas de convergência em baixos níveis. Os centros de convergência são os responsáveis por novo levantamento de parcelas de ar que se encontram em baixos níveis, promovendo a formação de novas células convectivas. O crescimento de novas células se dá de forma desorganizada, mas ocasionalmente ocorre em um flanco preferencial das tempestades iniciais onde cada célula convectiva move-se individualmente com o vento médio entre níveis baixos e médios.

Tempestades multicelulares podem ter um ciclo de vida bastante longo e atingir grandes áreas, em virtude do mecanismo de propagação próprio decorrente do redesenvolvimento das células convectivas. Menezes (1997) enfatiza que se o movimento da tempestade for muito lento, fortíssimas chuvas localizadas podem ocorrer ainda com a possibilidade de ventanias muito fortes. Em alguns casos, este tipo de tempestade com movimentos verticais muito fortes, pode produzir precipitação de granizo e tornados de curta duração, observados ao longo da frente de rajada na vizinhança dos núcleos mais fortes de corrente ascendente.

Existem algumas diferenças notáveis entre linhas de instabilidade de latitudes médias e latitudes tropicais ou subtropicais. Em geral, as linhas de instabilidade nos trópicos são estruturalmente muito similares às linhas de latitudes médias, mas pode-se destacar algumas características específicas, tais como:

- Desenvolvimento em ambientes com baixo cisalhamento e baixo Nível de Convecção Exponencial (NCE);

- Células convectivas mais altas;
- Piscinas de ar frio geralmente mais fracas (mais “quentes”);
- Menor tendência a uma evolução assimétrica (menor f).

Essas diferenças merecem destaque, pois, primeiramente, como a tropopausa é mais alta nos trópicos as tempestades convectivas da banda frontal são geralmente mais altas que seus equivalentes de latitudes médias. Segundo, porque a convecção tropical se desenvolve geralmente sob pouco cisalhamento e NCE mais baixos, fatores os quais afetam os detalhes do ciclo de vida das linhas, especificamente porque a convecção tropical é facilmente disparada e os sistemas tendem a se mover mais lentamente que SCM de latitudes médias. Terceiro, porque os ambientes de origem tropical tendem a apresentar muito menos ar seco em níveis médios para favorecer a evaporação e, assim, as correntes descendentes e a piscina de ar frio são geralmente mais fracas que aquelas associadas a linhas de instabilidade de latitudes médias. Quarto, devido a uma influência reduzida da força de *Coriolis*, linhas de instabilidade de latitudes baixas apresentam uma menor tendência à evolução assimétrica com o tempo. Finalmente, a distinção mais óbvia entre linhas de instabilidade tropicais e de latitudes médias é o movimento do sistema ao longo de sua evolução. A maioria dos sistemas tropicais se move de leste para oeste, ao contrário dos sistemas de latitudes médias, que se movem de oeste para leste. Isto ocorre porque o perfil de cisalhamento vertical do vento nos trópicos é dominado pelos alísios, ao contrário dos sistemas de latitudes médias que são controlados pelos ventos de oeste.

Outra característica que diferencia as linhas tropicais das de latitudes médias é a sua relação entre o vento ambiente e o seu deslocamento. As LI de latitudes médias propagam-se com a velocidade dos ventos em médios níveis enquanto as tropicais com velocidade superior

aos ventos troposféricos, o que implica na entrada do escoamento na frente da linha e a saída deste por trás do sistema, em todos os níveis (COHEN, 1996).

É importante notar que apesar dos SCM tropicais tenderem a se mover mais lentamente que suas contrapartidas de latitudes médias e se desenvolverem em ambientes mais úmidos, estes ainda se movem mais rapidamente que células isoladas e tendem a se desenvolver em ar comparativamente mais seco (para os trópicos).

2.3. ÍNDICES DE TEMPO SEVERO

Além dos estudos envolvendo modelagem numérica e diagnósticos de superfície, estudos observacionais como os de Beneti & Silva Dias (1986) e Fogaccia & Pereira Filho (2000) são alguns dos trabalhos que examinaram perfis atmosféricos indicativos de ambientes de tempestades convectivas. Através das sondagens atmosféricas, esses trabalhos utilizaram alguns parâmetros, tais como CAPE, Índice de Levantamento (IL), etc., para identificar situações favoráveis a micro explosões (*downburst* que cobre um espaço de até 4 km de um lado ao outro com uma duração dos ventos máximos entre 2-5 minutos). Nascimento & Calvetti (2004) utilizaram radiossondagens para verificar a destreza de alguns parâmetros convectivos na indicação de condições conducentes ao desenvolvimento de tempestades severas (chamadas de sondagens de proximidade, BROOKS et al., 1994), definindo, além do CAPE e do IL, os índices: Denominador do Número de Richardson Volumétrico (*bulk Richardson number shear*, DNRV), Helicidade relativa a tempestade integrada nos primeiros 3 km da atmosfera (HRT3), Índice de Energia-helicidade (IEH) e Parâmetro de Supercélula (SUP). Os resultados obtidos nesse trabalho sugerem uma utilidade promissora para alguns desses parâmetros convectivos, utilizados geralmente em latitudes médias, na identificação de condições favoráveis à ocorrência de tempo severo para a região sul do país. A definição destes índices será feita no Capítulo 3.

CAPE é um índice integrado verticalmente que calcula a energia disponível pelo empuxo acumulada na camada de convecção livre, do NCE (nível a partir do qual a temperatura da parcela excede a temperatura do ambiente e a parcela se torna instável com relação ao ambiente) até o nível de equilíbrio ou de perda de empuxo (NPE, nível a partir do qual a temperatura do ambiente excede o da parcela e a parcela se torna estável com relação ao ambiente). A Tabela 2-1, comumente utilizada por previsores para qualificar a condição de estabilidade da atmosfera, apresenta intervalos de valores de CAPE e sua significância em relação ao potencial convectivo da atmosfera.

Tabela 2-1: Relação entre a estabilidade da atmosfera e CAPE

Valor de CAPE (J kg^{-1})	Potencial Convectivo
0	Estável
0-1.000	Marginalmente instável
1.000-2.500	Moderadamente instável
2.500-3.500	Muito instável
> 3.500	Extremamente instável

IL é um índice usado para medir a flutuabilidade de uma parcela de ar em níveis médios através da diferença entre a temperatura da parcela (obtida da superfície) e do ambiente no nível de 500 hPa. A Tabela 2-2 apresenta os intervalos de IL e sua relação com as condições de estabilidade atmosférica:

Tabela 2-2: Relação entre a estabilidade da atmosfera e IL

IL ($^{\circ}\text{C}$)	Potencial Convectivo
> 6	Muito estável
1 - 6	Estável, improvável ocorrência de tempestade
-2 – 0	Pouco instável, possível tempestade na presença de mecanismo de levantamento
-6 até -2	Instável, provável tempestade, inclusive severa na presença de mecanismo de levantamento
< -6	Muito instável, provável tempestade severa na presença de mecanismo de levantamento

O DNRV é basicamente uma medida do cisalhamento vertical até os primeiros 6 km da atmosfera e pode ser útil na diferenciação entre diferentes modos de convecção severa. Os trabalhos de Stensrud et al. (1997), Thompson (1998), Evans & Doswell (2001) e Thompson et al. (2003) indicam que os valores de DNRV acima de $20 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ são geralmente observados em condições de tempo severo (tornádico ou não), mas valores entre 50 e $100 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ parecem favorecer supercélulas na presença de instabilidade.

HRT3 é a tendência da parcela de ar ascender em forma de espiral, após um processo de inclinação de vórtices, é também proporcional ao cisalhamento vertical do vento e a quantidade de vorticidade associada ao fluxo. Valores de HRT3 acima de $150 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ (ou abaixo de $-150 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ para o HS; MILLS & CONQUHOUN, 1998) tendem a favorecer sistemas convectivos severos.

IEH é um índice composto de CAPE e HRT3, sendo valores acima de 2 associados à alta probabilidade de ocorrência de tempo severo para o HN, inclusive tornados (RASMUSSEN & BLANCHARD, 1998).

O Parâmetro de Supercélula, SUP (*supercell composite parameter*) é um índice composto entre CAPE, HRT3 e DNRV. Valores de SUP acima de 1 favorecem supercélulas (THOMPSON et al. 2003, trabalho realizado para o HN).

Nascimento (2004) destaca que, para o HS, situações de tempestade severa são indicadas por valores negativos de HRT3, IEH e SUP e sugere os mesmos limiares utilizados no HN, ou seja, abaixo de -2 para IEH e abaixo de -1 para SUP, já que ainda não existe uma base climatológica destes parâmetros para o Brasil.

3. MATERIAL E MÉTODOS

Para atingir os objetivos propostos, foi utilizado o modelo *Brazilian developments on the Regional Atmospheric Modeling System* – BRAMS (COTTON et al. 2003, FREITAS et al. 2005), o conjunto de dados disponíveis na reanálise II do *National Center for Environmental Prediction* (NCEP, KANAMITSU et al. 2002), imagens do canal infravermelho dos satélites GOES-8 e GOES-12, sondagens atmosféricas, dados da estação convencional do IAG localizada no Parque da Água Funda, das estações do INMET e dados de estimativa de precipitação 3B42 do satélite TRMM.

Inicialmente, foram selecionados os casos de tempestade severa ocorridos na RMSP associados a LI, do ano de 2002 até o ano de 2009 através da análise das imagens de satélite disponíveis no laboratório de Meteorologia Aplicada a Sistemas de Tempo Regionais (MASTER) do IAG-USP, a fim de determinar as condições atmosféricas típicas para a formação e desenvolvimento desses sistemas. Para selecionar as linhas foram adotados alguns critérios. Huschke (1959) define qualquer linha de nuvens cumulonimbus como uma linha de instabilidade. Dessas foram selecionadas somente linhas com temperatura de brilho do topo abaixo dos -60°C .

Após a seleção desses casos, as imagens de satélite e as reanálises foram utilizadas para caracterizar a situação de escala sinótica às quais essas LI estiveram associadas, tais como frentes frias, centros de alta e baixa pressão, etc. Para alguns casos em que existiram indícios da presença de fenômenos de mesoescala, tais como brisas marítimas, circulações do tipo vale-montanha e o próprio efeito de ilha de calor, foram utilizados os campos meteorológicos gerados pelo modelo BRAMS para identificar o ambiente típico de ocorrência desses eventos.

Na tentativa de representar a LI selecionada do evento de 14 de abril de 2008, o qual servirá de parâmetro para as posteriores, foram realizados diferentes testes com o modelo regional BRAMS. Entre estes: testes com os esquemas de cumulus ou microfísica mais

adequados; com a resolução utilizada para a grade, com o objetivo de obter a melhor relação entre ganho de qualidade e tempo de processamento; e com a parametrização de turbulência disponível que melhor representasse o caso.

Em seguida, foram analisadas as sondagens meteorológicas realizadas anteriormente a essas LI para verificar se as mesmas apresentam fatores que pudessem ser utilizados na previsão destes eventos, tais como os parâmetros convectivos sugeridos por Nascimento & Calvetti (2004) mencionados anteriormente e a criação de um índice composto de todos os parâmetros.

3.1. DEFINIÇÃO DOS ÍNDICES DE TEMPO SEVERO

Seguindo o trabalho de Nascimento & Calvetti (2004), os índices de tempo são definidos da seguinte forma:

CAPE:

$$CAPE = g \int_{z_{NCE}}^{z_{NPE}} \left(\frac{T_{vp} - T_{va}}{T_{va}} \right) dz \text{ (J kg}^{-1}\text{)}, \quad (1)$$

em que T_{vp} é a temperatura virtual da parcela e T_{va} é a temperatura virtual do ambiente, z_{NPE} é a altura no nível de equilíbrio, z_{NCE} é o nível de convecção espontânea e g é a aceleração devida à gravidade. Neste trabalho a temperatura virtual da parcela é obtida a partir da superfície.

IL:

$$IL = T_a - T_p \text{ (}^{\circ}\text{C)}, \quad (2)$$

sendo T_p a temperatura da parcela no nível de 500 hPa obtido da parcela de superfície e T_a é a temperatura do ambiente no mesmo nível.

DNRV:

$$DNRV = 0,5 \times (\bar{u}^2 + \bar{v}^2) \text{ (m}^2 \text{ s}^{-2}\text{)}, \quad (3)$$

em que $\bar{u}$ e $\bar{v}$ são, respectivamente, as componentes zonal e meridional do vetor diferença do vento médio nos primeiros 6000 m e o vento médio nos primeiros 500 m acima do solo.

HRT3:

$$HRT3 = - \int_0^{3km} \hat{k} \cdot (\vec{V} - \vec{c}) \times \frac{\partial \vec{V}}{\partial z} dz \text{ (m}^2 \text{ s}^{-2}\text{)}, \quad (4)$$

em que $\vec{V}$ é o vetor vento, $\vec{c}$ é o vetor deslocamento do sistema convectivo e $\hat{k}$ é o vetor unitário na direção vertical.

IEH:

$$IEH = \frac{CAPE \times HRT3}{1,6 \cdot 10^5}, \quad (5)$$

em que a constante no denominador possui unidade implícita de $\text{m}^4 \text{s}^{-4}$.

SUP:

$$SUP = \left(\frac{CAPE}{\lim_cape} \right) \cdot \left(\frac{HRT3}{\lim_hrt3} \right) \cdot \left(\frac{DNVR}{\lim_dnvr} \right), \quad (6)$$

em que, $\lim_cape = 1000 \text{ J kg}^{-1}$, $\lim_hrt3 = 100 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ e $\lim_dnvr = 40 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ (THOMPSON *et al.*, 2003).

3.2. DESCRIÇÃO DO MODELO

O modelo utilizado neste trabalho corresponde à versão 3.2 do *Brazilian developments on the Regional Atmospheric Modeling System* (BRAMS) (FREITAS *et al.* 2005), tendo sido adaptado da versão 5.04 do *Regional Atmospheric Modeling System* (RAMS) (COTTON *et al.*

2003), desenvolvido na *Colorado State University, EUA*. Este modelo de mesoescala não-hidrostático tem como base o conjunto completo de equações que governam a evolução do estado da atmosfera, incluindo parametrizações dos processos físicos de sub-grade presentes nas equações. A estrutura de grade é do tipo C de Arakawa (MESSINGER & ARAKAWA, 1976). O esquema de grades múltiplas disponíveis no modelo possibilita a resolução das equações de forma simultânea para as diferentes grades utilizadas. Desta forma, grades de menor resolução podem modelar fenômenos atmosféricos de grande escala, os quais podem interagir com fenômenos de menor escala (mesoescala) e fornecer condições iniciais e de contorno às grades aninhadas de maior resolução.

Neste modelo estão disponíveis algumas opções de parametrização de microfísica e convecção. Segundo Cotton & Anthes (1989), o problema da parametrização da convecção consiste em relacionar a convecção e os transportes associados a ela. Muitos esquemas de parametrizações de cumulus foram desenvolvidos baseados em dados observados e no entendimento de como várias escalas na atmosfera interagem.

A parametrização de microfísica presente no modelo especifica a complexidade dos processos de mudança de fase da água que serão utilizados para os cálculos explícitos em cada ponto de grade, simulando todas as mudanças de fase e as suas trocas de calor (WALKO et al., 1995). O nível de complexidade utilizado para as simulações realizadas neste trabalho foi o nível 3, em que todos os hidrometeoros são considerados e o processo de precipitação é incluído. Entre as categorias de hidrometeoros estão: vapor d'água, gotículas de nuvem, gotas de chuva, cristais de gelo (saraiva), neve, agregados, graupel e granizo.

A parametrização de convecção é utilizada para redistribuir calor e umidade verticalmente quando uma região se torna convectivamente instável e a resolução horizontal da grade é grosseira para que o modelo resolva a circulação convectiva. Na parametrização de Kuo (1974), a primeira opção do modelo, a convecção atua para eliminar a instabilidade

gerada por efeitos de grande escala e evaporação local. Ao ativar a parametrização, ocorrerá convecção se a coluna for convectivamente instável e se existir movimento vertical ascendente resolvido. A parametrização de Grell é fundamentada na taxa de desestabilização, que adota um esquema de nuvem única com fluxos verticais e movimentos compensatórios sem entranhamento. Esta parametrização pode adotar diferentes fechamentos como: o fechamento Grell (GRELL, 1993), onde o esquema adota como fechamento um controle dinâmico de quase-equilíbrio, em que se considera uma função de trabalho de nuvem entendida como um elemento estabilizador; O fechamento Arakawa-Schubert (ARAKAWA & SCHUBERT, 1974) considera que a nuvem cumulus afeta o ambiente induzindo subsidência compensatória e desentranhamento de ar saturado. Neste caso a função de trabalho da nuvem reflete um espectro de nuvens que terão diferentes características de entranhamento e desentranhamento, diferente do fechamento Grell que assume apenas um tipo de nuvem (apenas um coeficiente de fechamento); O fechamento Grell-Ensemble (GRELL & DÉVÈNYI, 2002) faz uma média dos resultados obtidos de todos os fechamentos disponíveis.

4. RESULTADOS

4.1. CLASSIFICAÇÃO DOS EVENTOS

Seguindo os critérios citados no capítulo anterior, foi selecionado um total de 185 linhas de forma subjetiva, sendo estas distribuídas conforme as Figuras 4-1 e 4-2. A Figura 4-1 apresenta a frequência de linhas para cada ano e a Figura 4-2 a distribuição mensal de frequências. Nota-se na Figura 4-1 que o ano com maior número de casos é o de 2002, enquanto o restante dos anos possui uma frequência mais próxima dos demais. Na Figura 4-2, podemos perceber que sobre a RMSP a maior ocorrência de LI se dá nos meses de verão, embora estas ocorram durante todo o ano.

Figura 4-1: Histograma de frequência para os casos de linha de instabilidade, no período de 2002 a 2009, que passaram sobre o estado de São Paulo e atingiram a RMSP.

Figura 4-2: Histograma de frequência para os casos de linhas de instabilidade para os meses do período de 2002 a 2009 e total que passaram sobre o estado de São Paulo e atingiram a RMSP.

No entanto, existem algumas lacunas nos arquivos das imagens de satélite, assim como a baixa resolução temporal em alguns trechos, onde poderiam ser encontrados novos casos de linhas. Os períodos sem imagens disponíveis são: 2^a quinzena de junho de 2002, julho de 2002, 2^a quinzena de janeiro de 2003, fevereiro de 2003, 1^a quinzena de março de 2003, 2^a quinzena de outubro de 2003, dezembro de 2003, agosto de 2004, setembro de 2004 (a partir do dia 11), dezembro de 2005, janeiro de 2006, fevereiro de 2006, outubro de 2006 e 2^a quinzena de dezembro de 2008.

A fim de identificar os eventos de tempo severo associados às linhas de instabilidade e determinar as condições atmosféricas típicas para a formação e desenvolvimento desses sistemas foram analisadas as imagens de satélite e campos de superfície. As linhas foram

classificadas quanto ao sistema atuante da seguinte maneira: pré-frontal (13 casos) quando ocorrem anteriormente à passagem de sistemas frontais; associado a sistema frontal ou ZCAS (160 casos) casos em que a própria banda frontal forma a LI ou quando esta se encontra no oceano, porém, com a formação da LI na parte continental utilizando-se do escoamento de calor e umidade associados à frente ou de casos embebidos em ZCAS; e sistemas isolados (12 casos) quando as linhas são geradas por aquecimento diurno e/ou interação com a brisa marítima; Quanto ao tipo: linha de instabilidade (178 casos) e *bow-echoes* (7 casos). Com relação à direção de deslocamento, foi feita a contagem das LI que se deslocam para leste ou oeste. Dos 178 casos de linhas selecionados, 174 (94 %) se deslocaram para leste enquanto que 11 (6 %) tiveram seu deslocamento para oeste. As linhas que possuíram deslocamento para oeste foram apenas as que tiveram formação isolada sem a passagem de frentes ou presença de ZCAS.

4.2. TESTES REALIZADOS COM O MODELO DE MESOESCALA

Na tentativa de representar a LI selecionada do evento de 14 de abril de 2008, Figura 4-3, o qual serviu de base para as análises posteriores, foram realizados diferentes testes com o modelo regional BRAMS para a escolha da configuração mais adequada às simulações. Foram testadas as parametrizações de cúmulos, microfísica e turbulência mais adequadas para uma boa representação do caso selecionado. Também, foi realizado um teste sobre a resolução utilizada nas simulações, objetivando a melhor relação entre a qualidade e o tempo de processamento. Como saída da simulação foram analisados os campos de fração de cobertura de nuvens e de conteúdo de hidrometeoros integrados na coluna (água de chuva, gotícula de nuvem, granizo, graupel, neve, pristine e agregados), os quais foram comparados às imagens de satélite para o caso. Também foram comparados os campos de precipitação do modelo com a estimativa de precipitação 3B42 do TRMM (Figura 4-4).

Os maiores valores dos hidrometeoros integrados na coluna podem ser interpretados como regiões onde existem nuvens mais espessas (aqui me refiro à espessura óptica, nuvens com grande concentração de gotas) e/ou de grande desenvolvimento vertical.

Figura 4-3: Imagens de satélite para um caso de linha pré-frontal do dia 14/04/2008, nos horários 20:45Z (a), 23:09Z (b) do dia 13/04/2008 e 01:10Z (c), 02:45Z (d), 05:39Z (e), 07:10Z (f), 08:10Z (g), 09:15Z (h) e 11:39Z (i) do dia 14/04/2008.

A fração de cobertura de nuvens dá a porção do céu que está coberta por nuvens e está associada às suas propriedades ópticas, onde 100% representa o céu totalmente nublado e 0% céu sem presença de nuvens. A fração de cobertura de nuvens para cada nível é calculada da seguinte forma:

$$cs(k) = \left(\frac{rh(i,j,k) - rhc(i,j,k)}{100 - rhc(i,j,k)} \right)^2 \quad (\text{SLINGO, 1987}) \quad (7)$$

em que a umidade relativa (rh) é comparada a um valor de referência que varia de acordo com a pressão (rhc). Porém, se rh for menor que rhc a fração é considerada igual a zero e, portanto, a presença de nuvens ocorre quando $rh \geq rhc$. No cálculo da fração de cobertura de nuvens total são somadas as frações de todos os níveis:

$$fractotal(i,j) = \min \left[1.0, \sum_{k=1}^n \left(cs(k) \frac{1}{k} \right) \right] \cdot 100\% \quad (8)$$

A soma em todos os níveis pode ultrapassar o valor que corresponde à situação de céu totalmente nublado (100%). Neste caso o limiar de 100% é considerado como valor máximo.

Figura 4-4: Estimativa de taxa de precipitação média (mm h^{-1}) de 3 horas, centrada no horário da figura (Exemplo: A figura das 03Z corresponde a média entre as 01:30Z e 04:30Z), do produto 3B42 do satélite TRMM para as 03Z (a), 06Z (b), 09Z (c) e 12Z (d) do dia 14 de abril de 2008.

4.2.1. Testes com Microfísica e Convecção

Foram realizadas cinco simulações numéricas utilizando uma grade com espaçamento horizontal de 16 km. Os cinco testes realizados são diferentes somente quanto ao tipo de parametrização utilizada. Entre as utilizadas estão quatro esquemas de cumulus: Kuo (1974), e três tipos de fechamento Grell: Grell (GRELL, 1993), Arakawa-Schubert (ARAKAWA & SCHUBERT, 1974) e Grell Ensemble (GRELL & DÉVÈNYI, 2002) e a uma simulação utilizando somente parametrização de microfísica (WALKO et al., 1995, MEYERS et al., 1997). A Tabela 4-1 a seguir apresenta as principais opções utilizadas no modelo:

Tabela 4-1: Principais opções utilizadas no modelo BRAMS para os testes com microfísica e convecção.

Opções	Simulações
Início da simulação	12Z de 13/04/2008
Tempo de simulação (h)	36
Número de grades	1
Pontos da grade 1 em x/y	80/80
Espaçamento da grade 1 (km)	16
Pontos em z	33
Espaçamento vertical (m)	70
Coordenada vertical	Sigma-Z
Análises	GFS 1°
Escala de tempo do nudging na lateral/centro/topo (s)	3600/0/1800
Nº de pontos de nudging na região de fronteira lateral	5
TSM	Mensal Climatológica
Inicialização da umidade do solo	homogênea
NDVI	Utilizado
Número de camadas do solo	4
Radiação	Chen e Cotton (1983)
Cumulus da simulação 1/2/3/4/5	Kuo/Grell-Grell/Grell Arakawa-Schubert/Grell Ensemble/Desativada
Turbulência	Anisotrópica
Microfísica 1/2/3/4/5	Des./ Des./ Des./ Des./Ativada Nível 3

Figura 4-5: Fração de cobertura de nuvens (%) (sombreado) e vento (m s^{-1}) em 850 hPa obtidos da simulação do caso de linha de instabilidade de 14 de abril de 2008 (Figura 4-3) para às 01Z (a,c) e 08Z (b,d) de 14 de abril de 2008 utilizando as parametrizações de cumulus Kuo (a,b) e Grell com fechamento Grell (c,d).

Comparando os resultados obtidos nas Figuras 4-5 a 4-9 com as imagens de satélite da Figura 4-3 e a precipitação do TRMM da Figura 4-4, verificou-se que a simulação realizada apenas com a parametrização de microfísica ativada foi a que melhor representou a LI pré-frontal, apresentando a região de convecção mais intensa na dianteira da frente fria, comparada a dos outros testes. Verifica-se que a parametrização de Kuo não consegue representar a convecção pré-frontal, concentrando toda a convecção em uma única grande região de convergência.

Figura 4-6: Taxa de precipitação média (mm h^{-1}) de 3 horas, centrada no horário da figura obtida da variável “conpcp” para o caso de linha de instabilidade de 14 de abril de 2008 (Figura 4-4) para as 06Z (a,c) e 09Z (b,d) da simulação utilizando as parametrizações de cumulus Kuo (a,b) e Grell-grell (c,d).

Os fechamentos Grell, Grell Arakawa-Schubert e Grell Ensemble conseguem representar a convecção pré-frontal, porém com pouca intensidade. Todas as simulações possuem a tendência de atrasar a passagem do sistema. Com relação à precipitação, a parametrização de Kuo consegue representar a precipitação da parte frontal, porém sem obter sucesso na formação de precipitação pré-frontal. Este esquema também é falho ao formar chuva em uma região totalmente fora do esperado, como o apresentado na Figura 4-6-b, entre o sul do Mato Grosso do Sul e Norte de São Paulo.

Figura 4-7: Fração de cobertura de nuvens (%) (sombreado) e vento (m s^{-1}) em 850 hPa obtidos da simulação do caso de linha de instabilidade de 14 de abril de 2008 (Figura 4-3) para às 01Z (a,c) e 08Z (b,d) de 14 de abril de 2008 utilizando as parametrizações de cumulus Grell Arakawa-Schubert (a,b) e Grell Ensemble (c,d).

Os esquemas Grell, Grell Arakawa-Schubert e Grell Ensemble conseguem representar a chuva frontal, porém novamente sem sucesso na banda pré-frontal. A simulação utilizando microfísica representa tanto a precipitação frontal quanto a pré-frontal, porém falha em seu posicionamento.

Figura 4-8: Taxa de precipitação média (mm h^{-1}) de 3 horas, centrada no horário da figura obtida da variável “conpcp” para o caso de linha de instabilidade de 14 de abril de 2008 (Figura 4-4) para as 06Z (a,c) e 09Z (b,d) da simulação utilizando as parametrizações de cumulus Grell Arakawa-Shubert (a,b) e Grell Ensemble (c,d).

Figura 4-9: Fração de cobertura de nuvens (%) (sombreado) e vento (m s^{-1}) em 850 hPa obtidos da simulação do caso de linha de instabilidade de 14 de abril de 2008 (Figura 4-3) utilizando somente a parametrização de microfísica, para às 01Z (a) e 08Z (b) de 14 de abril de 2008.

Figura 4-10: Taxa de precipitação média (mm h^{-1}) de 3 horas, centrada no horário da figura obtida da variável “pcprate” para o caso de linha de instabilidade de 14 de abril de 2008 (Figura 4-4) para as 06Z (a) e 09Z (b) da simulação utilizando somente a parametrização de microfísica.

4.2.2. Espaçamento horizontal de Grade

Escolhida a parametrização de microfísica como melhor opção para o caso, foi verificado o impacto da resolução na reprodução do evento. Assim, foi realizada mais uma simulação utilizando apenas a parametrização de microfísica, desta vez com a resolução dobrada, sendo o espaçamento de grade na horizontal de 8 km.

Tabela 4-2: Principais opções utilizadas no modelo BRAMS para os testes com o espaçamento horizontal de grade.

Opções	8 km	16 km
Início da simulação	12Z de 13/04/2008	12Z de 13/04/2008
Tempo de simulação (h)	36	36
Número de grades	2	1
Pontos da grade 1 em x/y	50/50	80/80
Pontos da grade 2 em x/y	162/162	-
Espaçamento da grade 1/2 (km)	32/8	16/-
Cumulus	Desativada	Desativada
Turbulência	Anisotrópica	Anisotrópica
Microfísica	Ativada Nível 3	Ativada Nível 3

A Figura 4-11 apresenta o campo de conteúdo de hidrometeoros integrados na coluna e vento em 850 hPa para as simulações com 8 e 16 km. Verifica-se que a simulação com maior

resolução apresenta melhores resultados, uma vez que permite a formação de células mais intensas e melhor posicionadas.

Figura 4-11: Conteúdo de hidrometeoros integrados na coluna de 1000 a 200 hPa (sombreado, g kg^{-1}) e vento (m s^{-1}) em 850 hPa obtidos das simulações de 8 km (a,b) e 16 km (c,d) do caso de linha de instabilidade de 14 de abril de 2008, utilizando somente parametrização de microfísica, para às 01Z (a,c) e 08Z (b,d).

Às 01Z do dia 14 de abril de 2008 também observam-se várias linhas de convecção ao longo das regiões sul e sudeste. Analisando outros campos, como CAPE e taxa de precipitação (figuras não apresentadas), vê-se que a simulação de 8 km apresenta valores mais intensos dessas variáveis, o maior valor de CAPE calculado pela simulação de 8 km, próximo a RMSP, esteve entre $1500\text{-}1800 \text{ J kg}^{-1}$ às 04Z do dia 14 de abril, superior a calculada pela

sondagem das 00Z. Já as maiores taxas de precipitação encontradas para a LI pré-frontal, pelas simulações, foram de até 80-90 mm h⁻¹ em torno das 10Z do dia 14, próximo a RMSP, para a simulação de 8 km e até 24-27 mm h⁻¹ em torno das 13Z do dia 14, para a simulação de 16 km.

4.2.3. Testes com as parametrizações de Turbulência

A fim de avaliar o desempenho de quatro parametrizações de turbulência disponíveis no modelo BRAMS, novamente para a simulação do caso de linha de instabilidade ocorrido por volta das 08Z do dia 14 de abril de 2008 sobre a RMSP, foram realizadas três novas simulações utilizando uma grade com 8 km de espaçamento horizontal, englobando a região que vai desde o estado de São Paulo até o norte do Rio Grande do Sul (mesmo domínio das simulações anteriores). As quatro diferentes parametrizações de turbulência utilizadas foram as seguintes: A primeira opção, Mellor & Yamada (1982), é baseada na formulação de Smagorinsky (1963) com modificações na estabilidade feitas por Lilly (1962) e Hill (1974), para os coeficientes de difusão horizontais e utiliza o produto da taxa de deformação horizontal (gradientes horizontais da velocidade do vento) e o quadrado da escala de comprimento no seu cálculo. A difusão vertical é parametrizada segundo o esquema de Mellor & Yamada (1982), este utiliza a energia cinética turbulenta prognosticada pelo modelo.

A segunda opção, deformação Anisotrópica, utiliza novamente a formulação de Smagorinsky (1963) para os coeficientes horizontais e para os verticais é utilizado o análogo unidimensional deste esquema. A deformação vertical é obtida dos gradientes verticais do vento horizontal (cisalhamento vertical) e a escala de comprimento é o espaçamento vertical local multiplicado por um fator de grade.

Tabela 4-3: Principais opções utilizadas no modelo BRAMS para os testes com a turbulência.

Opções	Simulações
Início da simulação	12Z de 13/04/2008
Tempo de simulação (h)	36
Número de grades	2
Pontos da grade 1 em x/y	50/50
Pontos da grade 2 em x/y	162/162
Espaçamento da grade 1/2 (km)	32/8
Cumulus	Desativada
Turbulência da opção 1/2/3/4	Mellor & Yamada (1982)/Anisotrópica/Isotrópica/ Deardorff (1980)
Microfísica	Ativada Nível 3

Figura 4-12: Fração de cobertura de nuvens (%) para às 01Z (a,c) e 08Z (b,d) do dia 14/04/2008 obtidas utilizando as opções 1 (a,b) e 2 (c,d) de turbulência no BRAMS.

Figura 4-13: Fração de cobertura de nuvens (%) para às 01Z (a,c) e 08Z (b,d) do dia 14/04/2008 obtidas utilizando as opções 3 (a,b) e 4 (c,d) de turbulência no BRAMS.

A terceira opção, deformação Isotrópica, faz os cálculos dos coeficientes de difusão horizontais e verticais como o produto do tensor tensão de cisalhamento nas três dimensões e o quadrado da escala de comprimento.

A quarta opção utiliza o esquema nível 2.5 de Deardorff (1980) para o cálculo da viscosidade como uma função da energia cinética turbulenta.

A primeira vista, percebe-se a maior diferença entre as simulações utilizando as opções 1 e 2 (Figura 4-12) com relação as parametrizações 3 e 4 (Figura 4-13). Isto se deve ao espaçamento de grade na horizontal ser muito maior que na vertical. As opções 1 e 2 são mais apropriadas para esses casos, onde a difusão horizontal precisa ser mais forte (para amortecimento numérico) do que seria em bases físicas e o modelo assume total desacoplamento da difusão horizontal e vertical em todos os aspectos, incluindo o cálculo das

taxas de deformação, escalas de comprimento e componentes do tensor tensão de cisalhamento (WALKO et al., 2007).

A simulação que parece melhor representar o caso de linha de instabilidade pré-frontal é aquela em que foi utilizada a opção 2, pois esta consegue gerar várias linhas ao longo das Regiões Sul e Sudeste e a linha pré-frontal encontra-se melhor localizada em comparação as imagens de satélite. Utilizando a opção 1 isto não ocorre ou ocorre com menor intensidade e algumas LI possuem orientação ortogonal às observadas nas imagens de satélite da Figura 4-3. A diferença principal entre as opções 1 e 2 está no cálculo dos coeficientes de difusão verticais.

4.3. ANÁLISE DOS CASOS SELECIONADOS

As análises foram baseadas nas imagens de satélite para cada caso, nas informações sobre os acumulados de precipitação obtidos de estações de superfície e do satélite TRMM, da análise de alguns campos sinóticos como pressão, vento e temperatura e os parâmetros de tempo severo obtidos da sondagem precursora mais próxima. Também, a partir dos campos obtidos de simulações, foram verificados os perfis de hidrometeoros tais como: granizo, cristais de gelo (saraiva), neve, água líquida de nuvem e de chuva, graupel e agregados. Para realizar as simulações dos casos foram utilizadas as opções do modelo apresentadas na Tabela 4-4.

Tabela 4-4: Principais opções utilizadas no modelo BRAMS para a simulação dos casos selecionados.

Opções\Casos	14/04/2008 – 03/03/2009 - 12/12/2009 – 25/10/2011
Início da simulação	12Z de 13/04/2008 – 12Z de 02/03/2009 - 00Z de 12/12/2009 – 00Z de 25/10/2011
Tempo de simulação (h)	36
Número de grades	2
Numero de pontos da grade 1 em x/y	50/50
Numero de pontos da grade 2 em x/y	162/162
Pontos de grade em z (vertical)	33
Espaçamento da grade 1/2 (km)	32/8
Cumulus	nenhuma
Turbulência	Anisotrópica
Nível de microfísica	3

4.3.1. Caso de Linha de Instabilidade do dia 14 de Abril de 2008

Começando com o caso de linha de instabilidade do dia 14 de abril de 2008, apresentado na Figura 4-3. Esta linha causou um acumulado de 13,8 mm na estação do INMET no Mirante Santana e 22,5 mm na estação do Parque do Estado. Sobre a RMSP foi encontrado um acumulado de 60 mm das 07:30Z até as 10:30Z obtidos da estimativa de precipitação do TRMM.

Para caracterizar a situação de escala sinótica a qual a LI está associada analisamos os campos de pressão ao nível médio do mar, temperatura e vento em 850 hPa para o horário das 06Z do dia 14 de abril obtidos da Reanálise II do NCEP. O campo obtido para as 06Z, Figura 4-14, corresponde a duas horas antes de o centro da LI ingressar sobre a RMSP. Vemos no campo de vento em 850 hPa, que ocorre convergência dos ventos desde a região do pantanal mato-grossense (alagado nesta época do ano) até o oceano. Este escoamento parece estar associado a um centro de baixa pressão extratropical, a aproximadamente 45° S e 40° W. Existe um forte gradiente meridional de temperatura desde o sul do Rio Grande do Sul até o sul do Paraná, marcando a intensidade da frente fria que está localizada ao longo do estado do Paraná até o ciclone no oceano. Feita a análise dos campos sinóticos e das imagens de satélite

setorizada e da América do Sul (figura não apresentada) este caso foi classificado como uma linha de instabilidade pré-frontal.

Analisando o perfil vertical das 00Z do dia 14 de abril de 2008 para o Campo de Marte, utilizando uma radiossondagem anterior ao evento, 8 horas antes do centro do sistema atingir a RMSP (figura não apresentada), obtivemos os seguintes índices: CAPE (1308 J kg^{-1} , da parcela da superfície com correção da umidade utilizando a Temperatura virtual, T_v) e LI ($-3,4 \text{ }^{\circ}\text{C}$). Estes apresentam valores significativos, o que indica um ambiente moderadamente instável.

Figura 4-14: Campos de pressão ao nível médio do mar (hPa) (contornos), temperatura do ar na superfície ($^{\circ}\text{C}$) (sombreado) e vento em 850 hPa (m s^{-1}) (vetores) para às 06Z do dia 14 de abril de 2008 obtidos da Reanálise II do NCEP.

O parâmetro calculado DNRV ($24,0 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$), possui valor consideravelmente alto, encontrado em condições de tempo severo. Também foram calculados os valores de HRT3 ($-70,4 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$), IEH ($-0,58$) e SUP ($-0,37$) que neste caso, possuem valores negativos, porém não favorecem tempestade severa no HS.

A Figura 4-15 apresenta precipitação média de 3 horas gerada pelo modelo, comparada a obtida do TRMM, Figura 4-4, a simulação consegue representar bem a chuva pré-frontal e frontal tanto em intensidade quanto no seu posicionamento.

A Figura 4-16 apresenta a seção vertical da linha de instabilidade, onde nela podemos ver a estrutura da LI. Além das gotículas de nuvem também existe um conteúdo de água líquida precipitante razoável ilustrando uma cortina de chuva causada pelo sistema. Gelo na forma de graupel e granizo tendem a ocupar os médios e altos níveis da nuvem enquanto cristais de gelo mais puros como pristine, agregados e neve tendem a se formar mais em altos níveis, na região ocupada pela bigorna da nuvem.

Figura 4-15: Taxa de precipitação média (mm h^{-1}) de 3 horas, centrada no horário da figura obtida da variável “pcprate” para o caso de linha de instabilidade de 14 de abril de 2008 (Figura 4-4) para as 06Z (a) e 09Z (b) da simulação com o modelo BRAMS.

Figura 4-16: Seção vertical do conteúdo de hidrometeoros (g kg^{-1}) da linha de instabilidade do dia 14 de abril de 2008 obtidas da simulação, onde os contornos em preto representam água líquida de nuvem, contornos em verde graupel e granizo, contornos em vermelho pristine, neve e agregados e o sombreado representa água líquida de chuva. Em (a) fixo na latitude de 24°S e em (b) fixo na longitude de $47,7^\circ\text{O}$.

A Figura 4-17 apresenta, além da soma de todos os hidrometeoros, o campo de vento vertical. Vemos que existem ramos de correntes ascendentes mais intensas que são capazes de promover a sustentação de hidrometeoros grandes como graupel e granizo.

Figura 4-17: Seção vertical do conteúdo de hidrometeoros (g kg^{-1}) e vento vertical (m s^{-1}) da linha de instabilidade do dia 14 de abril de 2008 obtidas da simulação, onde os contornos em cinza representam a soma dos hidrometeoros e o sombreado representa água líquida de chuva. Em (a) fixo na latitude de 24° S e em (b) fixo na longitude de $47,7^\circ$ O.

4.3.2. Caso de Linha de Instabilidade do dia 12 de Dezembro de 2009

A linha de instabilidade que atingiu a RMSP por volta das 21Z do dia 12 de dezembro de 2009, Figura 4-18, causou um acumulado de 13,6 mm na estação do INMET no Mirante Santana e 4,0 mm na estação do Parque do Estado. A Figura 4-19 apresenta a estimativa de precipitação obtida do satélite TRMM, deste foi obtido um acumulado de aproximadamente 5 mm sobre a RMSP.

Figura 4-18: Imagens de satélite para um caso de linha frontal do dia 12/12/2009, nos horários 14:45Z (a), 16:39Z (b), 17:45Z (c), 20:09Z (d), 21:39Z (e) e 23:09Z (f).

Figura 4-19: Taxa de precipitação média de 3 horas (mm h^{-1}), centrada no horário da figura, da estimativa do TRMM-3B42 para as 15Z (a), 18Z (b) e 21Z (c) do dia 12 de e as 00Z (d) do dia 13 de dezembro de 2009.

Caracterizando a situação de escala sinótica a qual a LI está associada analisamos os campos de pressão ao nível médio do mar, temperatura e vento em 850 hPa para o horário das 18Z do dia 12 de dezembro de 2009. O campo obtido para as 18Z, Figura 4-20, corresponde a duas horas antes de o centro da LI ingressar sobre a RMSP.

Figura 4-20: Pressão ao nível médio do mar (hPa) (contornos), temperatura do ar na superfície ($^{\circ}\text{C}$) (sombreado) e vento em 850 hPa (m s^{-1}) (vetores) para às 18Z do dia 12 de dezembro de 2009 obtidos da Reanálise II do NCEP.

Vemos no campo de pressão ao nível do mar um centro de baixa pressão que nos tempos anteriores teve origem subtropical, com ciclogênese entre o Paraguai e noroeste do Rio Grande do Sul, porém, o moderado/intenso gradiente meridional de temperatura, ventos intensos e o deslocamento para sudeste sugerem a transição para um ciclone extratropical. Este possui, às 18Z, a frente fria localizada do seu centro no oceano até o estado de São Paulo. Com base na análise dos campos sinóticos e das imagens de satélite setorizadas e da América do Sul (figura não apresentada), este caso foi classificado como uma linha de instabilidade frontal.

Analisando o perfil vertical das 12Z do dia 12 de dezembro de 2009 (Figura não apresentada), obtido da sondagem anterior ao evento, lançada no Campo de Marte cerca de oito horas antes do centro do sistema atingir a RMSP, o índice de instabilidade CAPE (12 J

kg^{-1} da parcela da superfície, com correção da umidade utilizando T_v) apresenta valor muito baixo, pouca instabilidade; no entanto, IL ($-2,6^\circ \text{C}$) apresenta valor consideravelmente alto, embora a sondagem seja termodinamicamente tropical. Também foram calculados os parâmetros convectivos DNRV ($44,7 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$), HRT3 ($-218 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$), IEH (0) e SUP (0). DNRV e HRT3 apresentam valores favoráveis a tempo severo, já IEH e SUP não apresentam alta probabilidade de tempo severo.

Figura 4-21: Fração de cobertura de nuvens (%) (a,b) e conteúdo de hidrometeoros (g kg^{-1}) (c,d) somados em todos os níveis do modelo de 1000 a 200 hPa para as 20Z (a,c) do dia 12/12/2009 e 04Z (b,d) do dia 13/12/2009 obtidos da simulação.

A Figura 4-21 apresenta a fração de nuvem e o conteúdo de hidrometeoros somados na coluna, respectivamente, obtidos da simulação. Estes podem ser comparados a Figura 4-18 que apresenta as imagens de satélite do caso de LI. Vemos que a simulação atrasa a passagem

da LI. Nos tempos posteriores, figura não apresentada, a LI atinge a RMSP somente por volta das 00Z do dia 13 de dezembro de 2009.

Figura 4-22: Taxa de precipitação média (mm h^{-1}) de 3 horas, centrada no horário da figura, obtida da variável “pcprate” para o caso de linha de instabilidade (Figura 4-19) para as 21Z (a) do dia 12 e 00Z (b) do dia 13/12/2009 da simulação com o modelo BRAMS.

Na Figura 4-22 foi encontrada boa representação da precipitação comparada ao obtido do TRMM (Figura 4-19). A simulação apenas superestima a taxa de precipitação em alguns pontos chegando à média das 3 horas de até $20\text{-}25 \text{ mm h}^{-1}$. Na Figura 4-23 é apresentada a seção vertical da linha de instabilidade, onde podemos ver sua estrutura. Devido a sua orientação no sentido leste-oeste, podemos observar uma extensa linha de precipitação em (a). Na Figura 4-24, vemos um aspecto semelhante aos casos anteriores, sendo as correntes ascendentes mais intensas com relação às descendentes.

Figura 4-23: Seção vertical do conteúdo de hidrometeoros (g kg^{-1}) da linha de instabilidade do dia 22 de dezembro de 2009 obtidas da simulação. Os contornos em preto representam água líquida de nuvem, contornos em verde graupel e granizo, contornos em vermelho pristine, neve e agregados e o sombreado representa água líquida de chuva. Em (a) fixo na latitude de $24,5^\circ \text{ S}$ e em (b) fixo na longitude de $47,6^\circ \text{ O}$.

Figura 4-24: Seção vertical do conteúdo de hidrometeoros (g kg^{-1}) e vento vertical (m s^{-1}) da linha de instabilidade do dia 22 de dezembro de 2009 obtidas da simulação. Os contornos em cinza representam a soma dos hidrometeoros e o sombreado representa água líquida de chuva. Em (a) fixo na latitude de $22,5^\circ \text{ S}$, e em (b) fixo na longitude de 49° O .

4.3.3. Caso de linha de instabilidade do dia 3 de Março de 2009

A linha de instabilidade que atingiu a RMSP por volta das 06Z do dia 3 de março de 2009, Figura 4-25, causou um acumulado de 1,8 mm na estação do Parque do Estado. A Figura 4-26 apresenta a precipitação obtida do satélite TRMM onde foi obtido um acumulado de aproximadamente 26 mm sobre a RMSP.

Figura 4-25: Imagens de satélite para um caso de linha associada à brisa do dia 03/03/2009, nos horários 01:09Z (a), 02:45Z (b), 04:09Z (c), 07:09Z (d), 09:15Z (e) e 10:15Z (f).

Figura 4-26: Taxa de precipitação média em 3 horas (mm h^{-1}), centrada no horário da figura, da estimativa de precipitação do TRMM-3B42 para as 00Z (a) e 06Z (b) do dia 3 de março de 2009.

Vemos nos campos sinóticos da Figura 4-27, ligeiramente antes do evento, que a região não está sendo influenciada pela passagem de frentes. Por outro lado, existe uma circulação anticiclônica sobre a região do evento, que parece inclusive modular o giro anti-horário que a convecção sofre. Este evento, no entanto, parece ter causa ligada principalmente a

mesoescala. Aliando ao observado nas imagens de satélite da Figura 4-25, este evento é caracterizado como um sistema isolado iniciado a partir do efeito de brisa.

Figura 4-27: Campos de pressão ao nível médio do mar (hPa) (contornos), temperatura do ar na superfície (°C) (sombreado) e vento em 850 hPa (m s^{-1}) (vetores) para às 06Z do dia 03 de março de 2009, obtidos da Reanálise II do NCEP.

Vemos nos campos sinóticos da Figura 4-27, ligeiramente antes do evento, que a região não está sendo influenciada pela passagem de frentes. Por outro lado, existe uma circulação anticiclônica sobre a região do evento, que parece inclusive modular o giro anti-horário que a convecção sofre. Este evento, no entanto, parece ter causa ligada principalmente a mesoescala. Aliando ao observado nas imagens de satélite da Figura 4-25, este evento é caracterizado como um sistema isolado iniciado a partir do efeito de brisa.

Analisando o perfil vertical das 00Z do dia 03 de março de 2009 (Figura não apresentada), obtido da sondagem anterior ao evento, lançada no Campo de Marte cerca de seis horas antes do centro do sistema atingir a RMSP, o índice de instabilidade CAPE ($1093,4 \text{ J kg}^{-1}$ da parcela da superfície, com correção da umidade utilizando T_v) apresenta valores indicativos de instabilidade moderada e IL ($-0,1^\circ \text{ C}$) apresenta valor baixo, pouca instabilidade. Também foram calculados os parâmetros convectivos DNRV ($0,8 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$), HRT3 ($-5,4 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$), IEH (0) e SUP (0), estes possuem valores muito baixos e, embora HRT3 tenha valor negativo, este não é conducente a tempestade severa.

Figura 4-28: Fração de cobertura de nuvens (%) (a,b) e conteúdo de hidrometeoros (g kg^{-1}) somados em todos os níveis do modelo de 1000 a 200 hPa (c,d) e taxa de precipitação média (mm h^{-1}) de 3 horas (e,f), centrada no horário da figura obtida da variável “pcprate” para o caso de linha de instabilidade de 3 de março de 2009 para as 20Z (a,c,e) e 22Z (b,d,f) da simulação com o modelo BRAMS.

A Figura 4-28 apresenta a fração de cobertura de nuvens e o conteúdo de hidrometeoros somados na coluna, respectivamente, obtidos da simulação. Estes podem ser comparados a Figura 4-25 que apresenta as imagens de satélite do caso de LI. A simulação consegue representar a linha e o seu deslocamento esperado, embora com bastante atraso na sua formação, falhando na intensidade e posição da mesma. Para verificar o perfil vertical de hidrometeoros das Figura 4-29 e Figura 4-30 foi escolhido o ponto de maior intensidade da linha na Figura 4-28-(c) próximo à costa sul do estado de São Paulo.

Na Figura 4-29, em (b) pode-se ver o “*leading edge*” do sistema, apresentando um importante mecanismo de propagação através do disparo de convecção na sua dianteira. Gelo na forma de graupel e granizo tendem a ocupar os médios e altos níveis da nuvem enquanto pristine, agregados e neve tendem a se formar mais em altos níveis.

Figura 4-29: Seção vertical do conteúdo de hidrometeoros (g kg^{-1}) da LI do dia 03 de março de 2009 obtidas da simulação, onde os contornos em preto representam a soma dos hidrometeoros e o sombreado representa água líquida de chuva. Em (a) fixo na latitude de $25,5^\circ \text{ S}$, e em (b) fixo na longitude de $48,3^\circ \text{ O}$.

Na Figura 4-30-a existe uma corrente ascendente mais intensa na dianteira do sistema. Abaixo da região da bigorna ocorre que o vento tende a ter uma componente descendente, onde o arraste causado pela precipitação parece contribuir para a presença do mesmo.

Figura 4-30: Seção vertical do conteúdo de hidrometeoros (g kg^{-1}) e vento vertical (m s^{-1}) da linha de instabilidade do dia 03 de março de 2009 obtidas da simulação. Os contornos em cinza representam a soma dos hidrometeoros e o sombreado representa água líquida de chuva. Em (a) fixo na latitude de $25,5^\circ \text{ S}$, e em (b) fixo na longitude de $48,3^\circ \text{ O}$.

4.3.4. Caso de linha de instabilidade do dia 25 de outubro de 2011

A linha de instabilidade que atingiu a RMSP entre as 17Z e 23Z do dia 25 de outubro de 2011, Figura 4-31, causou um acumulado de 9,6 mm na estação do Parque do Estado.

Figura 4-31: Imagens de satélite para um caso de linha de instabilidade frontal do dia 25/10/2011, nos horários 11:10Z (a), 12:15Z (b), 14:45Z (c), 17:45Z (d), 20:45Z (e) e 23:45Z (f).

A Figura 4-32 apresenta os campos sinóticos antes do evento. Vemos que existe um cavado invertido no campo de pressão ao nível médio do mar, onde nos tempos futuros (figura não apresentada) dará origem a formação de um ciclone na costa da Região Sul. Em conjunto ao observado nas imagens de satélite da Figura 4-31, este evento é caracterizado como uma LI associada a um sistema frontal.

Figura 4-32: Campos de pressão ao nível médio do mar (hPa) (contornos), temperatura do ar na superfície (°C) (sombreado) e vento em 850 hPa (m s⁻¹) (vetores) para às 18Z do dia 25 de outubro de 2011 obtidos da Reanálise II do NCEP.

Analisando o perfil vertical das 12Z do dia 25 de outubro de 2011 (Figura não apresentada), obtido da sondagem anterior ao evento, lançada no Campo de Marte cerca de oito horas antes do centro do sistema atingir a RMSP, o índice de instabilidade CAPE (119,4 J kg⁻¹ da parcela da superfície, com correção da umidade utilizando Tv) e IL (-0,4° C) apresentam valores indicativos de pouca instabilidade. Também foram calculados os parâmetros convectivos DNRV (16,5 m² s⁻²), HRT3 (-92,6 m² s⁻²), IEH (-0,1) e SUP (0), estes possuem valores baixos, embora para HRT3 e IEH tenham sido obtidos valores negativos, estes não são indicativos de tempestade severa.

A Figura 4-33 apresenta a fração de cobertura de nuvens, conteúdo de hidrometeoros somados na coluna e taxa de precipitação média de 3h, respectivamente, obtidos da simulação. Estes podem ser comparados a Figura 4-31 que apresenta as imagens de satélite do

caso de LI. A simulação consegue representar a linha na sua intensidade e orientação meridional, apenas atrasando pouco o seu deslocamento.

Figura 4-33: Fração de cobertura de nuvens (%) (a,b), conteúdo de hidrometeoros (g kg^{-1}) somados em todos os níveis do modelo de 1000 a 200 hPa (c,d) e taxa de precipitação média (mm/h) de 3 horas centradas, obtida da variável “pcprate” (e,f), para as 21Z (a,c,e) de 25/10/2011 e 04Z (b,d,f) de 26/10/2011 obtidos da simulação.

Figura 4-34: Seção vertical do conteúdo de hidrometeoros (g kg^{-1}) da linha de instabilidade do dia 25 de outubro de 2011 obtidas da simulação. Os contornos em preto representam água líquida de nuvem, contornos em verde graupel e granizo, contornos em vermelho pristine, neve e agregados e o sombreado representa água líquida de chuva. Em (a) fixo na latitude de $27,2^\circ \text{ S}$ e em (b) fixo na longitude de $52,6^\circ \text{ O}$.

As Figuras 4-34 e 4-35 apresentam a seção vertical da linha de instabilidade, onde podemos ver a estrutura da LI. A grande presença de gelo na forma de graupel e granizo tende a ocupar os médios e altos níveis da nuvem enquanto cristais de gelo mais puros como pristine, agregados e neve tendem a se formar mais em altos níveis, na região ocupada pela bigorna da nuvem. O vento vertical apresenta componente intensa, com valores de até 5 m s^{-1} .

Figura 4-35: Seção vertical do conteúdo de hidrometeoros (g kg^{-1}) e vento vertical (m s^{-1}) da linha de instabilidade do dia 25 de outubro de 2011 obtidas da simulação. Os contornos em cinza representam a soma dos hidrometeoros e o sombreado representa água líquida de chuva. Em (a) fixo na latitude de $27,2^\circ \text{ S}$ e em (b) fixo na longitude de $52,6^\circ \text{ O}$.

4.4. CÁLCULO DOS PARÂMETROS CONVECTIVOS

A previsão de tempo severo no Brasil ainda é um assunto pouco abordado, embora não menos importante. Sabemos que esse tipo de condição de tempo não é tão raro quanto o considerado comumente. Porém, os previsores ainda utilizam de poucos parâmetros capazes de ajudar na identificação de situações precursoras de tempestades, como vendavais, tornados, intensa precipitação e granizo. Com base nisto, foram calculados os campos dos índices CAPE, IL, DNRV, HRT3, IEH e SUP a partir das simulações realizadas com o BRAMS, da qual ainda podem-se extrair perfis verticais de todos os pontos de grade das simulações e analisar as regiões favoráveis a condição de tempo severo, o que seria difícil de conseguir com as poucas radiossondagens disponíveis. Esses índices serão implementados posteriormente no pós-processamento do modelo (RAMSPOST) e fornecidos como um dos produtos do laboratório MASTER.

Além disto, foi criado um índice composto de todos os parâmetros utilizados, a fim de promover uma interpretação mais simples para o reconhecimento das regiões com potencial de tempo severo. O índice composto é obtido da seguinte forma:

- É calculado por pontuações, onde o valor mínimo é 0 (zero) e o máximo é 7 (sete).
- Para cada parâmetro foram escolhidos valores limites, considerados conducentes a tempo severo, conforme apresentado na Tabela 4-5.
- Para cada parâmetro que confirmar sua condição será adicionado 1 (um) ponto.
- Será adicionado 1 ponto extra se CAPE, IL, DNRV e HRT3 ultrapassarem seus valores limites; Caso isso não ocorra será adicionado 1 ponto extra se CAPE, DNRV e HRT3 ultrapassarem seus valores limites; E por último, caso as duas possibilidades anteriores não se confirmarem, será adicionado 1 ponto extra se IL, DNRV e HRT3 ultrapassarem seus valores limites (a escolha destes índices utilizados na adição dos pontos extras foi baseada na hipótese

de que as tempestades mais intensas possuam os três ingredientes: instabilidade, cisalhamento e helicidade).

Tabela 4-5: Condições utilizadas para o cálculo do índice composto.

Parâmetro de tempo	Condição
severo	
CAPE	$> 2000 \text{ J kg}^{-1}$
IL	$< -2 \text{ }^{\circ}\text{C}$
DNRV	$> 20 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$
HRT3	$< -150 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$
IEH	< -2
SUP	< -1

4.4.1. Linha de Instabilidade de 14 de Abril de 2008

Os resultados obtidos da simulação para as 00Z do dia 14 de abril de 2008 para o ponto mais próximo do Campo de Marte foram aproximadamente: CAPE (0 J kg^{-1}), IL ($-4,4 \text{ }^{\circ}\text{C}$), DNRV ($20 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$), HRT3 ($-100 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$), IEH (0) e SUP (0). Comparando com o mesmo horário da sondagem alguns resultados se assemelham bastante, como IL, DNRV, HRT3, IEH e SUP. No entanto CAPE não apresenta valores muito bons para esta sondagem. Contudo, os valores encontrados na simulação são satisfatórios, lembrando que mesmo conseguindo alcançar bons resultados estes podem ocorrer deslocados no tempo ou em uma região próxima da região de ocorrência do evento.

Devido à carência de uma base climatológica dos parâmetros utilizados, a análise destes a seguir será baseada nos limiares obtidos para o HN, embora estes possam não ser os mais adequados para a região de estudo.

Figura 4-36: CAPE (J kg^{-1}), em azul, e Índice de Levantamento ($^{\circ}\text{C}$), em vermelho, para o caso da linha de instabilidade de abril de 2008 sobre Campo de Marte-SP, calculados da simulação com o modelo BRAMS.

Figura 4-37: Denominador do Número de Richardson Volumétrico ($\text{m}^2 \text{s}^{-2}$), em azul, e Helicidade Relativa à Tempestade nos primeiros 3 km da atmosfera ($\text{m}^2 \text{s}^{-2}$), em vermelho, para o caso da linha de instabilidade de abril de 2008 sobre Campo de Marte-SP, calculados da simulação com o modelo BRAMS.

Figura 4-38: Índice de Energia-Helicidade, em azul, e Parâmetro de Supercélula (adimensionais), em vermelho, para o caso da linha de instabilidade de abril de 2008 sobre Campo de Marte-SP, calculados da simulação com o modelo BRAMS.

As Figuras 4-36, 4-37 e 4-38 apresentam os índices calculados com a simulação de 8 km utilizando apenas a parametrização de microfísica com o BRAMS, do período das 12Z do dia 13 até as 00Z do dia 15 de abril de 2008 para um ponto próximo ao Aeroporto Campo de Marte (latitude 23,6° S e longitude 46,6° W). Embora o centro do evento tenha atingido a RMSP por volta das 08Z do dia 14 de abril de 2008, a partir das 05Z parte do sistema já havia chegado sobre a região. Neste caso consideramos como sendo uma sondagem de proximidade (BROOKS et al. 1994; EVANS & DOSWELL 2001) os perfis obtidos desde as 04Z até as 09Z do dia 14 de abril de 2008, esta não é uma definição muito rigorosa para a obtenção de uma sondagem de proximidade que geralmente se baseia no máximo de velocidade do vento encontrada. Aqui, utilizamos imagens de satélite para verificar o momento aproximado da passagem do sistema.

Este tipo de representação nos dá a oportunidade de analisar as condições precursoras de tempestade sobre a RMSP. Neste período de tempo entre as 04Z e 09Z vemos que os valores de CAPE chegam a cerca de 1700 J kg^{-1} , valor considerado moderadamente instável. A partir de então, a energia passa a ser consumida pela convecção. Simultaneamente, o índice

de levantamento chega a -5.5°C , indicando provável formação de tempestade severa na presença de um mecanismo de levantamento.

Os valores de DNRV, durante a tempestade, chegam a aproximadamente $45\text{ m}^2\text{ s}^{-2}$, mostrando a presença de grande cisalhamento vertical do vento horizontal. Enquanto o HRT3 chega a $-150\text{ m}^2\text{ s}^{-2}$ até as 09Z, valor encontrado em tempestades no HS. Após este período, às 10Z é encontrado um valor de $-160\text{ m}^2\text{ s}^{-2}$, que em analogia a valores acima de $150\text{ m}^2\text{ s}^{-2}$ encontrados para o HN, é indicativo, inclusive, da formação de tornados. Para o IEH, que é um índice composto de CAPE e helicidade, observa-se um valor de aproximadamente $-1,0$ às 04Z, 4 horas antes do centro do evento atingir a RMSP. O SUP (índice composto de CAPE, helicidade e cisalhamento) apresenta um valor próximo também de $-1,0$, valor este no limiar para formação de tempestade severa.

Figura 4-39: CAPE (J kg^{-1} , sombreado) e Índice de Levantamento ($^{\circ}\text{C}$, contornos), para o caso da linha de instabilidade às 01Z (a) e 08Z (b) de 14 de abril de 2008, calculados da simulação com o modelo BRAMS.

Figura 4-40: Denominador do número de Richardson volumétrico ($\text{m}^2 \text{s}^{-2}$, sombreado) e helicidade relativa à tempestade nos primeiros 3 km ($\text{m}^2 \text{s}^{-2}$, contornos), para o caso da linha de instabilidade de às 01Z (a) e 08Z (b) de 14 de abril de 2008, calculados da simulação com o modelo BRAMS.

Figura 4-41: Índice de Energia-Helicidade (sombreado) e Parâmetro de Supercélula (contornos), para o caso da linha de instabilidade às 01Z (a) e 08Z (b) de 14 de abril de 2008, calculados da simulação com o modelo BRAMS.

As Figuras 4-39, 4-40 e 4-41 apresentam os campos dos índices CAPE e IL; DNRV e HRT3; e IEH e SUP para a grade da simulação de 8 km da linha de instabilidade ocorrida em 14 de abril de 2008. Podemos observar na Figura 4-39, as regiões da grade com maior instabilidade em que os valores de CAPE ficam entre 3000 e 3500 J kg^{-1} e os contornos de índice de levantamento abaixo de -6°C . Com a passagem de uma frente fria sobre o sul do

Brasil, podemos ver duas regiões distintas: uma ao norte, instável, com CAPE, IL e HRT3 elevados (Figuras 4-39 e 4-40) e IEH e SUP (Figura 4-41) negativos; outra massa de ar ao sul, estável, com valores mínimos de CAPE e IL; e HRT3, IEH e SUP positivos. Já DNRV possui valores altos em torno da frente, localizando as regiões com cisalhamento intenso. Na Figura 4-40 são encontrados valores de DNRV acima de $180 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ na costa dos estados de Santa Catarina e Paraná e valores de HRT3 abaixo de $-500 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ na costa de Santa Catarina. Na Figura 4-41, também observamos neste local, valores de IEH abaixo de -3,5 e SUP abaixo de -10. Estes índices combinados evidenciam o desenvolvimento de tempestade severa sobre a região. Na Figura 4-42 o maior valor encontrado para o índice composto é de 6 em uma escala que vai até 7.

Figura 4-42: Índice de tempo severo composto para o caso da linha de instabilidade às 01Z (a) e 08Z (b) de 14 de abril de 2008, calculados da simulação com o modelo BRAMS.

4.4.2. Linha de Instabilidade do dia 12 de Dezembro de 2009

Foram calculados os índices para outra simulação de um caso de linha de instabilidade do dia 12 de dezembro de 2009. Esta atingiu a RMSP entre às 20Z e 23Z do mesmo dia. A simulação teve início às 00Z do dia 12 e término às 12Z do dia 13 de dezembro de 2009. Na situação precursora ao evento, até 1 hora antes (19Z), não são observados valores de CAPE

significativos, no entanto IL apresenta instabilidade significativa em médios níveis, favorável a tempestade severa com valor de até $-2,6^{\circ}\text{C}$ (Figura 4-43).

Na Figura 4-44, HRT3 apresenta valores significativos de $-240\text{ m}^2\text{ s}^{-2}$ até 1 hora após o evento, apresentando condição para tempo severo. Os valores de DNRV chegam a $85\text{ m}^2\text{ s}^{-2}$, representando valores significativos e favoráveis à formação de supercélulas. Na Figura 4-45, IEH e SUP não apresentam valores significativos devido ao CAPE ser próximo de zero, mas ficam ligeiramente negativos.

Figura 4-43: CAPE (J kg^{-1}), em azul, e Índice de Levantamento ($^{\circ}\text{C}$), em vermelho, para o caso da linha de instabilidade de 12 de dezembro de 2009 sobre Campo de Marte-SP, calculados da simulação com o modelo BRAMS.

Figura 4-44: Denominador do Número de Richardson Volumétrico ($\text{m}^2\text{ s}^{-2}$), em azul, e Helicidade Relativa à Tempestade nos primeiros 3 km da atmosfera ($\text{m}^2\text{ s}^{-2}$), em vermelho, para o caso da linha de instabilidade de 12 de dezembro de 2009 sobre Campo de Marte-SP, calculados da simulação com o modelo BRAMS.

Figura 4-45: Índice de Energia-Helicidade, em azul, e Parâmetro de Supercélula (adimensionais), em vermelho, para o caso da linha de instabilidade de dezembro de 2009 sobre Campo de Marte-SP, calculados da simulação com o modelo BRAMS.

Figura 4-46: CAPE (J kg^{-1} , sombreado) e Índice de Levantamento ($^{\circ}\text{C}$, contornos), para o caso da linha de instabilidade as 20Z (a) do dia 12 e 04Z (b) de 13 de dezembro de 2009, calculados da simulação com o modelo BRAMS.

A Figura 4-46 apresenta o campo de CAPE e IL para as 20Z e 04Z do dia 12 e 13 de dezembro de 2009, respectivamente. Os valores desses índices indicam pouca instabilidade. A Figura 4-47 apresenta o campo de DNRV e HRT3. Nestes campos são encontrados valores acima de $180 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ para DNRV e abaixo de $-500 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ de HRT3 nas costas dos estados de Santa Catarina, Paraná e São Paulo. Combinados os campos podemos ver uma situação com intensa influência sinótica através do cisalhamento, porém fracamente instável, o que causou

um índice composto baixo, já que quatro dos seis índices dependem da instabilidade. Os campos de IEH e SUP não apresentaram valores significativos.

Figura 4-47: Denominador do número de Richardson volumétrico ($m^2 s^{-2}$, sombreado) e helicidade relativa à tempestade nos primeiros 3 km ($m^2 s^{-2}$, contornos), para o caso da linha de instabilidade as 20Z (a) do dia 12 e 04Z (b) do dia 13 de dezembro de 2009, calculados da simulação com o modelo BRAMS.

Figura 4-48: Índice de tempo severo composto para o caso da linha de instabilidade às 20Z (a) do dia 12 e 04Z (b) do dia 13 de dezembro de 2009, calculados da simulação com o modelo BRAMS.

4.4.3. Linha de Instabilidade do dia 03 de Março de 2009

Foram calculados os índices para outra simulação de um caso de linha de instabilidade do dia 03 de março de 2009. Esta atingiu a RMSP entre às 04Z e 09Z do mesmo dia. Porém, como visto anteriormente, a simulação atrasa muito a formação do sistema. Na Figura 4-49, CAPE apresentava valor de até 2600 g kg^{-1} , considerado muito alto. Enquanto IL apresenta $-4,8^\circ\text{C}$ representando uma camada instável e possível formação de tempo severo na presença de mecanismo de levantamento. Na Figura 4-50, DNRV e HRT3 não apresentam resultados favoráveis a tempo severo, mostrando ausência de mecanismos cinemáticos para sua formação. Da mesma forma na Figura 4-51, IEH e SUP não apresentam valores favoráveis a tempo severo.

Figura 4-49: CAPE (J kg^{-1}), em azul, e Índice de Levantamento ($^\circ\text{C}$), em vermelho, para o caso da linha de instabilidade de 03 de março de 2009 sobre Campo de Marte-SP, calculados da simulação com o modelo BRAMS.

Figura 4-50: Denominador do Número de Richardson Volumétrico ($\text{m}^2 \text{s}^{-2}$), em azul, e Helicidade Relativa à Tempestade nos primeiros 3 km da atmosfera ($\text{m}^2 \text{s}^{-2}$), em vermelho, para o caso da linha de instabilidade de 03 de março de 2009 sobre Campo de Marte-SP, calculados da simulação com o modelo BRAMS.

Figura 4-51: Índice de Energia-Helicidade, em azul, e Parâmetro de Supercélula (adimensionais), em vermelho, para o caso da linha de instabilidade de 03 de março de 2009 sobre Campo de Marte-SP, calculados com o modelo BRAMS.

A Figura 4-52 apresenta o campo de CAPE e IL. Vemos que na posição onde encontra-se o sistema existem valores altos dessas variáveis. Enquanto DNRV, HRT3, SUP e IEH não apresentam valores significativos (figuras não apresentadas). Devido aos baixos valores desses, o índice composto também não apresentou valores significativos sobre a RMSP.

Figura 4-52: CAPE (J kg^{-1} , sombreado) e Índice de Levantamento ($^{\circ}\text{C}$, contornos), para o caso da linha de instabilidade as 20Z (a) e 22Z (b) de 03 de março de 2009, calculados da simulação com o modelo BRAMS.

Figura 4-53: Índice de tempo severo composto para o caso da linha de instabilidade às 20Z (a) e 22Z (b) de 03 de março de 2009, calculados da simulação com o modelo BRAMS.

4.4.4. Linha de Instabilidade do dia 25 de outubro de 2011

Foram calculados os índices para a simulação do caso de linha de instabilidade do dia 25 de outubro de 2011. Esta atingiu a RMSP no dia 25 de outubro entre às 18Z e 22Z do mesmo dia, porém, na simulação isto ocorre entre as 03Z e 06Z do dia 26 de outubro. Na Figura 4-54, dentro deste período, CAPE apresentava valor de cerca de até 1050 J kg^{-1} , apresentando instabilidade moderada, enquanto que IL apresentava valores $-4,8^{\circ}\text{C}$,

representando uma camada instável e possível ocorrência de tempo severo na presença de mecanismo de levantamento. Na Figura 4-55, DNRV apresenta valor favorável a tempo severo e com tendência de formação de supercélula. HRT3 apresenta valor considerável, abaixo de $-200 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$, favorável a tempo severo. Na Figura 4-56, IEH e SUP apresentam valores de até aproximadamente $-0,9$ e $-1,7$, respectivamente, que não alcançaram o limiar esperado para ocorrência de tempo severo, mas são negativos.

Figura 4-54: CAPE (J kg^{-1}), em azul, e Índice de Levantamento ($^{\circ}\text{C}$), em vermelho, para o caso da linha de instabilidade de 25 de outubro de 2011 sobre Campo de Marte-SP, calculados da simulação com o modelo BRAMS.

Figura 4-55: Denominador do Número de Richardson Volumétrico ($\text{m}^2 \text{ s}^{-2}$), em azul, e Helicidade Relativa à Tempestade nos primeiros 3 km da atmosfera ($\text{m}^2 \text{ s}^{-2}$), em vermelho, para o caso da linha de instabilidade de 25 de outubro de 2011 sobre Campo de Marte-SP, calculados da simulação com o modelo BRAMS.

Figura 4-56: Índice de Energia-Helicidade, em azul, e Parâmetro de Supercélula (adimensionais), em vermelho, para o caso da linha de instabilidade de 25 de outubro de 2011 sobre Campo de Marte-SP, calculados da simulação com o modelo BRAMS.

A Figura 4-57 apresenta o campo de CAPE e IL, apresentam na região oeste do estado de São Paulo, condições para tempo severo com CAPE acima de 2000 J kg^{-1} e IL abaixo de -6°C . Na Figura 4-58 e Figura 4-59, em DNRV, HRT3, IEH e SUP são encontrados na passagem da LI no interior de SP, valores considerados conducentes a tempo severo e supercélulas para o HN. Combinados os campos observando a Figura 4-60, nesta mesma região o índice composto chega à pontuação seis.

Figura 4-57: CAPE (J kg^{-1} , sombreado) e Índice de Levantamento ($^{\circ}\text{C}$, contornos), para o caso da linha de instabilidade as 21Z (a) do dia 25 de outubro de 2011 e 04Z (b) de 26 de outubro de 2011, calculados da simulação com o modelo BRAMS.

Figura 4-58: Denominador do número de Richardson volumétrico ($\text{m}^2 \text{s}^{-2}$, sombreado) e helicidade relativa à tempestade nos primeiros 3 km ($\text{m}^2 \text{s}^{-2}$, contornos), para o caso da linha de instabilidade as 21Z (a) do dia 25 de outubro de 2011 e 04Z (b) de 26 de outubro de 2011, calculados da simulação com o modelo BRAMS.

Figura 4-59: Índice de Energia-Helicidade (sombreado) e Parâmetro de Supercélula (contornos), para o caso da linha de instabilidade as 21Z (a) do dia 25 de outubro de 2011 e 02Z (b) de 26 de outubro de 2011, calculados da simulação com o modelo BRAMS.

Figura 4-60: Índice de tempo severo composto para o caso da linha de instabilidade as 21Z (a) do dia 25 de outubro de 2011 e 02Z (b) de 26 de outubro de 2011, calculados da simulação com o modelo BRAMS.

5. CONCLUSÕES

Neste trabalho foram abordadas as linhas de instabilidade que atingiram o estado de São Paulo, com destaque para a RMSP, o desenvolvimento de tempo severo associados a estas e a possibilidade de utilizar alguns parâmetros de tempo severo na identificação destes eventos. Foram identificadas um total de 185 linhas no período de 2002 a 2009 através da observação de imagens de satélite. Estas ocorrem durante todos os períodos do ano, numa área de transição em que os sistemas meteorológicos de origem tropical, provenientes das regiões Norte e Centro-Oeste, e os baroclínicos, provenientes das Regiões Sul e Sudeste do Brasil atingem a região, embora a frequência de LI seja maior nos meses de verão em virtude da maior atividade convectiva dessa época. As linhas também foram classificadas quanto ao sistema atuante: pré-frontal (13 casos); associada à frente fria ou ZCAS (160 casos) e sistemas isolados (12 casos); Quanto ao tipo: linha de instabilidade (178 casos) e *bow-echoes* (7 casos). Devido ao caráter de clima de transição da região também foi feita a contagem das LI que se deslocam para leste ou oeste, sendo que 174 linhas se deslocaram para leste enquanto 11 tiveram seu deslocamento para oeste. As linhas que possuíram deslocamento para oeste foram apenas as que tiveram formação isolada, sem a passagem de frentes ou presença de ZCAS.

Ao realizar os testes com algumas parametrizações que foram usadas nas simulações a fim de representar as LI e as condições de tempo associadas a estas, verificou-se melhor desempenho da parametrização de microfísica perante as demais, além de um melhor desempenho no caso simulado com espaçamento horizontal de 8 km. Duas das LI apresentaram uma estrutura vertical com a presença de hidrometeoros grandes como graupel e granizo qualificando a intensidade das correntes ascendentes na nuvem, entre elas a do dia 14/04/2008 e a de 25/10/2011, onde também foram observados instabilidade e cisalhamento moderados. Para os outros casos observou-se alto cisalhamento com fraca instabilidade (caso de 12/12/2009) e fraco cisalhamento com instabilidade moderada (caso de 03/03/2009). Os

sistemas também apresentam correntes descendentes e a presença de novas células de convecção na dianteira do sistema apresentando importante mecanismo de propagação do sistema, que foram relativamente bem simulados pelo modelo utilizado.

Os parâmetros convectivos extraídos de perfis atmosféricos foram analisados quanto à sua validade e aplicabilidade para a região, na tentativa de fornecer novas ferramentas a previsores que ainda utilizam de poucos parâmetros capazes de ajudar na identificação de situações precursoras de tempestades severas, como vendavais, tornados, intensa precipitação e granizo. Os índices aparentam ser bons indicadores de tempo severo na presença de sistemas de origem baroclínica, apresentando valores similares aos encontrados para o HN. Porém em tempestades onde o efeito termodinâmico é o fator mais importante, como nas tempestades isoladas ou na presença de ZCAS os índices cinemáticos nem sempre são bons preditores de tempo severo, embora a falta de informações relativas a estas tempestades, como a ocorrência de supercélulas, granizo, entre outros, dificultam a interpretação dos índices utilizados e o estabelecimento de valores críticos destes para a formação de tempestades severas na região de estudo. Entretanto, é possível verificar que o uso de parâmetros derivados das informações fornecidas pelos modelos meteorológicos pode cobrir com certa qualidade as áreas em que não existem informações em superfície e ar superior.

5.1. SUGESTÕES PARA TRABALHOS FUTUROS

Como sugestão de trabalho futuro existe a possibilidade de testar a utilização operacional dos parâmetros de tempo severo em modelos de mesoescala como o BRAMS, onde os índices podem ser implementados no pós processamento do sistema (RAMSPOST) e fornecidos como produto, permitindo uma análise com maior significância estatística sobre a utilidade dos parâmetros obtidos durante ciclos operacionais de previsão de tempo. Outro aspecto seria o estudo de um número maior de casos de LI a fim de se obter valores médios

dos índices separando o estudo entre LI severas e não severas. Aproveitando as inúmeras possibilidades que o modelo permite, verificar o efeito da ilha de calor urbana sobre o desenvolvimento e intensificação das LI que cruzaram a RMSP. Aumentar a região de interesse, estudando em maior detalhe, além das LI que cruzaram sobre a RMSP, aquelas que atingiram outras regiões do estado de São Paulo ou de outros estados.

Outra sugestão seria a realização de uma análise quantitativa, a partir de ferramentas estatísticas, nos testes de sensibilidade do modelo, a fim de determinar a magnitude dos erros encontrados para cada simulação.

6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALCÂNTARA, C. R.; SILVA DIAS, M. A. F.; SOUZA, E. P.; COHEN, J. C. P. Verification of the role of the low level jets in Amazon squall lines. *Atmospheric Research*, 100, 36-44, 2011.
- ANABOR, V.; STENSRUD, D. J.; MORAES, O. L. L. Simulation of a Serial Upstream-Propagating Mesoscale Convective System Event over Southeastern South America Using Composite Initial Conditions. *Monthly Weather Review*, 137:7, 2144-2163, 2009.
- ARAKAWA, A. & SCHUBERT, W. H. Interactions of a cumulus cloud ensemble with the large scale environment. Part I. *Journal of Atmospheric Sciences*, v. 31, n. 3, p. 674-701, 1974.
- BENETI, C. A. & SILVA DIAS, M. A. Análise da Performance de Índices de Instabilidade como Previsores de Tempestades na Região de São Paulo. In: *Anais do IV Congresso Brasileiro de Meteorologia, Brasília-DF*, v.2, 65-70, 1986.
- BLUESTEIN, H. B. & JAIN, M. H. Formation of Mesoscale Lines of Precipitation: Severe Squall Lines in Oklahoma during the Spring. *Journal of Atmospheric Sciences*, 42, 1711-1732, 1985.
- BLUESTEIN, H. B.; MARX, G. T.; JAIN, M. H. Formation of Mesoscale Lines of Precipitation: Nonsevere Squall Lines in Oklahoma during the Spring. *Monthly Weather Review*, 115, 2719-2727, 1987.
- BROOKS H. E.; DOSWELL, C. A.; COPPER, J. On the Environments of Tornadic and Nontornadic Mesocyclones. *Weather and Forecasting*, 9, 606-618, 1994.
- BROOKS H. E.; LEE, J. W.; CRAVEN, J. P. The spatial distribution of severe thunderstorm and tornado environments from global reanalysis data. *Atmospheric Research*, v. 67-68, p. 73-94, 2003.

- CARVALHO, L. M. V.; JONES, C.; LIEBMANN, B. Extreme Precipitation Events in Southeastern South America and Large-Scale Convective Patterns in the South Atlantic Convergence Zone. *Journal of Climate*, **15**, 2377–2394, 2002.
- CARVALHO, L. M. V.; JONES, C.; LIEBMANN, B. The South Atlantic Convergence Zone: Intensity, Form, Persistence, and Relationships with Intraseasonal to Interannual Activity and Extreme Rainfall. *Journal of Climate*, **17**, 88–108, 2004.
- CHEN, C. & COTTON, W. R. A one-dimensional simulation of the strato-cumulus-capped mixed layer. *Boundary-Layer Meteorology*, vol. 25, p. 289, 1983.
- COHEN, J. C. P. Mecanismo de Propagação e Estrutura de Linhas de Instabilidade da Amazônia. Tese de doutoramento do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo, 1996.
- CORFIDI, S. F. Cold pools and MCS propagation: forecasting the motion of downwind-developing MCSs. *Wea. Forecasting*, 18, 997-1017, 2003.
- COTTON, W. R. & ANTHES, R. A. Storm and Cloud Dynamics. *Academic Press*, 883 pp., 1989.
- COTTON, W. R. & PIELKE, R. A. Human Impacts on Weather and Climate, *Cambridge University Press*. 288 pp., 1995.
- COTTON, W. R.; PIELKE SR. R. A.; WALKO, R. L.; LISTON, G. E.; TREMBACK, C. J.; JIANG, H.; MCANELLY, R. L.; HARRINGTON, J. Y.; NICHOLLS, M. E.; CARRIO, G. G.; MCFADDEN, J. P. RAMS 2001: Current status and future directions. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 82, 5-29. 2003.
- DEARDORFF, J. W. Stratocumulus-capped mixed layers derived from a three-dimensional model, *Boundary-Layer Meteorology*, 18, 495-527, 1980.
- DOSWELL, C. A., III: Severe convective storms—An overview. *Severe Convective Storms, Meteorological Monographs, No. 5, American Meteorological Society*, 1–26, 2001.

- EVANS, J. S. & DOSWELL, C. A. Examination of Derecho Environments using Proximity Soundings. *Weather and Forecasting*, v. 16, p. 329-342, 2001.
- FOGACCIA, C. V. C. & PEREIRA FILHO, A. J. Turbulência e Cisalhamento do Vento na Área do Aeroporto Internacional de São Paulo/Guarulhos. In: *Anais do XI Congresso Brasileiro de Meteorologia, Rio de Janeiro-RJ* (CDROM), 2000.
- FOSS, M. Condições atmosféricas conducentes à ocorrência de tempestades convectivas severas na América do Sul. Dissertação de Mestrado em Meteorologia, Universidade Federal de Santa Maria, 145 p., 2011.
- FREITAS, E. D. Circulações Locais em São Paulo e a sua Influência sobre a Dispersão de Poluentes. Tese de doutoramento do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo, 2003.
- FREITAS, E. D. & SILVA DIAS, P. L. Desenvolvimento da brisa marítima sob diferentes situações de grande escala: um estudo de caso. In: *Anais do XIII Congresso Brasileiro de Meteorologia, Fortaleza, CE* (CDROM), 2004.
- FREITAS, E. D.; ROZOFF, C. M.; COTTON, W. R.; SILVA DIAS, P. L. Interactions of an urban heat island and sea-breeze circulations during winter over the metropolitan area of São Paulo, Brazil. *Boundary-Layer Meteorology*. v. 122, n. 1, p. 43-65. 2007.
- FREITAS, E. D; SILVA DIAS, P. L.; CARVALHO, V. S. B.; MAZZOLI, C. R. R.; MARTINS, L. D.; MARTINS, J. A.; ANDRADE, M. F. Factors Involved in the Formation and Development of Severe Weather Conditions over the Megacity of São Paulo. In: 89th American Meteorological Society Meeting, Phoenix, AZ, United States, 10-15 January 2009.

- FREITAS, S. R.; LONGO, K. M.; SILVA DIAS, M. A. F.; SILVA DIAS, P. L.; CHATFIELD, R.; PRINS, E.; ARTAXO, P. E.; GRELL, G.; RECUERO, F. S.: Monitoring the Transport of Biomass Burning Emissions in South America. *Environmental Fluid Mechanics*, 5, 135-167. 2005.
- FUJITA, T. Tornadoes and Downbursts in the Context of Generalized Planetary Scales. *Journal of Atmospheric Sciences*, 38, 1511-1534, 1981.
- GAN, M. A. & RAO, V. B.: Surface Cyclogenesis over South America. *Monthly Weather Review*, 119, 1293-1302, 1991.
- GARSTANG, M.; MASSIE JR, H. L.; HALVERSON, J.; GRECO, S.; SCALA, J. Amazon coastal squall lines. Part I: Structure and kinematics. *Monthly Weather Review*, 122, 608-622, 1994.
- GRECO, S.; SWAP, R.; GARSTANG, M.; ULANSKI, S.; SHIPHAM, M.; HARRISS, R. C.; TALBOT, R.; ANDREAE, M. O.; ARTAXO, P. Rainfall and surface kinematics conditions over Central Amazonia during ABLE 2B. *Journal of Geophysical Research*, 95, 17001-17014, 1992.
- GRELL, G. A. Prognostic evaluation of assumptions used by cumulus parameterizations. *Monthly Weather Review*, v. 121, n. 3, p. 764-787, 1993.
- GRELL, G. A. & DÉVÈNYI, D. A Generalized Approach to Parameterizing Convection Combining Ensemble and Data Assimilation Techniques. *Geophysical Research Letters*, v. 29, n. 14, p. 38.1-38.4, 2002.
- HALLAK, R.; PEREIRA FILHO, A. J.; GANDU, A. W.; BARROS, M. T. L. Simulação numérica de precipitação intensa na Região Metropolitana de São Paulo com o modelo de mesoescala ARPS. In: *Anais do XIII Congresso Brasileiro de Meteorologia, Fortaleza, CE (CDROM)*, 2004.

- HILL, G. E. Factors controlling de size and spacing of cumulus cloud as revealed by numerical experiments. *J. Atmos. Sci.* , 31, 3, 646-673, 1974.
- HUSCHKE, R. E., Ed.: Glossary of Meteorology. Amer. Meteor. Soc., 638 pp., 1959.
- JOHNS, R. H. & DOSWELL, C. A. III Severe Local Storm Forecasting. *Weather and Forecasting*, 7, 588-612, 1992.
- JORGETTI, T. A Zona de Convergência do Atlântico Sul e os processos oceânicos do Atlântico e do Pacífico. Tese de doutoramento do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo, 2009.
- KANAMITSU, M.; EBISUZAKI, W.; WOOLLEN, J.; YANG, S-K; HNILO J. J., FIORINO, M.; AND POTTER, G. L. NCEP-DEO AMIP-II Reanalysis (R-2). *Bulletin of the American Meteorological Society*. 1631-1643, Nov 2002.
- KLIMOWSKI, B. A.; HJELMFELT, M. R.; BUNKERS, M. J. Radar Observations of the Early Evolution of Bow Echoes. *Weather and Forecasting*, 19, 727-734, 2004.
- KOUSKY, V. E. Diurnal rainfall variation in northeastern Brazil. *Monthly Weather Review*, 108, 488-498, 1980.
- KUO, H. L. Further Studies of the Parameterization of the Influence of Cumulus Convection on Large-Scale Flow. *Journal of Atmospheric Sciences*, v.31, n. 5, p. 1232-1240, 1974.
- LAING, A. G. & FRITSCH, L. M. Mesoscale convective complexes in Africa. *Monthly Weather Review*, 121, 2254-2263, 1993a.
- LAING, A. G. & FRITSCH, L. M. Mesoscale convective complexes over the Indian monsoon region. *Journal of Climate*, 6, 911-919, 1993b.
- LILLY, D. K. On the numerical simulation of buoyant convection. *TELLUS*, XIV, 2, 148-172, 1962.
- MADDOX, R. A. Mesoscale Convective Complexes. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 61, 1374-1387, 1980.

- MELLOR, G. L. & YAMADA, T. Development of a turbulence closure-model for geophysical fluid problems. *Reviews of Geophysics*, 20, 4, 851-875, 1982.
- MENEZES, W. F. Tempestades Severas: Um modelo para Latitudes Subtropicais. Tese de doutorado do Instituto Astronômico e Geofísico da Universidade de São Paulo, São Paulo, 1997.
- MESSINGER, F. & ARAKAWA, A. Numerical methods used in atmospheric models. GARP Publication Series – WMO/ICSU Joint Organizing Committee, n. 14, 64 p., 1976.
- MEYERS, M. P.; WALKO, R. L.; HARRINGTON, J. Y.; COTTON, W. R. New RAMS cloud microphysics parameterization Part II: the two-moment scheme. *Atmospheric Research*, 45, 3 – 39, 1997.
- MILLER, D. & FRITSCH, J. M. Mesoscale convective complexes in the western Pacific region. *Monthly Weather Review*, 119, 2978-2992, 1991.
- MILLS G. A. & CONQUHOUN J. R. Objective Prediction of Severe Thunderstorm Environments: Preliminary Results Linking a Decision Tree with an Operational Regional NWP Model. *Weather and Forecasting*, 13, 1078–1092, 1998.
- MOLLER, A. R. Severe local storms forecasting. In: Severe Convective Storms, C. A. Doswell III (Ed.), *American Meteorological Society Monographs* v. 28, n. 50, p. 433-480, 2001.
- 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*, 2004.
- NASCIMENTO, E. L. & CALVETTI, L. Identificação de Condições Precursoras de Tempestades Severas no Sul do Brasil utilizando-se Radiossondagens e Parâmetros Convectivos. In: *Anais do XIII Congresso Brasileiro de Meteorologia, Fortaleza, CE* (CDROM), 2004.

- NEWTON, C. W. Structure and Mechanism of the Prefrontal Squall Line. *Journal of Meteorology*, 7, 210-222, 1950.
- NEWTON, C. W. Dynamics of Severe Convective Storms. In: *Severe Local Storms, Meteorology Monographs*, 5(27), 33-58, 1963.
- PEREIRA FILHO, A. J.; HAAS, R.; AMBRIZZI, T. Caracterização de Eventos de Enchente na Bacia do Alto Tietê por meio do Radar Meteorológico e da Modelagem Numérica de Mesoescala. In: *Anais do XII Congresso Brasileiro de Meteorologia, Foz do Iguaçu - PR*, (CDROM), 2002.
- PEREIRA FILHO, A. J.; BARROS, M. T. L.; HALLAK, R.; GANDU, A. W. Enchentes na Região Metropolitana de São Paulo: Aspectos de Mesoescala e Avaliação de Impactos. In: *Anais do XIII Congresso Brasileiro de Meteorologia, Fortaleza, CE* (CDROM), 2004.
- RASMUSSEN, E. & BLANCHARD, D. O. A Baseline Climatology of Sounding-derived Supercell and Tornado Forecast Parameters. *Weather and Forecasting*, v.13, p. 1148-1164, 1998.
- SALES, F. H. & PEREIRA FILHO, A. J. Comparações entre Aspectos Observacionais e Simulação Numérica de uma Linha de Instabilidade Simétrica de Longa Duração sobre o Estado de São Paulo. In: *Anais do XI Congresso Brasileiro de Meteorologia, Rio de Janeiro – RJ* (CDROM), 1626-1634, 2000.
- SILVA DIAS, M. A. F. Sistemas de Mesoescala e Previsão de Tempo a Curto Prazo. *Revista Brasileira de Meteorologia*, 2, 133-150, 1987.
- SILVA DIAS, P. L.; ETCHICHURY, P.; SCOLAR, J.; PEREIRA FILHO, A. J.; SATYAMURTI, P.; SILVA DIAS, M. A. F.; GRAMMELSBACHER, I.; GRAMMELSBACHER, E. A. As chuvas de março de 1991 na região de São Paulo, *Climanálise*, 6(5), 44-59, 1991.

- SILVEIRA R. B. & SILVA DIAS, M. A. F. Análise dos ecos de radar de São Paulo durante o EM-III - diagnóstico de superfície e estudo da precipitação. Anais do VI Congresso Brasileiro de Meteorologia, Salvador, Bahia, 19 a 23 de Novembro de 1990, 738-742, 1990.
- SLINGO, J. M. The development and verification of a cloud prediction scheme for the ECMWF model. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 113, 889-927, 1987.
- SMAGORINSKY, J. General circulation experiments with the primitive equations: 1. The basic experiment. *Monthly Weather Review*, 91, 99-164, 1963.
- STENSRUD, D. J.; CORTINAS, J. V.; BROOKS, H. E. Discriminating between Tornadic and Nontornadic Thunderstorms using Mesoscale Model Output. *Weather and Forecasting*, v. 12, p. 613-632, 1997.
- TARIFA, J. R. & ARMANI, J. Os climas urbanos. In TARIFA, J. R. & AZEVEDO, T. R. Os climas na cidade de São Paulo: Teoria e prática. São Paulo, Pró-Reitoria de Cultura e Extensão. Universidade de São Paulo. Laboratório de Climatologia – FFLCH. Coleção Novos Caminhos, 4, Cap. 3, pg. 47-70, 2001.
- THOMPSON, R. L. Eta Model Storm-relative Winds Associated with Tornadic and Nontornadic Supercells. *Weather and Forecasting*, v. 13, p. 125-137, 1998.
- THOMPSON, R. L.; EDWARDS, R.; HART, J. A.; ELMORE, K. L.; MARKOWSKI, P. Close Proximity Soundings Within Supercell Environments Obtained from the Rapid Update Cycle. *Weather and Forecasting*, v. 18, p. 1243-1261, 2003.
- VELASCO, I. & FRITSH, J. M. Mesoscale Convective Complexes over the Americas. *Journal of Geophysical Research*, 92, 9591-9613, 1987.
- VIVEKENANDAN, J.; TURK, J.; BRINGI, V. N. Ice water path estimation and characterization using passive microwave radiometry. *Journal of Applied Meteorology*, 30, 1407-1421, 1991.

- WALKO, R. L.; COTTON, W. R.; MEYERS, M. P.; HARRINGTON, J. Y. New RAMS cloud microphysics parameterization Part I: the single moment scheme. *Atmospheric Research*, 38, 29 – 62, 1995.
- WALKO, R. L.; TREMBACK, C. J.; PANETTA, J.; FREITAS, S. R.; FAZENDA, A. L.; FREITAS, E. D.; ENARI, E. H. BRAMS version 4.0: Model Input Namelist Parameters. Document Edition 4.0, March 2007. (Disponível em <http://brams.cptec.inpe.br>).
- WEISMAN, M. L. The role of convectively generated rear-inflow jets in the evolution of long-lived mesoconvective systems. *J. Atmos. Sci.*, 49, 1826-1847, 1992.
- WEISMAN, M. L. The genesis of severe, long-lived bow echoes. *Journal of Atmospheric Sciences*, 50, 645-670, 1993.
- WEISMAN, M. L. & KLEMP, J. B. Characteristics of isolated convective storms. In: Ray., P. S., Ed. *Mesoscale Meteorology and Forecasting*. Boston, *American Meteorological Society*, 331-358, 1986.
- ZIPSER, E. J.; LIU, C.; CECIL D. J., NESBITT, S. W.; YORTY, D. P. Where are the most intense thunderstorms on Earth? *Bulletin of the American Meteorological Society*, Volume 87, Issue 8 (August 2006) pp. 1057-1071, 2006.