



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA, TECNOLOGIA E INOVAÇÃO
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

sid.inpe.br/mtc-m21b/2014/03.27.18.45-TDI

**METODOLOGIA DE PREVISÃO DE DESCARGAS
ATMOSFÉRICAS UTILIZANDO DADOS DE RADAR,
REDE DE SENSORES ELETROMAGNÉTICOS E
MODELAGEM ATMOSFÉRICA**

Felipe da Rocha Soares

Dissertação de Mestrado do Curso
de Pós-Graduação em Meteorolo-
gia, orientada pelo Dr. Nelson Je-
suz Ferreira, aprovada em 14 de
abril de 2014.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP5W34M/3G2NJ92>>

INPE
São José dos Campos
2014

PUBLICADO POR:

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE

Gabinete do Diretor (GB)

Serviço de Informação e Documentação (SID)

Caixa Postal 515 - CEP 12.245-970

São José dos Campos - SP - Brasil

Tel.:(012) 3208-6923/6921

Fax: (012) 3208-6919

E-mail: pubtc@sid.inpe.br

CONSELHO DE EDITORAÇÃO E PRESERVAÇÃO DA PRODUÇÃO INTELLECTUAL DO INPE (RE/DIR-204):

Presidente:

Marciana Leite Ribeiro - Serviço de Informação e Documentação (SID)

Membros:

Dr. Antonio Fernando Bertachini de Almeida Prado - Coordenação Engenharia e Tecnologia Espacial (ETE)

Dr^a Inez Staciarini Batista - Coordenação Ciências Espaciais e Atmosféricas (CEA)

Dr. Gerald Jean Francis Banon - Coordenação Observação da Terra (OBT)

Dr. Germano de Souza Kienbaum - Centro de Tecnologias Especiais (CTE)

Dr. Manoel Alonso Gan - Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPT)

Dr^a Maria do Carmo de Andrade Nono - Conselho de Pós-Graduação

Dr. Plínio Carlos Alvalá - Centro de Ciência do Sistema Terrestre (CST)

BIBLIOTECA DIGITAL:

Dr. Gerald Jean Francis Banon - Coordenação de Observação da Terra (OBT)

REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:

Marciana Leite Ribeiro - Serviço de Informação e Documentação (SID)

Yolanda Ribeiro da Silva Souza - Serviço de Informação e Documentação (SID)

EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:

Maria Tereza Smith de Brito - Serviço de Informação e Documentação (SID)

André Luis Dias Fernandes - Serviço de Informação e Documentação (SID)



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA, TECNOLOGIA E INOVAÇÃO
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

sid.inpe.br/mtc-m21b/2014/03.27.18.45-TDI

**METODOLOGIA DE PREVISÃO DE DESCARGAS
ATMOSFÉRICAS UTILIZANDO DADOS DE RADAR,
REDE DE SENSORES ELETROMAGNÉTICOS E
MODELAGEM ATMOSFÉRICA**

Felipe da Rocha Soares

Dissertação de Mestrado do Curso
de Pós-Graduação em Meteorolo-
gia, orientada pelo Dr. Nelson Je-
suz Ferreira, aprovada em 14 de
abril de 2014.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP5W34M/3G2NJ92>>

INPE
São José dos Campos
2014

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

Soares, Felipe da Rocha.

So11m Metodologia de previsão de descargas atmosféricas utilizando dados de radar, rede de sensores eletromagnéticos e modelagem atmosférica / Felipe da Rocha Soares. – São José dos Campos : INPE, 2014.

xxii + 142 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m21b/2014/03.27.18.45-TDI)

Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2014.

Orientador : Dr. Nelson Jesus Ferreira.

1. Descargas atmosféricas. 2. Radar. 3. Modelagem numérica.
I.Título.

CDU 551.594.221



Esta obra foi licenciada sob uma Licença [Creative Commons Atribuição-NãoComercial 3.0 Não Adaptada](https://creativecommons.org/licenses/by-nc/3.0/).

This work is licensed under a [Creative Commons Attribution-NonCommercial 3.0 Unported License](https://creativecommons.org/licenses/by-nc/3.0/).

Aprovado (a) pela Banca Examinadora
em cumprimento ao requisito exigido para
obtenção do Título de **Mestre** em
Meteorologia

Dr. Kleber Pinheiro Naccarato

Presidente / INPE / São José dos Campos - SP

Dr. Nelson Jesus Ferreira

Orientador(a) / INPE / SJC Campos - SP

Dr. Wendell Rondinelli Gomes Farias

Convidado(a) / CEMADEN / Cachoeira Paulista - SP

Este trabalho foi aprovado por:

maioria simples

unanimidade

Aluno (a): **Felipe da Rocha Soares**

São José dos Campos, 14 de Abril de 2014

AGRADECIMENTOS

A Deus, por sempre estar a meu lado.

Aos meus pais, por sempre me apoiarem em todas as decisões ao longo desses três anos.

A meus irmãos e irmãs, por entenderem a minha ausência em nossas divertidas noitadas.

A meu sobrinho, por iluminar nosso espaço (quarto) com a sua alegria e espontaneidade.

As minhas tias, Augusta e Marina e avós Lídia e Lourdes, por me colocarem sempre em suas orações.

Ao meu orientador Nelsinho, por confiar em minha capacidade.

Ao Kleber, por todo o apoio técnico neste trabalho.

Ao Wendell, por me ajudar em grande parte da metodologia com os dados de radar e modelagem atmosférica.

A todos os amigos da Pós Graduação, em especial Ana Carolina e Lia Amaral.

À secretária da Pós Graduação em Meteorologia, Luana, por todos os problemas sanados ao longo desses três anos.

À perseverança, paciência e ao amor... por sempre existirem em minha vida...

RESUMO

Esse trabalho analisa de forma conjunta dados de refletividade de radar meteorológico de São Roque do Comando da Aeronáutica (REDEMET), descargas atmosféricas provenientes de sensores eletromagnéticos os quais constituem a rede BrasilDATE saídas numéricas do modelo regional de mesoescala Weather Research and Forecasting (WRF). Através dessas ferramentas, fizeram-se análises numéricas em três áreas do estado de SP com intuito de avaliar o comportamento temporal dos dados de refletividade e índices de estabilidade atmosférica com as descargas atmosféricas. Em todos os casos analisados, a refletividade mostrou uma forte relação com as descargas atmosféricas apresentando maiores valores durante a máxima atividade elétrica das tempestades. No presente trabalho, os índices de estabilidade utilizados rotineiramente em centros operacionais de meteorologia na previsão de tempestades se mostraram úteis na identificação da severidade do sistema convectivo bem como na previsão desses sistemas com até três horas de antecedência. Os limiares encontrados ficaram acima dos valores encontrados na literatura uma vez que os índices de estabilidade foram formulados para as planícies norte-americanas e não há trabalho no meio científico que indicam limiares desses índices na presença de descargas atmosféricas no Brasil. Para tanto, se propõem nesse trabalho que os índices de estabilidade sejam ajustados para condições atmosféricas do Sudeste do Brasil.

**METHODOLOGY FOR PREDICTION OF ATMOSPHERIC DISCHARGE USING
RADAR DATA NETWORK SENSORS, ELECTROMAGNETIC MODELING
AND ATMOSPHERIC**

ABSTRACT

This work analyzed different sources of remote sensing data and numerical model simulations in order to evaluate the performance of forecast combining the following information, reflectivity of weather radar from Brazilian Air Force, lightning data provided from BrasilDAT lightning network and a set of numerical simulations from a mesoscale model (Weather Research and Forecasting – WRF) in three different areas of São Paulo state. In the analyzed cases the reflectivity showed good correlation with lightning, presenting the greater values during the maximum lightning activity in the storms. In this work, the instability indexes used usually for predict severe weather showed a good performance on the identification of severe convective systems, as well as, on forecast of these systems with until three hours early. The observed threshold values were higher than the existing in the literature because these one were formulated for conditions in the Northern Hemisphere, in subtropical areas. Besides, there is no scientific works that indicate thresholds of these indexes combined with lightning data. For this reason, the present work proposes that these instability indexes shall be adjusted to atmospheric conditions in the Southeastern Brazil.

LISTA DE FIGURAS

Figura 3.1 – Propagação da energia eletromagnética.....	15
Figura 3.2 – Estágio de transmissão da energia eletromagnética.....	20
Figura 3.3 – Vista lateral do feixe do radar meteorológico.....	20
Figura 3.4 – Varredura em azimute com alcance r e ângulo de elevação Θ fixo.....	22
Figura 3.5 – Varredura em elevação com ângulo de azimute Φ fixo e Θ variando de acordo com o tempo.....	23
Figura 3.6 – Varredura volumétrica com ângulos de elevação Θ_1 , Θ_2 e Θ_3 para cada varredura em azimute	24
Figura 3.7 – Modo de obtenção do CAPPI para 3 km onde Θ_n representa os diferentes ângulos de elevação.....	25
Figura 3.8 – Modo de obtenção do VC com a seleção dos pontos em um CAPPI e modo vertical.....	26
Figura 4.1 – Processo colisional devido ao efeito gravitacional.....	32
Figura 4.2 – Parcela de ar em ascensão na atmosfera nos níveis NCL e NCE.....	33
Figura 4.3 – Estágios de desenvolvimento de uma nuvem convectiva.....	34
Figura 4.4 – Modelo de eletrificação negativa de gotas de chuva.....	36
Figura 4.5 – Modelo de eletrificação positiva de gotas de chuva.....	36
Figura 4.6 – Processo de separação de cargas no interior das nuvens convectivas.....	37
Figura 4.7 – Modelo de estrutura elétrica no interior de uma nuvem de tempestade – bipolar.....	38
Figura 4.8 – Modelo de estrutura elétrica no interior de uma nuvem de tempestade multipolar. Fonte: PINTO JR e PINTO, 2000.....	39
Figura 4.9 – Etapas da formação de um relâmpago.....	42
Figura 5.1 – Etapas de execução do modelo WRF.....	47
Figura 5.2 – Representação do sistema de coordenada vertical η	47
Figura 5.3 – Grade alternada do tipo C horizontal (à esquerda) e vertical (à direita)....	48
Figura 5.4 – Grade aninhada do tipo C.....	49
Figura 6.1 – Localização das áreas de estudo.....	54

Figura 6.2 – Distribuição do número total de relâmpagos na região Sudeste do Brasil obtida a partir de 7 anos de dados (19989 – 2004) do LightningImaging Sensor (LIS) a bordo do satélite Tropical RainfallMeasuringMission (TRMM). A resolução de 25 x 25 km é suficiente para identificar os principais aspectos da distribuição geográfica dos eventos.....	56
Figura 6.3 – Mapa da densidade de raios (eventos.km-2.ano-1) com resolução de 10 x 10 km para uma base de dados contínua de 6 anos (1999 – 2004) indicando as áreas com maior ocorrência de raios.....	57
Figura 6.4 – Configuração atual dos sensores em superfície da rede BrasilDAT.....	58
Figura 6.5 – Total de descargas atmosféricas NS (a) e IN (b) registradas na área SJC referente ao mês de fevereiro de 2012.....	59
Figura 6.6 – Distribuição espacial das descargas atmosféricas NS na área SJC. Os pontos verdes representam ocorrências entre o intervalo 14:59:59 UTC até 18:59:59 UTC.....	60
Figura 6.7 – Distribuição espacial das descargas atmosféricas IN na área SJC. Os pontos verdes representam ocorrências entre o intervalo 14:59:59 UTC até 18:59:59 UTC.....	60
Figura 6.8 – Distribuição temporal das descargas atmosféricas NS e IN na área SJC do dia 15 de março de 2012.....	62
Figura 6.9 – Localização do radar de São Roque com raios de alcance de 150 e 250 km. Fonte: Queiroz (2009).....	63
Figura 6.10 – Distribuição temporal das descargas atmosféricas NS e IN e refletividade nos níveis de 3, 6 e 8 km de altitude gerados a partir dos CAPPI's do radar de São Roque	65
Figura 6.11 – Corte vertical da topografia do estado de São Paulo.....	65
Figura 6.12 – Domínios utilizados no modelo WRF para as simulações.....	67
Figura 7.1 – Cartas sinóticas de altitude (a) e superfície (b) do dia 19/04/2011 as 18 UT.....	70
Figura 7.2 – Imagem realçada do Satélite GOES 12 referente a 20 UT.....	70
Figura 7.3 – Imagem CAPPI 6 km do Radar de São Roque do dia 19/04/2011 as 20 UT.....	71
Figura 7.4 – Descargas Atmosféricas e refletividade do radar no dia 19/04/2011.....	72

Figura 7.5 – Descargas Atmosféricas e índices CAPE (a) e CINE (b) no dia 19/04/2011.....	72
Figura 7.6 – Descargas Atmosféricas e índices K (a) e Showalter (b) no dia 19/04/2011.....	72
Figura 7.7 – Descargas Atmosféricas e índices TT (a) e SWEAT (b) no dia 19/04/2011.....	73
Figura 7.8 – Cartas sinóticas de altitude (a) e superfície (b) do dia 18/12/2011 as 18 UT.....	74
Figura 7.9 – Imagem realçada do Satélite GOES 12 referente a 20:00 UT.....	74
Figura 7.10 – Imagem CAPPI 6 km do Radar de São Roque do dia 18/12/2011 as 20 UT.....	75
Figura 7.11 – Descargas Atmosféricas e refletividade do radar do dia 18/12/2011	76
Figura 7.12 – Descargas Atmosféricas e índices CAPE (a) e CINE (b) do dia 18/12/2011.....	76
Figura 7.13 – Descargas Atmosféricas e índices K (a) e Showalter (b) do dia 18/12/2011.....	77
Figura 7.14 – Descargas Atmosféricas e índices TT (a) e SWEAT (b) do dia 18/12/2011.....	77
Figura 7.15 – Cartas sinóticas de altitude (a) e superfície (b) do dia 30/11/2011 as 18 UT.....	78
Figura 7.16 – Imagem realçada do Satélite GOES 12 referente a 19:45 UT.....	79
Figura 7.17 – Imagem CAPPI 6 km do Radar de São Roque do dia 30/11/2011 as 20 UT (a) e 21UT (b).....	79
Figura 7.18 – Descargas Atmosféricas e refletividade do radar do dia 30/11/2011	80
Figura 7.19 – Descargas Atmosféricas e índices CAPE (a) e CINE (b) do dia 30/11/2011.....	81
Figura 7.20 – Descargas Atmosféricas e índices K (a) e Showalter (b) do dia 30/11/2011.....	81
Figura 7.21 – Descargas Atmosféricas e índices TT (a) e SWEAT (b) do dia 30/11/2011.....	81

Figura 7.22 – Cartas sinóticas de altitude (a) e superfície (b) do dia 18/12/2011 as 18 UT.....	82
Figura 7.23 – Imagem realçada do Satélite GOES 12 referente a 18:45 UT.....	83
Figura 7.24 – Imagem CAPPI 6 km do Radar de São Roque do dia 18/12/2011 as 18 UT (a) e 19UT (b).....	83
Figura 7.25 – Descargas Atmosféricas e refletividade do radar do dia 18/12/2011	84
Figura 7.26 – Descargas Atmosféricas e índices CAPE (a) e CINE (b) do dia 18/12/2011.....	85
Figura 7.27 – Descargas Atmosféricas e índices K (a) e Showalter (b) do dia 18/12/2011.....	85
Figura 7.28 – Descargas Atmosféricas e índices TT (a) e SWEAT (b) do dia 18/12/2011.....	85
Figura 7.29 – Cartas sinóticas de altitude (a) e superfície (b) do dia 23/12/2011 as 18 UT.....	86
Figura 7.30 – Imagem realçada do Satélite GOES 12 referente as 20 UT.....	87
Figura 7.31 – Imagem CAPPI 6 km do Radar de São Roque do dia 23/12/2011 as 20 UT.....	87
Figura 7.32 – Descargas Atmosféricas e refletividade do radar do dia 23/12/2011	88
Figura 7.33 – Descargas Atmosféricas e índices CAPE (a) e CINE (b) do dia 23/12/2011.....	89
Figura 7.34 – Descargas Atmosféricas e índices K (a) e Showalter (b) do dia 23/12/2011.....	89
Figura 7.35 – Descargas Atmosféricas e índices TT (a) e SWEAT (b) do dia 23/12/2011.....	89
Figura 7.36 – Cartas sinóticas de altitude (a) e superfície (b) do dia 25/02/2012 as 18 UT.....	90
Figura 7.37 – Imagem realçada do Satélite GOES 12 referente as 18:15 UT.....	91
Figura 7.38 – Imagem CAPPI 6 km do Radar de São Roque do dia 25/02/2012 as 18 UT.....	91
Figura 7.39 – Descargas Atmosféricas e refletividade do radar do dia 25/02/2012	92

Figura 7.40 – Descargas Atmosféricas e índices CAPE (a) e CINE (b) do dia 25/02/2012.....	93
Figura 7.41 – Descargas Atmosféricas e índices K (a) e Showalter (b) do dia 25/02/2012.....	93
Figura 7.42 – Descargas Atmosféricas e índices TT (a) e SWEAT (b) do dia 25/02/2012.....	93
Figura 8.1 – Refletividade e descargas Atmosféricas NS (a) e IN (b) na área SJC.....	95
Figura 8.2 – Refletividade e descargas Atmosféricas NS (a) e IN (b) na área SPO.....	96
Figura 8.3 – Refletividade e descargas Atmosféricas NS (a) e IN (b) na área CGA.....	96
Figura 8.4 – CAPE e descargas Atmosféricas NS (a) e IN (b) da área SJC.....	98
Figura 8.5 – CAPE e descargas Atmosféricas NS (a) e IN (b) da área SPO.....	98
Figura 8.6 – CAPE e descargas Atmosféricas NS (a) e IN (b) da área CGA.....	99
Figura 8.7 – CINE e descargas Atmosféricas NS (a) e IN (b) da área SJC.....	99
Figura 8.8 – CINE e descargas Atmosféricas NS (a) e IN (b) da área SPO.....	100
Figura 8.9 – CINE e descargas Atmosféricas NS (a) e IN (b) da área CGA.....	100
Figura 8.10 – Índice K e descargas Atmosféricas NS (a) e IN (b) da área SJC.....	101
Figura 8.11 – Índice K e descargas Atmosféricas NS (a) e IN (b) da área SPO.....	101
Figura 8.12 – Índice K e descargas Atmosféricas NS (a) e IN (b) da área CGA.....	101
Figura 8.13 – Índice Showalter e descargas Atmosféricas NS (a) e IN (b) da área SJC.....	102
Figura 8.14 – Índice Showalter e descargas Atmosféricas NS (a) e IN (b) da área SJC.....	102
Figura 8.15 – Índice Showalter e descargas Atmosféricas NS (a) e IN (b) da área SJC.....	103
Figura 8.16 – Índice TT e descargas Atmosféricas NS (a) e IN (b) da área SJC.....	103
Figura 8.17 – Índice TT e descargas Atmosféricas NS (a) e IN (b) da área SJC.....	104
Figura 8.18 – Índice TT e descargas Atmosféricas NS (a) e IN (b) da área SJC.....	104
Figura 8.19 – SWEAT e descargas Atmosféricas NS (a) e IN (b) da área SJC.....	105
Figura 8.20 – SWEAT e descargas Atmosféricas NS (a) e IN (b) da área SJC.....	105
Figura 8.21 – SWEAT e descargas Atmosféricas NS (a) e IN (b) da área SJC.....	105

Figura 9.1 – Previsão do índice CAPE três horas antes da atividade elétrica em cada evento de SJC (a), SPO (b) e CGA (c).....	109
Figura 9.2 – Previsão do índice CINE três horas antes da atividade elétrica em cada evento de SJC (a), SPO (b) e CGA (c).....	110
Figura 9.3 – Previsão do índice K três horas antes da atividade elétrica em cada evento de SJC (a), SPO (b) e CGA (c).....	111
Figura 9.4 – Previsão do índice Showalter três horas antes da atividade elétrica em cada evento de SJC (a), SPO (b) e CGA (c).....	112
Figura 9.5 – Previsão do índice TT três horas antes da atividade elétrica em cada evento de SJC (a), SPO (b) e CGA (c).....	113
Figura 9.6 – Previsão do SWEAT três horas antes da atividade elétrica em cada evento de SJC (a), SPO (b) e CGA (c).....	114
Figura A.1 – Diagrama Skew T Log P.....	131
Figura A.2 – Níveis de condensação na atmosfera terrestre	134
Figura A.3 – Condição de estabilidade atmosférica.....	136
Figura 2.4 – Condição de instabilidade atmosférica	137
Figura A.5 – Condição de estabilidade atmosférica com perfis adiabáticos seco e saturado.....	138
Figura A.6 – Condição de instabilidade atmosférica com perfis adiabáticos seco e saturado.....	139
Figura A.7 – Características de uma atmosfera com instabilidade condicional.....	140

LISTA DE TABELAS

Tabela 2.1 – Limiares do índice Showalter.....	07
Tabela 2.2 – Limiares do índice K.....	08
Tabela 2.3 – Limiares do índice TT.....	09
Tabela 2.4 – Limiares do índice SWEAT.....	10
Tabela 2.5 – Limiares do índice CAPE.....	11
Tabela 2.6 – Limiares do índice CINE.....	12
Tabela 3.1 – Principais bandas e frequências utilizadas para fins meteorológicos e de controle de tráfego aéreo.....	17
Tabela 6.1 – Definição das áreas de estudo em coordenadas geográficas.....	55
Tabela 6.2 – Relação das datas estudadas.....	61
Tabela 7.1 – Relação dos estudos de casos apresentados no capítulo 7.....	69
Tabela 7.2 – Resumo dos valores dos índices de estabilidade, refletividade e temperatura dos núcleos convectivos analisados nos estudos de casos.....	94
Tabela 8.1 – Percentual de casos acima de 40dBZ para as área analisadas.....	97
Tabela 8.2 - Percentual de casos por índice para as áreas analisadas.....	106

SUMÁRIO

CAPÍTULO 1 – INTRODUÇÃO.....	01
1.1 – Objetivos.....	03
CAPÍTULO 2 – FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA.....	05
2.1 – Introdução.....	05
2.2 – Índices de Estabilidade	05
2.2.1 – Índice Showalter.....	06
2.2.2 – Índice K.....	07
2.2.3 – Índice TT.....	08
2.2.4 – SWEAT.....	09
2.2.5 – CAPE.....	11
2.2.6 – CINE.....	12
2.2.7 – Considerações gerais sobre os índices.....	13
CAPÍTULO 3 – RADAR METEOROLÓGICO.....	15
3.1 – Introdução.....	15
3.2 – Princípios de Funcionamento.....	15
3.3 – Varreduras executadas pelo radar meteorológico.....	22
3.3.1 – Varredura em azimute.....	22
3.3.2 – Varredura em elevação.....	22
3.3.3 – Varredura volumétrica.....	23
3.4 – Tipos de dados obtidos pelos radares meteorológicos.....	24
3.4.1 – Plan Position Indicator – PPI.....	24
3.4.2 – Range Height Indicator – RHI.....	25
3.4.3 – Constant Altitude PPI – CAPPI.....	25
3.4.4 – Vertical Cut – VC.....	26
3.5 – Equação do radar.....	26

CAPÍTULO 4 – TEMPESTADES.....	31
4.1 – Introdução.....	31
4.2 – Formação das nuvens.....	31
4.3 – Eletrificação das nuvens de tempestades.....	35
4.4 – Relâmpagos.....	40
4.5 – Detecção de relâmpagos.....	42
CAPÍTULO 5 – MODELAGEM ATMOSFÉRICA.....	45
5.1 – Introdução.....	45
5.2 – Modelo WRF.....	46
5.2.1 – Conjuntos de Parametrizações Físicas.....	50
5.2.1.1 – Microfísica.....	50
5.2.1.2 – Radiação.....	50
5.2.1.3 – Superfície Terrestre.....	51
5.2.1.4 – Convecção.....	51
CAPÍTULO 6 – METODOLOGIA.....	53
6.1 – Introdução.....	53
6.2 – Áreas de Estudo.....	53
6.3 – Dados BrasilDAT.....	57
6.4 – Cartas Sinóticas e imagens de Satélite Meteorológico.....	62
6.5 – Dados Refletividade.....	63
6.6 – Índices de Estabilidade.....	66
CAPÍTULO 7 – RESULTADOS	
AVALIAÇÃO TEMPORAL DOS ESTUDOS DE CASOS.....	69
7.1 – Introdução.....	69
7.2 - Estudo de Caso N°01 – 19/04/2011 (Área SJC).....	69
7.3 - Estudo de Caso N°02 – 18/12/2011 (Área SJC).....	73
7.4 - Estudo de Caso N°03 – 30/11/2011 (Área CGA).....	78
7.5 - Estudo de Caso N°04 – 18/12/2011 (Área CGA).....	82

7.6 - Estudo de Caso N°05 – 23/12/2011 (Área SPO).....	86
7.7 - Estudo de Caso N°06 – 25/02/2012 (Área SPO).....	90
7.8 – Resumo dos estudos de caso.....	94
CAPÍTULO 8 – RESULTADOS	
AVALIAÇÃO DOS LIMIARES.....	95
CAPÍTULO 9 – RESULTADOS	
ANÁLISE DOS ÍNDICES COMO PREDITORES.....	107
CAPÍTULO 10 – CONCLUSÕES.....	115
CAPÍTULO 11 – REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	119
APÊNDICE A – TERMODINÂMICA DA ATMOSFERA.....	127

1 – INTRODUÇÃO

Um dos fenômenos mais belos da natureza sem dúvida é o relâmpago, seja por seu caráter destrutivo ou pela física associada. O fato do Brasil possuir alta incidência desse tipo de fenômeno é devido a dois fatores importantes: proporção continental e clima tropical. Segundo Pinto Jr e Pinto(2000), estima-se que cerca de 100 milhões de relâmpagos atinjam o solo brasileiro por ano contribuindo com prejuízos materiais na ordem de bilhões de reais por ano e perdas de vidas humanas. Segundo o Grupo de Eletricidade Atmosférica – ELAT do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais – INPE, a cada 50 mortes por raios no mundo, uma é no Brasil. São cerca de 130 mortes por ano e mais de 400 feridos por esse fenômeno. Uma estatística de mortes por raios entre o período de 2000 a 2010 foi publicada pelo ELAT em 2011 contabilizando 1410 perdas de vida humana, sendo 80% de homens e apenas 20% mulheres. O fato dessa discrepância é que homens trabalham em locais mais abertos tornando-se mais vulneráveis. No entanto, a perda de vidas humanas não é um dos maiores problemas ocasionados pelas descargas atmosféricas. As companhias de energia, petrolíferas, construção civil, tráfego, comunicações entre outras são ramos de atividades humanas que consecutivamente são atingidos pelas descargas atmosféricas. Em suma, estudos cada vez mais detalhados sobre a atividade elétrica e seus impactos tornam-se valiosos na atualidade e de grande importância coibindo acidentes e perdas materiais.

Vários estudos utilizam ferramentas como radares, satélites e modelos meteorológicos para diagnosticar eventos severos os quais possam estar associados às descargas atmosféricas. Alguns modelos meteorológicos conseguem representar bem a dinâmica das tempestades com as descargas atmosféricas como o caso do modelo regional ETA utilizado pelo Centro de Previsão do Tempo e Estudos Climáticos – CPTEC/INPE. Pessoa et al., (2012), utilizaram algumas variáveis do modelo ETA e densidade de descargas atmosféricas da rede RINDAT. Mesmo com algumas discrepâncias entre previsão e realidade eles sugerem que o modelo pode ser utilizado como ferramenta para previsão de eventos severos. Porém, a natureza pontual das

descargas atmosféricas e sua rápida ocorrência torna um desafio se a sua compreensão for baseada somente em modelos numéricos de tempo uma vez que operacionalmente, os modelos numéricos são resolvidos em uma resolução espacial e até mesmo temporal muito grande tornando impraticável o acompanhamento e até mesmo prognosticar áreas suscetíveis às ocorrências de descargas atmosféricas.

No intuito de acompanhar as ocorrências de descargas atmosféricas, sensores em solo são instalados a fim de agregar informações de sua ocorrência espacial e temporal. Porém, há localidades onde a informação de descargas atmosféricas ainda não existe devido à baixa densidade de sensores em superfície capazes de informar com precisão a localização da descarga em termos de latitude e longitude bem como o horário de sua ocorrência. Neste caso, utiliza-se outra ferramenta como satélites meteorológicos, os quais permitem inferir uma probabilidade de ocorrência de descargas atmosféricas como proposto por Lima et al., (2006), que encontraram uma forte correlação das descargas atmosféricas NS com a diferença dos canais IR e WV do satélite geoestacionário GOES 12 possibilitando desenvolver uma metodologia que identifica áreas com probabilidade de ocorrência de descargas atmosféricas. Entretanto, essa probabilidade será evidenciada se as nuvens apresentarem grande desenvolvimento vertical (nuvens penetrativas) e que o satélite geoestacionário identifique essas tempestades. Algumas tempestades podem apresentar uma dimensão horizontal menor do que o satélite pode identificar tornando uma ferramenta sem uso prático. Na tentativa de amenizar esse problema, faz-se necessário uma nova metodologia com base não somente em satélites geoestacionários, mas também com uso de radares meteorológicos e informações mais precisas de descargas atmosféricas.

Muitos trabalhos até hoje apresentados utilizaram apenas informações de descargas NS (nuvem solo) oriundos de redes de detecção com baixa eficiência. Porém, hoje são disponibilizados dados de NS e até mesmo IN (intranuvem) com alta precisão a partir de uma nova rede de sensores em superfície e em operação em grande parte do país. No presente trabalho foram avaliadas as conexões entre as ocorrências de

descargas atmosféricas IN e NS com padrões de instabilidade atmosférica através de modelos de previsão numérica e informações de radares e satélite meteorológicos. O estudo foi desenvolvido primeiramente para a região Sudeste do Brasil devido a densidade de sensores de detecção e radares meteorológicos. O fato de o Brasil possuir alta incidência de descargas atmosféricas como discutido anteriormente torna-se de fundamental importância que estudos cada vez mais detalhados como esse sejam realizados permitindo uma melhor compreensão do fenômeno em questão permitindo desenvolver técnicas que possibilitem uma previsão mais precisa no que concerne a tempestades e conseqüentemente, descargas atmosféricas.

1.1 - Objetivos

Com base na motivação exposta anteriormente os objetivos desse trabalho se resumem em:

- Avaliar tempestades isoladas as quais apresentam um grande obstáculo na previsão numérica de tempo;
- Identificar padrões de refletividade de radar meteorológico que estejam relacionados com a máxima atividade elétrica de uma tempestade;
- Avaliar quais índices de estabilidade utilizados em centros meteorológicos que podem estar associados com ocorrência de descargas atmosféricas;
- Avaliar uma metodologia através do *total lightning*, radares meteorológicos e modelagem numérica do tempo a qual possa identificar com certa antecedência a ocorrência de descargas atmosféricas.

2 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

2.1 Introdução

O ciclo diário da temperatura é fortemente influenciado pelo Sol o qual contribui para aquecimento da superfície terrestre e essa da atmosfera contribuindo para que diferentes sistemas meteorológicos sejam observados ao longo do globo terrestre. A atmosfera terrestre é uma máquina térmica capaz de reter/transportar calor nas mais variadas formas sendo as mais comuns as trocas de calor sensível e latente. Uma das maneiras de se estudar o comportamento das trocas de calor na atmosfera é pelas leis da termodinâmica através das equações de estado e equilíbrio hidrostático, facilitando a compreensão de sistemas de menor escala até a circulação geral da atmosfera. Como base para o entendimento das análises apresentadas nesse estudo, no Apêndice A, serão apresentados conceitos de termodinâmica aplicados à atmosfera terrestre usando como referência Wallace e Hobbs (2006) e Vianello e Alves (2012) além de conceitos e medidas da estabilidade atmosférica.

2.2 Índices de Estabilidade

A avaliação da estabilidade atmosférica pode ser feita mediante a utilização de índices de estabilidade calculados a partir de perfis verticais de temperatura obtidos por meio de radiossondagens, técnicas em sensoriamento remoto ou modelagem numérica. De acordo com Silva Dias (2000), os índices de estabilidade são valores numéricos que informam a condição (estável ou instável) atmosférica em um determinado instante baseados nos perfis verticais de temperatura, umidade e vento. Segundo Miller (1972), a instabilidade atmosférica é resultado da modificação do estado estável da atmosfera através da combinação de alguns fatores como: advecção de temperatura, advecção de umidade, insolação/radiação, evaporação/condensação e movimentos verticais. A

seguir, são mostrados alguns índices de estabilidade utilizados rotineiramente em centros meteorológicos tanto no Brasil como no exterior.

2.2.1 Índice Showalter

O índice Showalter foi desenvolvido para previsão de tempestades no sudoeste dos EUA com base na instabilidade de uma camada atmosférica localizada entre as superfícies isobáricas de 850hPa e 500hPa (SHOWALTER, 1953). De acordo com Bluestein (1993) esse índice representa o excesso de temperatura da parcela de ar em relação ao ambiente que a circunda no mesmo nível de referência. Para o cálculo desse índice leva-se em consideração a temperatura da parcela de ar que ascende a partir do nível de 850hPa até 500hPa como mostra a equação 2.1.

$$SW = T_{500} - T'_{500} \quad (2.1)$$

onde T'_{500} é a temperatura da parcela de ar levantada a partir do nível de 850hPa pela adiabática seca até o nível de condensação e em seguida pela adiabática úmida até o nível de 500hPa.

Alguns autores como David e Smith (1971) e Ellrod and Field (1984) utilizaram valores do índice Showalter abaixo de 2 como indicativo de tempestades severas. No presente trabalho levam-se em conta os limiares utilizados por Hallak (2012) indicados na Tabela 2.1.

Tabela 2.1 – Limiaries do índice Showalter.

Índice Showalter (IS)	Possibilidade de Tempestades
IS > +3	Sem atividade convectiva
+1 ≤ IS ≤ +3	Possíveis Pancadas de Chuva/ Tempestades Isoladas
-2 ≤ IS < 1	Tempestades Prováveis
-6 ≤ IS < -2	Possibilidade de Tempestades Severas
IS < -6	Tempestades Severas Prováveis/Possibilidade de Tornados

Fonte: Hallak (2012).

2.2.2 Índice K

O índice K foi desenvolvido por George (1960) e representa a variação vertical de temperatura nos níveis entre 850 e 500hPa bem como o teor de umidade em 850hPa e a diferença psicrométrica no nível de 700hPa como pode ser observado na equação 2.2.

$$K = (T_{850} - T_{500}) + T_{d850} - (T_{700} - T_{d700}) \quad (2.2)$$

onde T e T_d representam respectivamente, a temperatura do ar e temperatura do ponto de orvalho. Os números 850, 500 e 700 representam os níveis de pressão atmosférica.

O índice K foi desenvolvido para regiões no leste dos EUA além da porção do extremo sul do Canadá de acordo com Peppier (1988) e muito utilizado em previsões de tempestades, pois leva em consideração a umidade presente em baixos níveis da atmosfera o qual é um dos mecanismos fundamentais para a formação das nuvens detempestade. Os valores do índice K encontrados por Hambridge (1967) para uma parte dos EUA foram de 15 < K < 20 indicando possibilidade de 20% para ocorrência

de tempestades e cerca de 100% para valores com $K > 40$. Na Tabela 2.2 podem-se observar os valores do índice K utilizados por Hallak (2012) e as respectivas probabilidades de ocorrências para tempestades.

Tabela 2.2 – Limiares do índice K.

Índice K	Probabilidade de Tempestades (PT)
K < 15	PT = 0%
15 ≤ K ≤ 20	PT < 20%
21 ≤ K ≤ 25	20% < PT < 40%
26 ≤ K ≤ 30	40% < PT < 60%
31 ≤ K ≤ 35	60% < PT < 80%
36 ≤ K ≤ 40	80% < PT < 90%
K > 40	PT > 90%

Fonte: Hallak (2012).

2.2.3 Índice TT

O índice Vertical Total (VT) e Cross Total (CT) representam respectivamente, a variação vertical da temperatura entre os níveis de 850 a 500hPa e a variação da temperatura em 500hPa com a temperatura do ponto de orvalho em 850hPa. Usualmente utiliza-se a soma desses índices denominada de Total Totals (MILLER, 1972).

$$VT = (T_{850} - T_{500}) \quad (2.3)$$

$$CT = (T_{d850} - T_{500}) \quad (2.4)$$

Os termos T e T_d representam respectivamente, a temperatura do ar e temperatura do ponto de orvalho. Somando as equações 2.3 e 2.4, tem-se:

$$TT = T_{850} + T_{d_{850}} - 2T_{500} \quad (2.5)$$

De acordo com Escobar e Andrade (2010) esse índice pode avaliar o entranhamento de ar frio na média troposfera sendo relevante para previsão de tempo severa associado à queda de granizo, porém se a camada úmida estiver abaixo de 850hPa esse índice será pouco representativo. Os valores comumente utilizados para o índice TT são encontrados na Tabela 2.3 de acordo com Hallak (2012).

Tabela 2.3 – Limiares do índice TT.

Índice TT	Potencial para Tempestades
44 ≤ TT ≤ 45	Isoladas, algumas poucas moderadas
46 ≤ TT ≤ 47	Esparsas, algumas poucas pesadas
48 ≤ TT ≤ 49	Esparsas Moderadas, algumas pesadas; algumas isoladas severas
50 ≤ TT ≤ 51	Esparsas Pesadas, algumas severas; tornados isolados
52 ≤ TT ≤ 55	Esparsas Numerosas Pesadas, poucas a esparsas pesadas; alguns tornados
TT > 55	Numerosas Pesadas, pancadas de chuva esparsas, tornados esparsos

Fonte: Hallak (2012).

2.2.4 SWEAT

O índice SevereWeatherTreat Index (SWEAT) foi criado na perspectiva de se prever áreas com potencial ocorrência para tornados e tempestades severas na América do Norte. Seu desenvolvimento levou em consideração mais de 300 estudos de casos que apresentaram ocorrência de tornados, além de experiência diária em previsão do tempo permitindo, avaliar quais parâmetros deveriam ser utilizados na sua elaboração

(MILLER, 1972). Para o Hemisfério Sul, o índice SWEAT apresenta a seguinte configuração segundo Nascimento (2005):

$$SW = 20(TT - 49) + 12T_{d_{850}} + 2V_{850} + V_{500} + 125\{sen||diffdir|| + 0,2\} \quad (2.6)$$

onde TT é o índice Total Totals, T_d é a temperatura do ponto de orvalho em 850hPa e V_{850} e V_{500} as velocidades do vento em nós nos níveis de 850 e 500hPa, respectivamente. Já o termo *diffdir* indica a subtração da direção do vento entre os níveis de 500hPa e 850hPa, ambos medidos em graus.

Algumas considerações sobre o índice SWEAT de acordo com Nascimento (2005):

- $TT > 49$;
- $T_d > 0$;
- $290^\circ > V_{850} > 360^\circ$ ou $0^\circ < V_{850} < 50^\circ$;
- $230^\circ > V_{500} > 330^\circ$.

Os valores comumente utilizados para o índice SWEAT são encontrados na Tabela 2.4 de acordo com Hallak (2012).

Tabela 2.4 – Limiares do índice SWEAT.

Índice SWEAT	Potencial para Tempestades Severas
SWEAT ≤ 300	Sem Potencial para Tempestades Severas
300 < SWEAT ≤ 400	Potencial para Tempestades Severas
SWEAT > 400	Potencial para Tornados

Fonte: Hallak (2012)

2.2.5 CAPE

O índice CAPE (*Convective Available Potential Energy*) indica a energia cinética que uma parcela pode adquirir ao ascender na atmosfera desde que essa parcela não se misture com o ambiente. De acordo com Holton (1992), a energia cinética, dada por $w^2/2$, por unidade de massa, pode ser calculada de acordo com a equação 2.7.

$$CAPE = \int_{NCE}^{NE} g \left(\frac{T_p - T_a}{T_a} \right) dz \quad (2.7)$$

onde NCE é o nível de convecção espontânea, NE é o nível de equilíbrio, g a aceleração da gravidade, T_p a temperatura potencial da parcela e T_a a temperatura potencial do ambiente. Se tratando de uma integral, se o NCE for mais baixo e o NE mais alto, o valor da CAPE será alto, o que não necessariamente indica possibilidade de convecção. Nascimento (2005) recomenda que apenas o CAPE não deve ser utilizada para indicar processos de convecção. Os valores comumente utilizados para o CAPE são encontrados na Tabela 2.5 de acordo com Hallak (2012).

Tabela 2.5 – Limiares do índice CAPE.

CAPE (Jkg^{-1})	Potencial para Tempestades Severas
$1000 < CAPE \leq 2500$	Alto Potencial
$2500 < CAPE \leq 4000$	Potencial para Instabilidade Acentuada
$CAPE > 4000$	Potencial para Instabilidade Extrema

Fonte: Hallak (2012)

2.2.6 CINE

A convecção deve ser inibida até um determinado grau através de uma camada estável ou de inversão no topo da camada limite planetária de acordo com Wallace e Hobbs (2006), sendo assim necessário que a atmosfera realize trabalho para elevar uma parcela desde a superfície até o NCE. A essa inibição dá-se o nome de CINE (ConvectiveInhibition) a qual pode ser calculada segunda a equação 2.8.

$$CINE = \int_{Sup}^{NCE} g \left(\frac{T_p - T_a}{T_a} \right) dz \quad (2.8)$$

O cálculo do CINE é semelhante ao CAPE, porém deve-se mudar os limites de integração. Enquanto o CINE vai da superfície até o NCE, o CAPE vai do NCE até o NE como visto na equação 2.7. De acordo com Nascimento (2005) a ausência do CINE pode gerar convecção generalizada ocorrendo um rápido consumo do CAPE e impedindo que instabilidade extrema seja observada. Os valores comumente utilizados para o CINE são apresentados por Nascimento (2005) e aqui dispostos em forma de tabela.

Tabela 2.6 – Limiares do índice CINE.

CINE (Jkg⁻¹)	Inibição Convectiva
0	Nenhuma
50	Média
100	Alta

Fonte: Nascimento (2005).

2.2.7 Considerações gerais sobre os índices

Ressalta-se que a utilização dos índices de estabilidade apresentados anteriormente indica apenas a possibilidade ou probabilidade de ocorrência de sistemas convectivos severos fornecendo uma rápida avaliação da condição atmosférica em relação à termodinâmica favorável às condições convectivas. Embora Doswell e Schultz (2006) indicarem que os índices de estabilidade apresentem pouco ou até mesmo nenhum suporte físico para ocorrência de tempestades, vários índices são utilizados rotineiramente em centros operacionais para previsão de tempestades como demonstrado por Beneti e Silva Dias (1986), os quais indicaram que esses índices podem ser utilizados na previsão de tempestades. A falta de informação da situação atmosférica por parte das radiossondas levou a prática de determinados índices como preditores da condição instável da atmosfera como o índice Showalter. Por ser um índice que necessita apenas de informações da temperatura em 850hPa e 500hpa, ele é empregado há muito tempo como avaliador da instabilidade atmosférica antes que toda a sondagem fosse finalizada como destacado por Hallak (2012), além de ressaltar que ainda há uma carência no meio científico que comprove que o uso de tais índices possam efetivamente indicar potencial condição instável da atmosfera sendo necessário utilizar esses valores prognósticos com cautela. Há uma grande necessidade de reajustes dos índices de estabilidade na previsão operacional, pois todos eles foram estabelecidos para as planícies norte-americanas e muitos deles relacionados à precipitação. Como o foco desse trabalho é avaliar os índices de estabilidade com ocorrência de descargas atmosféricas, alguns limiares deverão ser reestabelecidos de acordo com a ocorrência ou não de atividade convectiva severa. Algumas combinações e restrições entre os índices já foram propostos como mostrado por Silva Dias (2000). O índice K, por exemplo, exige que uma camada úmida deva estar presente em baixos níveis da atmosfera para realmente indicar a possibilidade de atividade convectiva. Já o índice TT não é afetado por uma camada seca em 700hPa, por exemplo.

3 RADAR METEOROLÓGICO

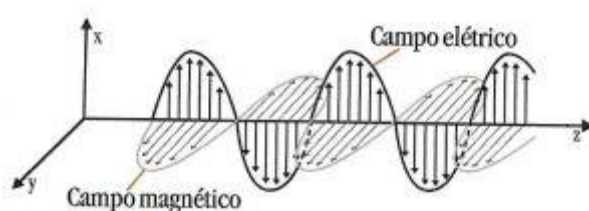
3.1 Introdução

O radar meteorológico é uma das ferramentas mais utilizadas em todo o globo no âmbito da pesquisa e monitoramento de precipitação tanto como estratiforme como convectiva assim como no planejamento de recursos hídricos e agricultura. É um elemento crítico do sensoriamento remoto para qualquer programa de alerta de tempo severo e de extrema importância nas previsões de curto prazo. A palavra radar significa *Radio Detection And Ranging* e foram utilizados na década de 30 pela Inglaterra para detectar aviões inimigos e orientar suas aeronaves na defesa da costa leste. Para fins meteorológicos eles passaram a ser utilizados depois da 2ª Guerra Mundial após observarem que o ruído que aparecia nas imagens do radar tratava-se de precipitação.

3.2 Princípios de Funcionamento

O radar meteorológico transmite energia a partir de uma antena focalizadora concentrando a sua energia em uma determinada direção num dado espaço de tempo. Em suma, o radar meteorológico consiste num acoplamento do sistema emissão/recepção de energia eletromagnética na faixa das microondas. A energia eletromagnética consiste em campos de energia elétrica e magnética dispostas perpendicularmente entre si (Figura 3.1) e se propagam próximo da velocidade da luz em condições de vácuo ($C = 2,998 \times 10^8$ m/s).

Figura 3.1 – Propagação da energia eletromagnética



A energia eletromagnética viaja no espaço em forma de onda sendo classificada como uma onda transversal e não necessita de um meio de propagação. A distância entre duas cristas (ou cavados) sucessivas denomina-se de comprimento de onda (λ) medido em termos de comprimento. O tempo que a energia eletromagnética leva para se propagar de uma crista até a outra (completando um ciclo) é denominado de período (T) sendo expresso normalmente em segundos. O número de ciclos por unidade de tempo é chamado de frequência (f).

$$f = \frac{1}{T} \quad (3.1)$$

onde f é a frequência dada geralmente em Hz (ciclos/segundo). A frequência e o comprimento de onda podem ser relacionados com a velocidade de propagação da energia (c).

$$\lambda = \frac{c}{f} \quad (3.2)$$

Logo, cada comprimento de onda possui uma determinada energia e frequência no qual o conjunto desses “pacotes de energia” dá-se o nome de espectro eletromagnético sendo este dividido em frações de frequência e comprimentos de onda (Moreira. 2011).

Como todo sistema, os radares meteorológicos também apresentam limitações, pois dependem fortemente do comportamento das ondas eletromagnéticas na atmosfera. Como exemplo, a propagação das ondas eletromagnéticas da atmosfera pode ser influenciada por mudanças na densidade atmosférica causadas por mudança na temperatura e pressão além do conteúdo de vapor d’água. Essas mudanças na atmosfera fazem com que o feixe sofra refração e se encurve. Além desse fator, outras considerações também devem ser levadas em conta como o espalhamento e absorção da energia eletromagnética pela atmosfera tanto pela presença de partículas ou pela própria

gota de chuva. A esses efeitos dá-se o nome de atenuação atmosférica que depende fortemente do comprimento de onda utilizado pelo radar meteorológico com respeito ao tamanho e composição do meio a ser escaneado. Observa-se que quanto menor o comprimento de onda, maior será a atenuação do feixe, possibilitando que alguma precipitação não seja detectada. As principais bandas e frequências utilizadas pelos radares meteorológicos, bem como os comprimentos de onda correspondentes, encontram-se na Tabela 3.1.

Tabela 3.1 – Principais bandas e frequências utilizadas para fins meteorológicos e de controle de tráfego aéreo.

Banda	Frequência	Comprimento de onda	Principais Aplicações
L	1 – 2 GHz	30 – 15 cm	Controle de tráfego aéreo
S	2 – 4 GHz	15 – 8 cm	Rede operacional (precipitação)
C	4 – 8 GHz	8 – 4 cm	Alerta local (precipitação)
X	8 – 12 GHz	4 – 2,5 cm	Radar de bordo, física de nuvens

Fonte: Adaptado de Queiroz (2009).

A energia eletromagnética utilizada pelos radares meteorológicos está na faixa das microondas (0,3 GHz a 30 GHz) do espectro eletromagnético e ela não viaja na mesma velocidade que a luz devido aos efeitos já descritos anteriormente. A relação entre a velocidade da luz c e a velocidade de propagação v das microondas é denominada de índice de refração n do ar atmosférico.

$$n = \frac{c}{v} \quad (3.3)$$

Sendo n proporcional à densidade de moléculas. Embora, esse índice apresente valores muito baixos, pequenas mudanças são críticas quando se trata de determinação da propagação do feixe. Se a atmosfera da Terra fosse homogênea, o feixe do radar seria uma reta tangente à superfície da Terra.

O radar meteorológico é composto essencialmente pelo transmissor, antena e receptor. O transmissor gera pulsos de energia eletromagnética na faixa das microondas e são colimados pela antena do radar para que se forme um feixe estreito se propagando próximo à velocidade da luz. Essa energia, quando encontra um alvo (essencialmente hidrometeoros) é retroespalhada de forma tridimensional. De acordo com Queiroz (2009) a energia emitida pela antena pode superar 1MW enquanto os sinais recebidos podem chegar a 10^{-14} W. Se essa componente for suficientemente grande, será detectada pelo receptor. Basicamente a função do radar é identificar a posição dos objetos reflectantes em relação à sua antena. A esses objetos reflectantes dá-se o nome de alvos. A posição exata dos alvos é determinada de acordo com o tempo entre a emissão do pulso e recepção do mesmo pela antena do radar denominado de eco, além dos ângulos de elevação e azimute do radar.

Os radares meteorológicos transmitem um pulso breve de energia seguido por um tempo de escuta o qual a energia refletida pelos hidrometeoros é recebida e processada. Na maior parte do tempo os radares ficam na escuta comparando-se ao tempo extremamente curto da transmissão. Os pulsos emitidos permitem localizar um alvo a partir do tempo entre a transmissão e a detecção subsequente da energia que retorna de um alvo. Dado que a energia eletromagnética se propaga na atmosfera a uma velocidade praticamente constante, a distância do alvo ao radar fica sendo função apenas do tempo como mostra a equação 3.4.

$$R = \frac{c \times t}{2} \quad (3.4)$$

onde R é a distância do alvo ao radar (km), C é a velocidade de propagação e t é o tempo decorrido desde o fim da transmissão do pulso até a detecção do sinal. O divisor 2 leva em conta o percurso de ida e volta da energia emitida pelo radar.

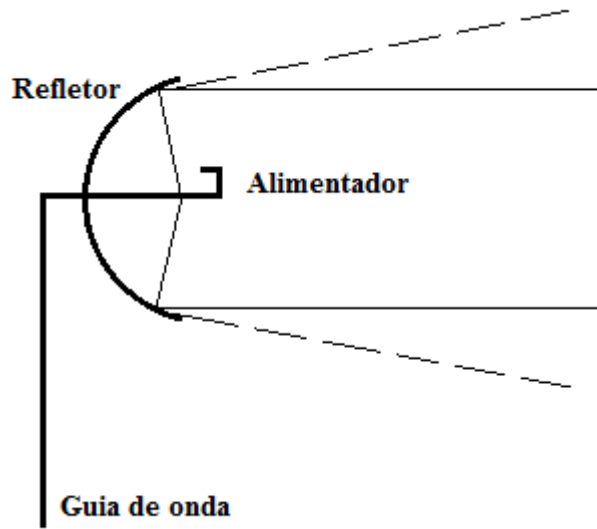
A distância máxima que a energia pode viajar ida e volta entre dois pulsos consecutivos define o alcance máximo do radar denominado distância não ambígua máxima sendo limitada pela frequência de transmissão dos pulsos. A essa taxa de frequência dá-se o nome de frequência de repetição de pulso – *PRF* (*Pulse Repetition Frequency*). Em termos de tempo, pode-se usar a relação $1/PRF$ sendo denominada de tempo de repetição do pulso – *PRT* (*Pulse Repetition Time*). Se um alvo é localizado muito longe do transmissor e que o pulso emitido não é recebido pela antena até que outro pulso seja novamente transmitido, uma distância errônea do alvo será indicada. Para calcular a distância máxima que um radar meteorológico possa operar de acordo com a sua PRF usa-se a equação 3.5.

$$R_{max} = \frac{c}{2 \times PRF} \quad (3.5)$$

onde R_{max} é a distância não ambígua máxima (km), C é a velocidade de propagação e a PRF dada em 1/s. Quanto maior o valor da PRF, menor será a distância não ambígua máxima e vice versa. Os valores de PRF estão comumente entre 150 a 300Hz sendo os do Radar Doppler entre 700 a 3000Hz (QUEIROZ, 2009).

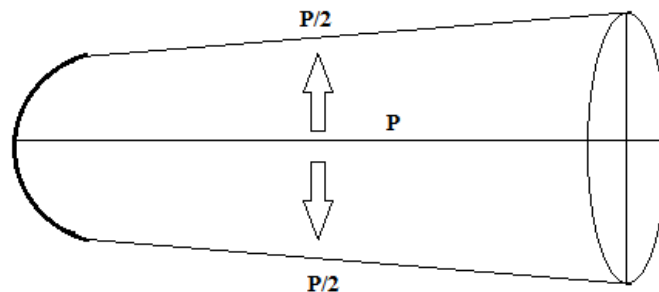
A energia eletromagnética é conduzida por um tubo denominado guia de onda até um alimentador localizado no foco de um refletor parabólico, nos radares de superfície. A energia sai do alimentador em direção ao refletor e é focalizada de tal modo que ela deixe a antena como um feixe paralelo. Entretanto, parte da energia sofre difração nas bordas da antena de tal modo que a energia transmitida assuma a forma de um cone (Figura 3.2). Portanto, a antena do radar meteorológico não é isotrópica e sim diretiva, pois direciona a energia eletromagnética.

Figura 3.2 – Estágio de transmissão da energia eletromagnética



A densidade de potência do radar, isto é, potência por unidade de área de seção transversal do feixe, é máxima ao longo da linha central do feixe (P) e decresce à medida que a distância à linha central aumenta. A essa distância, onde a densidade de potência é a metade daquela encontrada no ponto P , dá-se o nome de ponto de meia potência ($P/2$) como ilustrado na Figura 3.3. Como o feixe possui um formato cônico, os pontos de meia potência formam um círculo e o diâmetro desse círculo denomina-se largura do feixe. Na área desse círculo a densidade de potência é suficiente para que os alvos retroespalhem energia o bastante para que sejam detectados pela antena do radar.

Figura 3.3 – Vista lateral do feixe do radar meteorológico



O ângulo de abertura do feixe pode ser calculado em função do comprimento de onda utilizado pelo radar meteorológico e o diâmetro da antena de acordo com a equação 3.6 proposta por Doviak and Zrnic (1993).

$$\theta = \frac{1,27\lambda}{D} \quad (3.6)$$

onde θ é o ângulo de abertura do feixe dado em radianos, λ o comprimento de onda da energia e D o diâmetro do refletor parabólico. Isso mostra que a largura angular do feixe varia diretamente com o comprimento de onda e inversamente com o diâmetro do refletor parabólico.

Nem toda a energia emitida pelo radar fica concentrada no feixe principal devido a efeitos de difração nas bordas do refletor parabólico como discutido anteriormente. Parte dessa energia é orientada em outras direções sendo chamada de lóbulos laterais. Os lóbulos laterais viajam a pequenas distâncias e possuem densidade de potência muito baixas comparadas com o lóbulo principal e dão origem a alguns fenômenos típicos como os ecos de terreno no *PlanPosition Indicator – PPI*. O PPI é um dos produtos gerados pelo radar meteorológico e será discutido posteriormente.

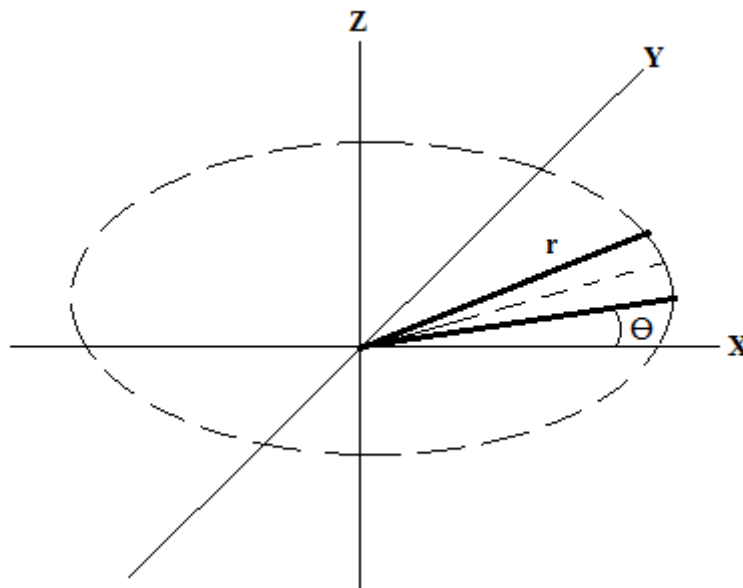
Os ecos de terreno resultam do retorno da energia dos lóbulos laterais produzindo um caráter sólido na tela do radar dificultando a interpretação da precipitação. Porém, esses erros podem ser removidos com auxílio de filtros na etapa de processamento do sinal.

3.3 Varreduras executadas pelo radar meteorológico

3.3.1 Varredura em azimute

O radar meteorológico de superfície executa uma varredura com um ângulo de elevação fixo e gira em torno do seu próprio eixo completando 360° , em geral no sentido horário. Todo o espaço varrido pelo radar se assemelha a uma casca cônica com o radar em seu centro como mostra a Figura 3.4.

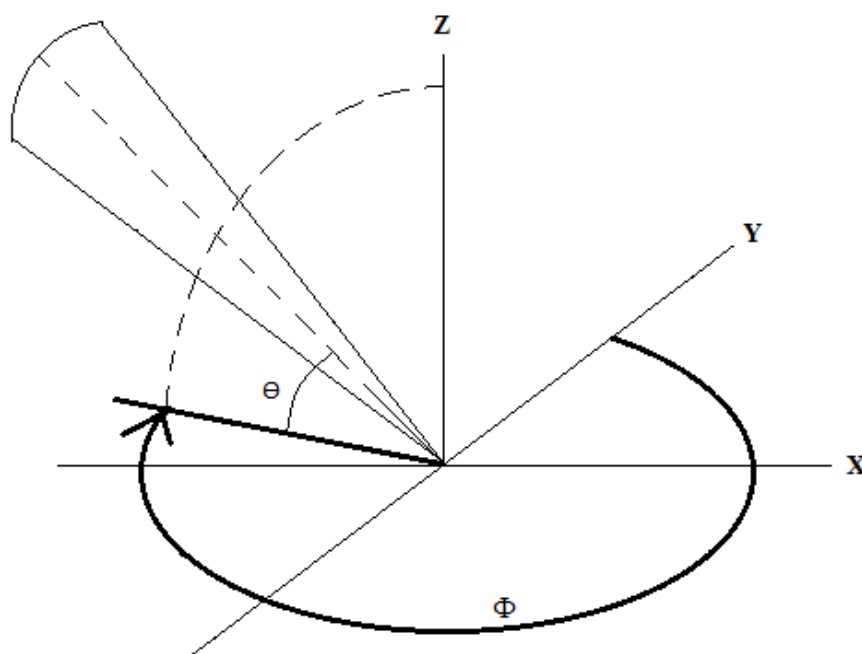
Figura 3.4 – Varredura em azimute com alcance r e ângulo de elevação Θ fixo



3.3.2 Varredura em elevação

O radar meteorológico de superfície executa uma varredura com um ângulo azimutal fixo e a antena é colocada em elevação, em geral de baixo para cima. Todo o espaço varrido pelo radar se assemelha a um plano na vertical sobre a linha do azimute escolhido. A varredura em elevação pode ser observada na Figura 3.5.

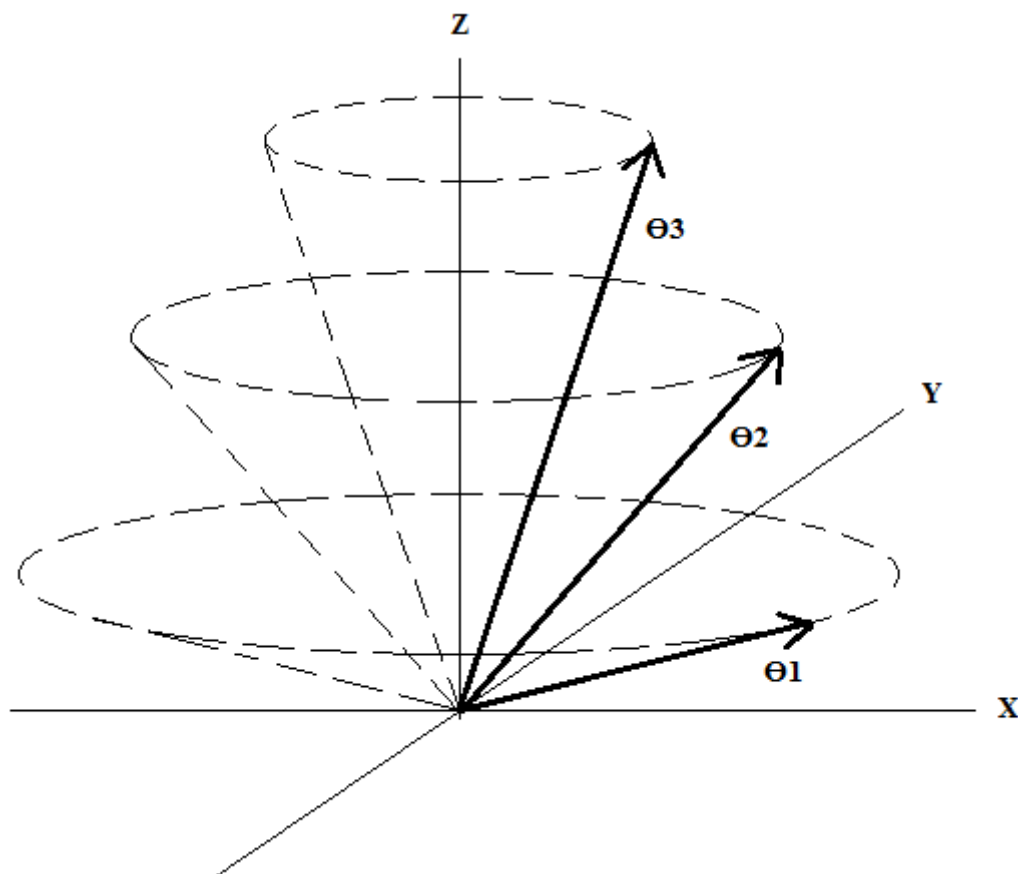
Figura 3.5 – Varredura em elevação com ângulo de azimute Φ fixo e Θ variando de acordo com o tempo.



3.3.3 Varredura volumétrica

O radar meteorológico de superfície executa uma varredura em azimute completa com um ângulo de elevação mantido constante. Um novo ângulo de elevação é estabelecido e o radar novamente faz outra varredura em azimute. Esse processo é repetido várias vezes até que toda a atmosfera seja varrida pelo radar meteorológico. A varredura volumétrica pode ser observada na Figura 3.6.

Figura 3.6 – Varredura volumétrica com ângulos de elevação Θ_1 , Θ_2 e Θ_3 para cada varredura em azimute



3.4 Tipos de dados obtidos pelos radares meteorológicos

3.4.1 *Plan Position Indicator*– PPI

O PPI é uma apresentação gráfica dos dados obtidos através de uma varredura em azimute (360°) com ângulo de elevação fixo. O produto representa a projeção espacial, no plano horizontal, dos dados dos ecos recebidos ao longo das radiais do radar meteorológico. Ou seja, através do PPI é possível identificar a distância o qual o alvo se encontra em relação à antena do radar meteorológico.

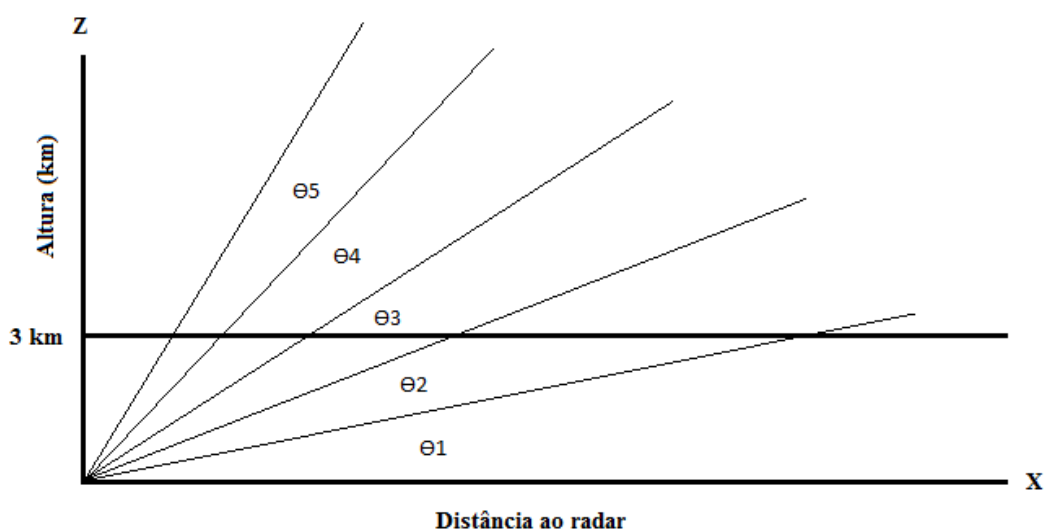
3.4.2 Range Height Indicator – RHI

O RHI é uma apresentação gráfica dos dados obtidos através de uma varredura em elevação com ângulo de azimute fixo. O produto representa a projeção do plano vertical com o ângulo de azimute selecionado dos dados dos ecos recebidos ao longo da radial do radar meteorológico. Ou seja, através do RHI é possível observar o perfil vertical da refletividade do alvo.

3.4.3 Constant Altitude PPI – CAPPI

O CAPPI é uma apresentação dos dados obtidos através de uma varredura volumétrica em coordenadas polares convertidas em cartesianas mostrando ao usuário a precipitação a um determinado nível de altitude (Figura 3.7). O produto CAPPI é muito semelhante ao PPI, porém ele permite visualizar alvos que não são detectados pelo feixe do radar em uma única varredura azimutal como no PPI, além de permitir uma visualização da refletividade a um nível constante ao longo da radial.

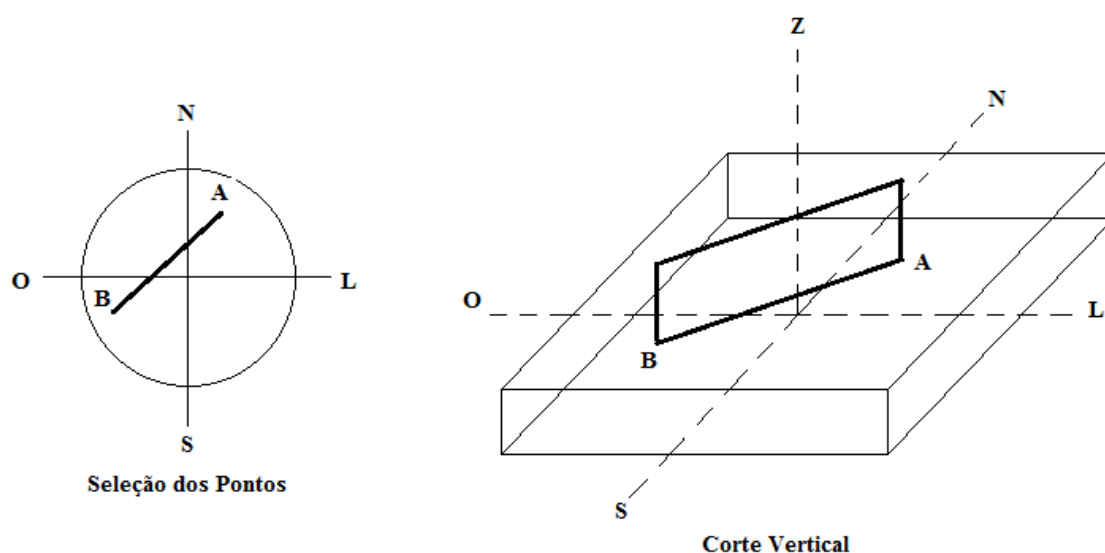
Figura 3.7 – Modo de obtenção do CAPPI para 3 km onde θ_n representa os diferentes ângulos de elevação.



3.4.4 Vertical Cut– VC

O VC é um produto elaborado a partir da varredura volumétrica, ou seja, selecionam-se dois pontos em um produto CAPPI e determina-se um plano vertical sobre esses dois pontos. O produto representa a projeção, em um plano vertical, em coordenadas cartesianas, dos dados contidos no corte executado (Figura 3.8). O produto obtido permite visualizar o comportamento vertical da refletividade de um determinado alvo.

Figura 3.8 – Modo de obtenção do VC com a seleção dos pontos em um CAPPI e modo vertical



3.5 Equação do radar

Para que um radar seja eficiente na detecção de hidrometeoros é necessário que a potência do sinal emitido seja maior que o ruído encontrado. Ruído é qualquer sinal indesejado captado pela antena do radar. Os ruídos podem ser de fontes internas dos próprios constituintes eletrônicos do radar como externos. Logo, devido a várias fontes de ruído, é necessário que o radar meteorológico possua um mínimo sinal discernível –

MDS (Minimum Discernible Signal). Quanto menor o MDS, mais sensível é o radar meteorológico.

Toda a potência retornada ao radar é processada e indicada como refletividade do alvo. A eficiência do alvo em retornar energia ao radar meteorológico depende do tamanho das gotas, sua concentração na atmosfera, seu estado físico e a forma que se apresentam em suspensão. Admite-se que um radar irradia sua energia isotropicamente com um determinado comprimento de onda, onde a antena focaliza toda essa energia em um único feixe. Uma forma de expressar o desempenho do radar meteorológico segundo Skolnik (1980) é utilizando-se a equação do radar onde a potência recebida P_r é dada por:

$$P_r = \frac{P_t G}{4\pi R^2} \times \frac{\sigma}{4\pi R^2} \times A_e \quad (3.7)$$

O primeiro termo do lado direito da equação representa a densidade de potência P_t em Watts que um radar irradia a uma distância R dada em metros através do ganho da antena definida por G . O símbolo σ no segundo termo do lado direito da equação representa o espalhamento de uma seção transversal e finalmente o último termo, a área efetiva da antena. Levando em consideração que o ganho da antena G é função do comprimento de onda e da área da antena, pode-se expressá-lo como:

$$G = \frac{4\pi A_e}{\lambda^2} \quad (3.8)$$

Isolando A_e da equação 3.8 e substituindo em 3.7 tem-se:

$$P_r = \frac{P_t G^2 \lambda^2 \sigma}{(4\pi)^3 R^4} \quad (3.9)$$

que é a equação do radar para um alvo constituído por uma única partícula.

Na natureza os alvos a serem iluminados pelo feixe do radar são constituídos por muitos elementos espalhadores. Esses elementos se movimentam uns em relação aos outros fazendo com que a potência que retorna a uma determinada distância flutue com o tempo. Logo, é importante que se use a potência média de retorno, ou seja, a potência que retorna de mais de um pulso. Além disso, é importante ressaltar que o espalhamento é em grande maioria do tipo Rayleigh, ou seja, os espalhadores são esferas com raio muito menor do que o comprimento de onda utilizado pelo radar meteorológico de acordo com Queiroz (2009). Segundo Doviak e Zrnic (1984) para condições como essas onde o raio da esfera, ou diâmetro, é menor do que o comprimento de onda operado pelo radar meteorológico a área transversal de retro-espalhamento é dada por:

$$\sigma = \frac{\pi^5 |K_w|^2 D^6}{\lambda^4} \quad (3.10)$$

onde:

$$K_w = \frac{(m^2 - 1)}{(m^2 - 2)} \quad (3.11)$$

Sendo $m = n - jnk$ definido como índice complexo de refração da água. Os índices de refração n e de atenuação k são descritos em Born e Wolf (1964). Os valores típicos de $|K_w|^2$ para água líquida são 0,91 e 0,93 e de 0,18 para gelo de acordo com Doviak e Zrnic (1984). Levando em consideração a contribuição total da área transversal de retro-espalhamento, tem-se:

$$\sigma = \sum_i \sigma_i = \frac{\pi^5 |K_w|^2}{\lambda^4} \sum_i D_i^6 \quad (3.12)$$

Sendo D_i o diâmetro de cada gota i iluminada pelo feixe do radar meteorológico. Considerando um elemento de volume ΔV contendo vários hidrometeoros, a soma de σ_i sobre esse volume é definido como refletividade η de acordo com Doviak e Zrnic (1984).

$$\eta = (\Delta V)^{-1} \sum_{\Delta V} \sigma_i \quad (3.13)$$

Levando em consideração que as gotas são esféricas e que seus diâmetros são menores que o comprimento de onda (espalhamento Rayleigh), pode-se substituir a equação 3.10 em 3.13 segundo Doviak e Zrnic (1984) e obter:

$$\eta = \frac{\pi^5 |K_w|^2 Z}{\lambda^4} \quad (3.14)$$

onde

$$Z = (\Delta V)^{-1} \sum_{\Delta V} D_i^6 \quad (3.15)$$

o qual Z é a refletividade do radar meteorológico para um conjunto de gotas esféricas iluminadas pelo feixe do radar. Os valores de Z aumentam rapidamente a medida que o tamanho da gota aumenta, mesmo que o conteúdo de água permaneça o mesmo. Portanto, utiliza-se a escala logarítmica $\text{dBZ} = 10 \log_{10} Z$ sendo as unidades de Z em mm^6/m^3 . A relação entre refletividade e taxa de precipitação são largamente estudadas e o mais comum é medir a precipitação em superfície com auxílio de pluviômetros abaixo dos alvos varridos pelo radar meteorológico. Existem relações Z-R que levam em consideração o tipo de precipitação (estratiforme ou convectiva), região geográfica, época do ano entre outros. Essa relação possui a seguinte forma:

$$Z = aR^b \quad (3.16)$$

onde a e b são coeficientes que levam em consideração a distribuição e tamanho das gotas de chuva. Z e R são respectivamente, a refletividade (mm^6/m^3) e taxa de precipitação (mm/h). Segundo Doviak e Zrnic (1984) pode-se utilizar a relação Z-R de Marshall-Palmer descrita em Marshall et al.(1955).

$$Z = 200R^{1.6} \tag{3.17}$$

Ou seja, a partir da refletividade obtida pelo radar meteorológico é possível obter a taxa de precipitação de um determinado alvo iluminado pelo feixe do radar.

4 TEMPESTADES

4.1 Introdução

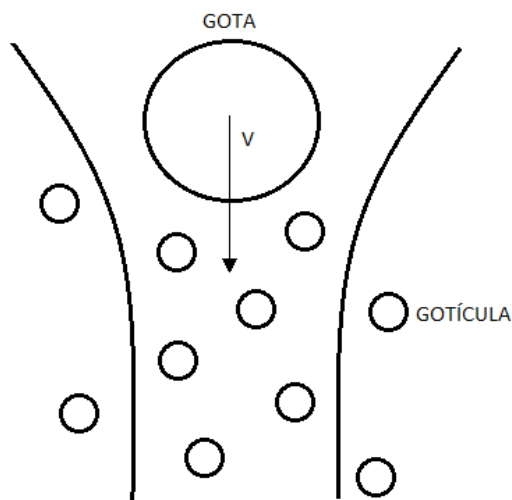
Vários são os processos envolvidos na formação das tempestades como instabilidade atmosférica, umidade em baixos níveis e forçantes dinâmicas. Nesse capítulo será apresentada como uma nuvem se forma e como ocorre o seu processo de eletrificação além de questões sobre relâmpagos, seus tipos e medições.

4.2 Formação das Nuvens

Uma nuvem é o conjunto visível de água líquida e gelo ou ambas em suspensão na atmosfera. Possui uma concentração de gotículas de 100 cm^{-3} a 1000 cm^{-3} aproximadamente de acordo com Varejão (2005). As nuvens são formadas principalmente pelo movimento vertical de ar úmido, como na convecção devido ao aquecimento da superfície terrestre ou em ascensão forçada sobre áreas elevadas ou ainda devido ao movimento vertical em larga escala associado a frentes e depressões (AYOADE, 1991). De acordo com a teoria da parcela, o ar sobe na atmosfera resfriando-se adiabaticamente e condensando o vapor contido em seu interior. Essa condensação ocorre a partir de minúsculas superfícies denominadas núcleos de condensação como, por exemplo, cloreto de sódio. Sem a presença desses núcleos, não ocorrerá formação de gotículas, a menos que a supersaturação da atmosfera seja superior a aproximadamente 5%, ou seja, a umidade relativa do ar acima de 105% (VIANELLO, 1991). Sem a presença de núcleos de condensação, a força que manteria as gotículas não seria o suficiente para mantê-la agregada. Ou seja, as moléculas externas tenderiam a se libertar da gotícula embriônica. De acordo com Byers (1965), a gotícula se manteria estável se o seu raio ultrapassasse $0,00173\mu$, ou seja, na presença de aproximadamente 714 moléculas sendo impossível que tal concentração seja encontrada na atmosfera com apenas 100% de saturação, descartando a teoria de nucleação homogênea. Entretanto, como a concentração de partículas em suspensão na

atmosfera ultrapassa a concentração de vapor d'água, este acaba por se depositar sobre essas partículas dando origem a gotas ou gelo, ou seja, as gotículas se tornam ativas e são denominadas de gotas embriônicas. Essas gotas embriônicas aumentam seu volume através da difusão do vapor, porém, como esse processo é muito lento, há evidências de que outros mecanismos devem ocorrer no interior da nuvem para que gotas com raios maiores sejam observadas. Tais mecanismos ocorrem devido a colisões aleatórias entre outras gotas menores no interior da nuvem. Essas colisões ocorrem devido ao processo gravitacional, sendo esse o processo predominante dentro das nuvens além do movimento desordenado no interior da nuvem. Como exemplo, se uma gota com raio R cai no interior da nuvem devido à ação da gravidade ela colide com gotículas de raio r ($R > r$) aumentando seu volume como ilustrado na Figura 4.1.

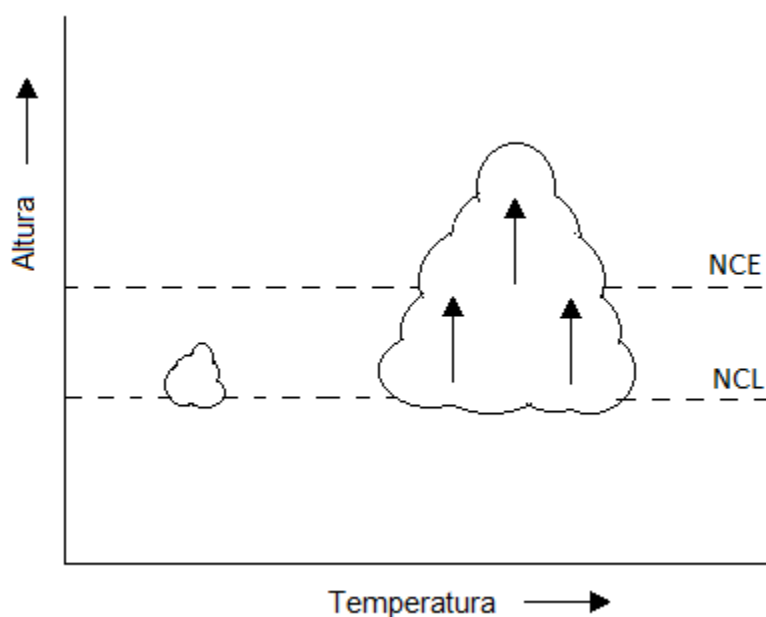
Figura 4.1 – Processo colisional devido ao efeito gravitacional.



Quando as gotas são formadas, a nuvem passa a ser visível a partir de um determinado nível na atmosfera conhecido como nível de condensação por levantamento (NCL). Se uma parcela de ar que ascende até o NCL perder a sua flutuabilidade, ou seja, forças que a mantenham em suspensão na atmosfera, ela poderá evaporar-se. No entanto, algumas parcelas não perdem a sua flutuabilidade devido à

liberação de calor latente na condensação, permitindo que a parcela continue subindo até o nível de convecção espontânea (NCE) como mostrado na Figura 4.2.

Figura 4.2 – Parcela de ar em ascensão na atmosfera nos níveis NCL e NCE.



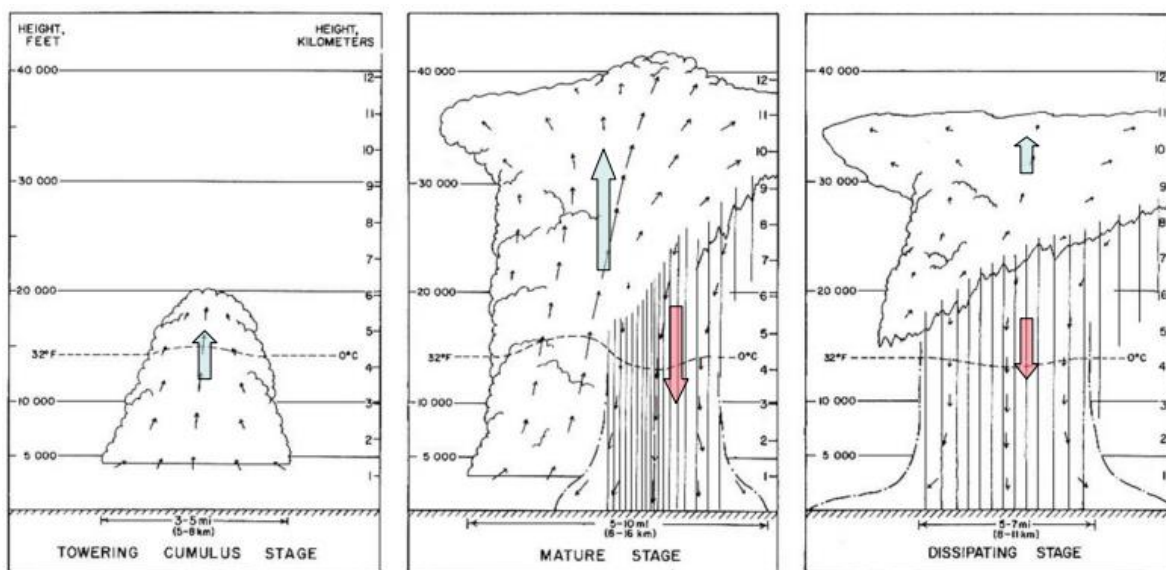
Se a mesma nuvem observada na Figura 4.2 ultrapassar a isoterma de 0°C , poderá ocorrer formação de gelo no interior da nuvem, porém a água líquida pode permanecer a uma temperatura de -40°C , denominada água super-resfriada. As nuvens que contem atividade elétrica ou queum trovão tenha sido observado definem o que se chama de tempestade dentro do contexto meteorológico de acordo com Magono (1980). Porém, Johns e Doswell (1992) e Moller (2001) vão além e definem alguns limiares como a presença de granizo com 2 cm ou mais de diâmetro, rajadas de vento com velocidade superior a 25m/s e possivelmente tornados.

As nuvens de tempestades são denominadas cumulonimbus (Cb) e possuem grande extensão vertical com topo fibroso a uma altura de aproximadamente 13 km na região temperada e 18 km na tropical com base sensivelmente horizontal e próxima da

superfície (inferior a 2 km). De acordo com a classificação de Orlanski (1975) os sistemas meteorológicos são divididos de acordo com a sua extensão horizontal. A meso- α inclui os complexos convectivos de mesoescala e os vórtices de ar frio, a meso- β as linhas de instabilidade e circulações térmicas induzidas e a meso- γ as nuvens cumulonimbus individuais.

As nuvens de tempestades, também chamadas convectivas, possuem três estágios de evolução de acordo com Bluestein (1993) e Gin (1997) sendo estes: estágio cúmulo, maduro e dissipativo com aproximadamente 20 a 40 minutos cada um (Figura 4.3).

Figura 4.3 – Estágios de desenvolvimento de uma nuvem convectiva.



Fonte: Bluestein (1993).

Segundo Gin (1997), cada estágio é caracterizado em função do sentido do movimento vertical predominante das correntes de ar em seu interior. Os estágios são simplificações das etapas de formação de uma única célula de tempestade, porém em um conjunto de células podem ocorrer diferentes estágios ao mesmo tempo. No primeiro estágio, denominado cumulus, as correntes predominantes no interior da

nuvem são ascendentes e aumentam a velocidade conforme a altura. Há processos de formação de gotas e ocasionalmente gelo com pequeno diâmetro e possível ocorrência de chuvas com poucas descargas atmosféricas.

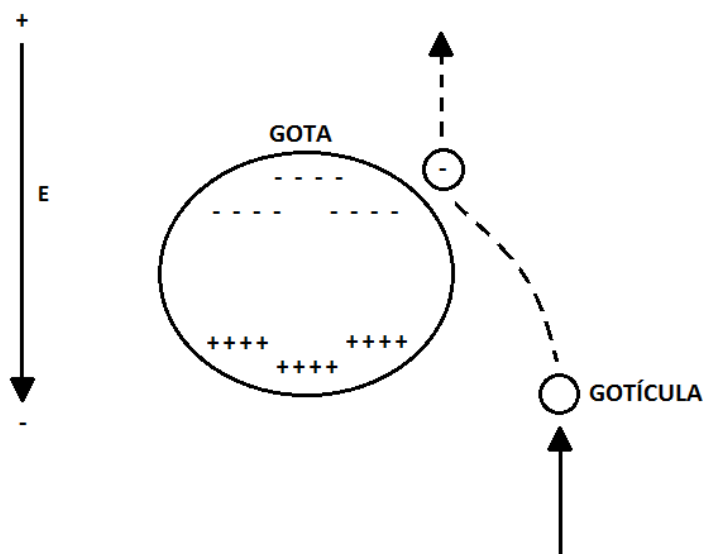
No segundo estágio, denominado maduro, as correntes descendentes começam a ser observadas no interior da nuvem devido a força gravitacional, pois as gotas e gelo não conseguem mais ser sustentadas pelos movimentos ascendentes. Nesta fase, muita precipitação é observada assim como descargas atmosféricas, gelo e topo da nuvem próxima da tropopausa.

No terceiro estágio, denominado dissipação, há predomínio de correntes descendentes e não há mais formação de gotas e gelo. A precipitação começa a diminuir e o topo da nuvem começa a ser desmanchada (arrastada) no sentido do vento em altos níveis da atmosfera. Em geral são observados Altostratus e Cirrostratus nesse estágio junto à célula convectiva.

4.3 Eletrificação das nuvens de tempestades

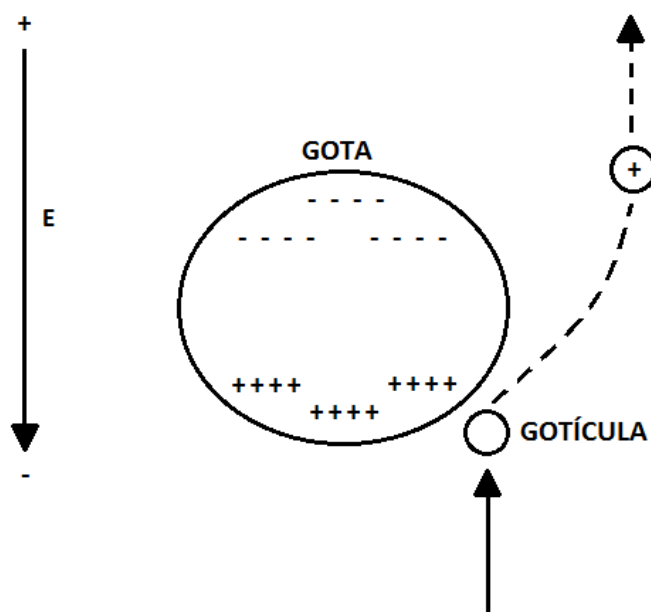
Um campo elétrico com sentido para baixo é observado na atmosfera e a interação entre os elementos constituintes de uma nuvem de tempestade já proporciona uma pequena diferença de potencial na atmosfera de acordo com Magono (1980). Através desse campo elétrico presente na atmosfera, uma gota de chuva, por exemplo, pode apresentar cargas elétricas com sinais opostos em suas extremidades. As cargas presentes no hemisfério inferior da gota são então transferidas para outra partícula através de uma colisão sem que ocorra absorção. Essa teoria foi apresentada pela primeira vez por Elster e Geitel (1888) como ilustra a Figura 4.4 adaptada de Magono (1980). Nesse processo, os autores chegaram a conclusão que, se uma partícula com carga negativa fosse levada para cima onde estaria presente um ambiente eletricamente positivo essa partícula seria destruída. Foi então que os mesmos autores, Elster e Geitel (1913) propuseram outra teoria como ilustrada na Figura 4.5.

Figura 4.4 – Modelo de eletrificação negativa de gotas de chuva.



Fonte: Adaptada de Magono (1980).

Figura 4.5 – Modelo de eletrificação positiva de gotas de chuva

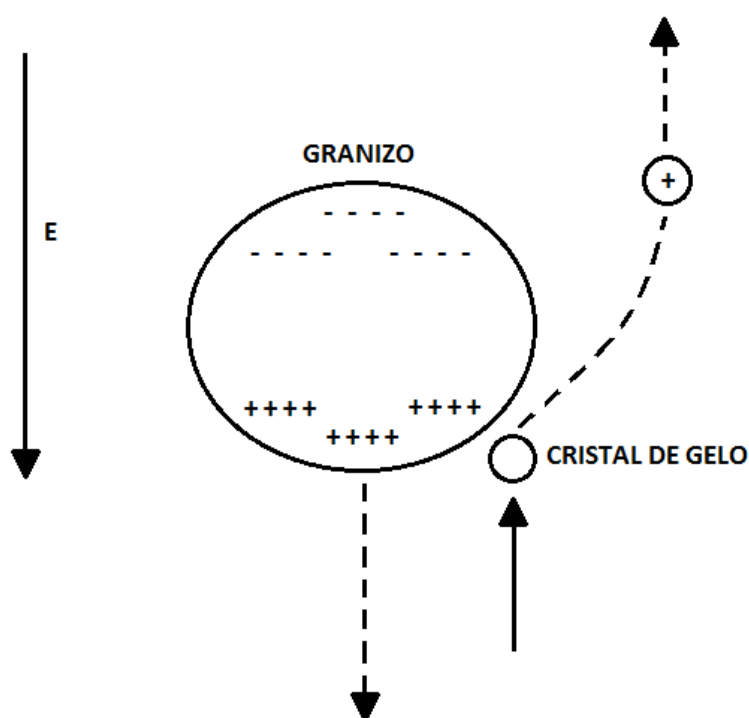


Fonte: Adaptada de Magono (1980).

Esse modelo de eletrificação foi proposto inicialmente para a separação de cargas elétricas no interior da nuvem através das colisões entre gotas de chuva.

Entretanto, é possível que através da colisão, a gotícula seja absorvida pela gota (coalescência) e o processo de eletrificação não seja concluído. A participação do gelo no processo de eletrificação veio mais tarde através de experimentos realizados em laboratórios. De acordo com Pinto Jr e Pinto (2000) os centros de cargas no interior da nuvem são decorrentes de colisões entre partículas de gelo em seu interior e não apenas entre gotas de chuva (Figura 4.6).

Figura 4.6 – Processo de separação de cargas no interior das nuvens convectivas.



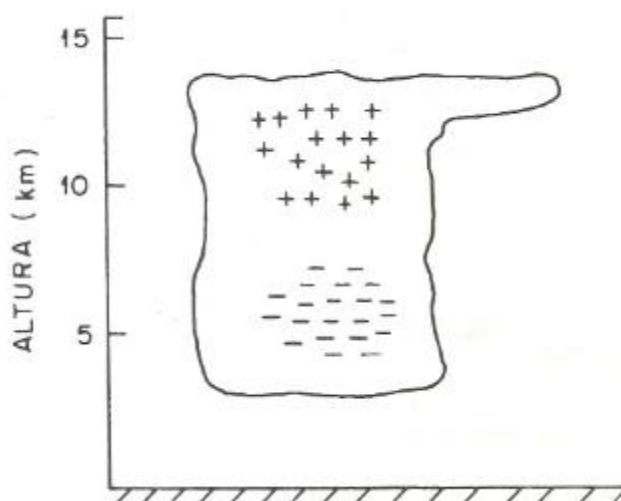
Fonte: Adaptada de Pinto Jr e Pinto (2000).

Esse processo de separação de cargas no interior das nuvens convectivas é o mais aceito entre a comunidade científica sendo denominado de processo indutivo. De acordo com Naccarato (2006) essa separação de cargas pelo processo indutivo não pode simplesmente explicar todo o processo de eletrificação de uma nuvem convectiva uma vez que o contato entre as partículas envolvidas é muito pequeno, na ordem de $1\mu\text{s}$.

Ainda assim, esse processo é utilizado por vários modelos de eletrificação de nuvens de tempestade.

O granizo, por apresentar maior densidade que o cristal de gelo, é arrastado para a base da nuvem e os cristais para o topo. Sendo assim, as cargas negativas formarão centros negativos na base da nuvem e cargas positivas formarão centros positivos no topo da nuvem, estabelecendo um dipolo vertical (estrutura bipolar) no interior da nuvem como mostrado na Figura 4.7.

Figura 4.7 – Modelo de estrutura elétrica no interior de uma nuvem de tempestade – bipolar.

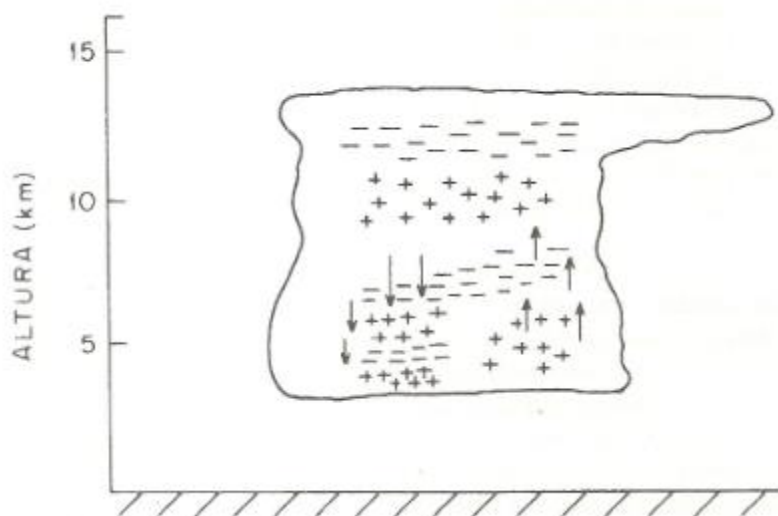


Fonte: Pinto Jr e Pinto (2000).

De acordo com Naccarato (2006) para que ocorra essa separação de cargas é necessária a presença de cristais de gelo e que a temperatura a qual eles estão imersos, bem como a quantidade de água líquida, podem tornar fatores fundamentais na organização dos centros de carga. Os cristais de gelo carregam negativamente os grãos de gelo se as colisões ocorrerem entre -15°C e -20°C e positivamente entre -5°C e -10°C . Com os centros de cargas definidos no interior da nuvem, o campo elétrico pode chegar

até 100kV/m o qual também influencia na eficiência de coleta no interior da nuvem. Com a nuvem eletrificada, cargas positivas presentes na superfície são arrastadas para o interior da nuvem até próximo ao topo onde atraem cargas negativas presentes nas camadas mais altas da atmosfera. Esse processo de condução de íons é denominado processo de eletrificação convectivo, o qual permite uma manutenção da eletrificação da tempestade e organização dos centros de carga ao longo da nuvem. Com esse arranjo, centros de cargas negativas também eram observados próximos a base da nuvem e centros positivos na parte superior. Essa distribuição de vários centros no interior da nuvem foi identificada através de medidas feitas com balões permitindo adotar um modelo multipolar como mostrado na Figura 4.8 e abolindo o modelo bipolar.

Figura 4.8 – Modelo de estrutura elétrica no interior de uma nuvem de tempestade multipolar.



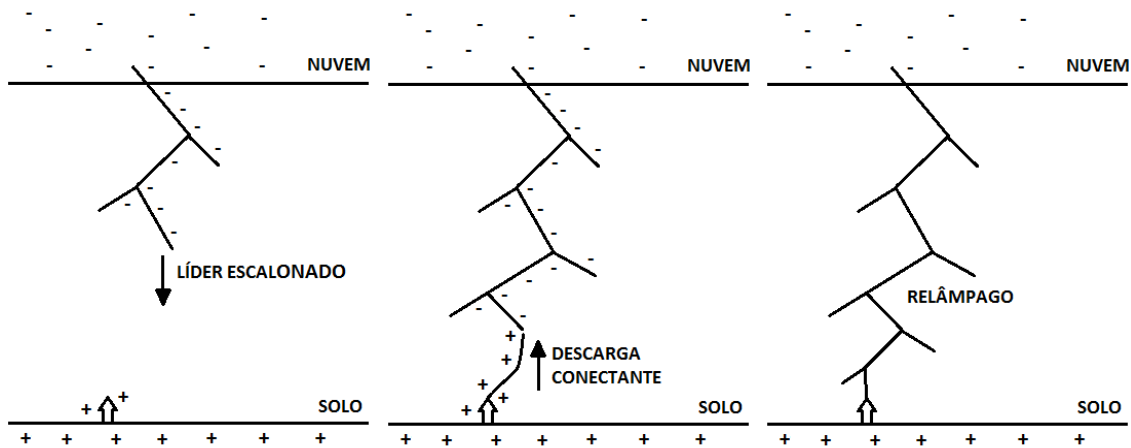
Fonte: Pinto Jr e Pinto (2000).

Maiores detalhes sobre eletrificação de nuvens de tempestades podem ser encontrados em Naccarato (2006).

4.4 Relâmpagos

Os relâmpagos são descargas elétricas que ocorrem na atmosfera devido a centros de cargas com diferentes polarizações no interior de uma nuvem de tempestade. De acordo com Pinto Jr e Pinto (2000), os relâmpagos duram em média um terço de segundo podendo chegar a dois segundos de duração. Sua corrente elétrica é na ordem de 30 mil ampères chegando a uma temperatura de 30 mil graus Celsius. O relâmpago se inicia com uma fraca descarga luminosa denominada líder escalonado com uma velocidade na ordem de 100km/s em direção ao solo. O líder escalonado desce em direção à superfície terrestre de forma tortuosa e com ramificações em busca de um caminho mais fácil para a sua propagação. Segundo Feynmanetal., (1964), os ramos possuem uma extensão em torno de 50 m e são separados por etapas com intervalos de 50 μ s. Quando o líder escalonado se aproxima a algumas dezenas de metros da superfície, o campo elétrico entre a nuvem e a superfície se torna tão intenso que uma descarga sai da superfície em direção ao líder escalonado. Essa descarga é denominada de descarga conectante e geralmente se inicia em fontes altas e pontiagudas como torres de comunicação, árvores e em alguns casos seres humanos. Em pleno ar, a descarga conectante encontra com o líder escalonado e começa a fluir no canal uma intensa corrente denominada corrente de retorno, sendo nessa etapa uma máxima emissão de radiação na faixa de frequência do visível em torno de 1 a 10kHz (PINTO JR e PINTO, 2000). É nessa descarga de retorno que as cargas negativas fluem em direção ao solo com uma velocidade na ordem de um terço da velocidade da luz preenchendo por completo os ramos criados pelo líder escalonado. Completado essa etapa, o relâmpago é observado. Há registros de que várias descargas de retorno podem ocorrer sendo denominados de relâmpagos de múltiplas descargas. As etapas descritas acima podem ser observadas na Figura 4.9.

Figura 4.9 – Etapas da formação de um relâmpago.



Fonte: Adaptado de Iribarne e Cho (1980).

Em nuvens de tempestade, segundo Gin (1997), podem ocorrer os seguintes tipos de relâmpagos: nuvem solo, do solo para a nuvem, dentro da nuvem, entre nuvens, entre a nuvem e a ionosfera e entre a nuvem e o ar. Os tipos nuvem solo (NS) e dentro da nuvem, denominados de intranuvem (IN) são os mais estudados pela comunidade científica. De acordo com Pinto Jr e Pinto (2000) os relâmpagos IN representam 80% dos relâmpagos no total devido à capacidade isolante do ar diminuir com a altura. Por sua vez, os relâmpagos da nuvem para o solo (NS) são os mais destrutivos, pois causam impacto direto na sociedade. Segundo Pinto Jr e Pinto (2000), em qualquer instante, cerca de 2000 tempestades estão ocorrendo ao redor do mundo equivalendo a 50000 tempestades ao longo do dia chegando a 16 milhões por ano. Dentre esses números, 100 relâmpagos NS ocorrem no mundo a cada segundo, ou seja, 9 milhões por dia ou aproximadamente 3 bilhões por ano. Os relâmpagos NS e IN ainda podem ser classificados segundo a sua polarização, negativos ou positivos. Mesmo que os NS apresentem cerca de 30% do total de relâmpagos, eles são mais estudados devido ao seu caráter destrutivo, porém a atividade IN não deve ser descartada uma vez que elas podem preceder a atividade elétrica principal. Sendo assim, criou-se na literatura a denominação *total lightning* que agrupa as informações NS e IN.

4.5 Detecção de relâmpagos

Segundo Naccarato (2006) cada relâmpago proporciona uma assinatura diferente no quesito emissão de radiação eletromagnética. Através dessas diferenças, é possível identificar a natureza da descarga atmosférica, sendo ela IN ou NS. Para identificar a ocorrência das descargas atmosféricas, utiliza-se um sistema de detecção em superfície através de sensores eletromagnéticos capazes de fornecer com exatidão o ponto de impacto dessas descargas. Esses sensores são adaptados para registrarem emissões da radiação eletromagnética emitida por uma descarga atmosférica e enviadas a um processador central para identificar o local e horário da ocorrência do fenômeno. Segundo Naccarato (2006), são utilizados na detecção de descargas atmosféricas tecnologias de detecção como o MDF (*Magnetic Direction FinDer*) e o TOA (*Time of Arrival*). Separadamente, esses métodos possuem algumas limitações, porém em conjunto podem identificar com precisão as descargas atmosféricas. O primeiro método basicamente constitui na medição do ângulo azimutal da descarga atmosférica em relação ao norte geográfico através do método de triangulação. Já o segundo método registra o tempo e horário da chegada da energia eletromagnética emitida por uma descarga. Todas as informações fornecidas pelos dois métodos são processadas por uma central de processamento. Uma das redes de detecção utilizadas no Brasil é denominada RINDAT e teve sua origem devido a acordos entre instituições que utilizavam sensores LPATS (*Lightning Position and Tracking System*) e IMPACT (*Improved Performance from Combined Technology*) cada qual sob a responsabilidade das instituições envolvidas como a Companhia Energética de Minas Gerais (CEMIG), Instituto Tecnológico SIMEPAR, Furnas Centrais Elétricas e INPE. A outra rede de detecção de descargas atmosféricas denominada BrasilDAT Total Lightning Network é operada pelo Grupo de Eletricidade Atmosférica (ELAT) do INPE e conta hoje com 56 sensores espalhados entre os estados da região Sul, Sudeste, Centro Oeste e parte do Nordeste. A rede BrasilDAT está em operação desde dezembro de 2010 e fornece informações simultâneas de descargas intra-nuvem (IN) e nuvem-solo (NS) o que não era possível, por exemplo, na rede RINDAT. Os sensores da BrasilDAT utilizam o sistema ENTLS (*Earth Networks Total Lightning System*) o qual utiliza o método TOA

na identificação das descargas atmosféricas com auxílio de GPS (Global Position System) permitindo que esse método seja muito eficaz na localização das descargas, não sendo necessária a utilização do método MDF. Os sensores são adaptados para registrarem frequências na ordem de 1Hz a 12MHz e mostram eficiência de detecção de 85 a 90% para NS e entre 50 a 60% para IN de acordo com Naccarato et al., (2012).

5 MODELAGEM ATMOSFÉRICA

5.1 Introdução

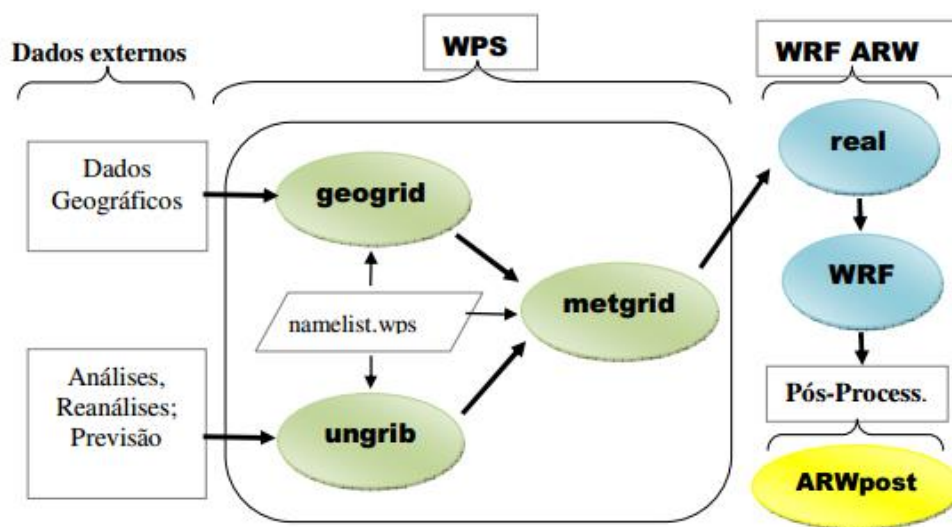
A modelagem atmosférica é um dos instrumentos mais utilizados na meteorologia e climatologia, permitindo que essas áreas evoluíssem muito com o seu advento. Ela se resume em um processo computacional de dados chamado de estado inicial para obtenção de um estado futuro da atmosfera através de equações que descrevem processos físicos e dinâmicos da mesma. Os modelos de previsão numérica do tempo obedecem a um conjunto de leis físicas e estas são expressas como equações, como a equação do movimento, primeira lei da termodinâmica e da continuidade. Com a informação do estado inicial da atmosfera, é possível conhecer a sua condição posterior através da integração numérica das equações acima. Os modelos numéricos globais representam satisfatoriamente os processos que ocorrem em escala sinótica, porém não representam os processos de pequena escala como convecção local. Para solução, os modelos numéricos globais são muitas vezes complementados por modelos numéricos regionais ou de área limitada que além de sua relativa economia computacional em relação aos modelos globais, permitem utilizar uma física mais detalhada descrevendo melhor os processos de natureza local como cobertura da superfície terrestre, relevo, efeitos de brisa e microfísica de nuvens. No entanto, a maior desvantagem no emprego dos modelos regionais está relacionada com as condições de fronteiras das quais um modelo de área limitada não pode escapar. Para um bom desempenho dos modelos de previsão, tanto os globais quanto os regionais, é importante que as condições iniciais representem de forma adequada o comportamento da atmosfera em um determinado momento. A representação da convecção profunda, típica da região tropical, é irremediavelmente comprometida quando os campos iniciais de umidade são incluídos de forma deficiente nos modelos de previsão de tempo, por exemplo. Nesse capítulo serão abordados conceitos iniciais de modelagem atmosférica utilizando como referência o modelo regional *WeatherResearchandForecasting* – WRF.

5.2 Modelo WRF

O modelo WRF nasceu através da parceria de algumas instituições como *National Center for Atmospheric Research* (NCAR), *National Center for Environmental Prediction* (NCEP), *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA), *Forecast Systems Laboratory* (FSL), *Air Force Weather Agency* (AFWA), *Naval Research Laboratory*, *Oklahoma University* e *Federal Aviation Administration* (FAA). Trata-se de um modelo de previsão numérica do tempo não hidrostático, ou seja, capaz de descrever processos físicos nos quais a velocidade vertical é intensa como tempestades severas, além de ser um modelo flexível e público oferecendo opções de parametrizações e assimilação de dados de forma tridimensional. Pode ser executado tanto em supercomputadores quanto laptops. O WRF é composto basicamente por dois núcleos dinâmicos sendo eles: *Advanced Research WRF* (ARW) o qual é mantido pelo NCAR e o *Nonhydrostatic Mesoscale Model* (NMM) mantido pela NOAA. Uma simulação realizada pelo WRF passa por três etapas de processamento descritas a seguir e ilustradas na Figura 5.1.

- **Pré-processamento:** o WRF é constituído pelo WRF Preprocessing System (WPS) o qual possui três programas que preparam o input para o modelo. A primeira etapa é o *geogrid* que define o domínio do modelo e interpola os dados terrestres para as grades. A segunda etapa é o *ungrib* onde são extraídos os campos meteorológicos do formato *General Regularly-distributed Information in Binary* (GRIB) necessários para iniciar o modelo. A terceira etapa é o *metgrid* o qual realiza interpolações horizontais dos campos extraídos pelo *ungrib* para a malha do modelo definida pelo *geogrid*.
- **Processamento:** constitui a execução de dois programas, o REAL onde são interpolados verticalmente os campos do modelo e o WRF que é a própria simulação através da integração das leis físicas.
- **Pós-processamento:** constitui a etapa final do modelo o qual prepara as saídas do modelo para serem visualizados em alguma ferramenta gráfica.

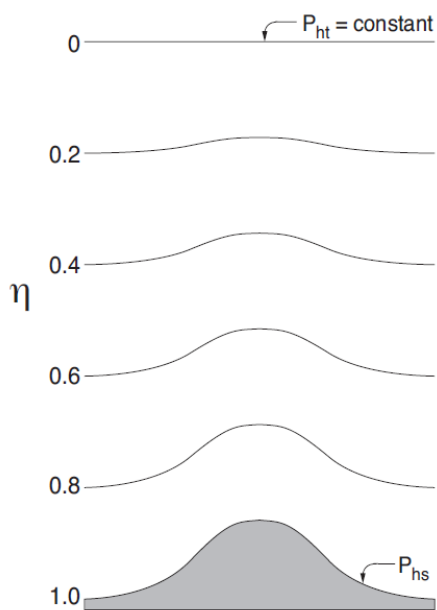
Figura 5.1 – Etapas de execução do modelo WRF.



Fonte: ICEA (2011).

O modelo WRF utiliza o sistema de coordenadas verticais η o qual é representado pela Figura 5.2.

Figura 5.2 – Representação do sistema de coordenada vertical η



Fonte: Skamarocket al. (2008).

A coordenada vertical η é obtida pela equação 5.1.

$$\eta = \frac{(p_h - p_{ht})}{\mu} \quad (5.1)$$

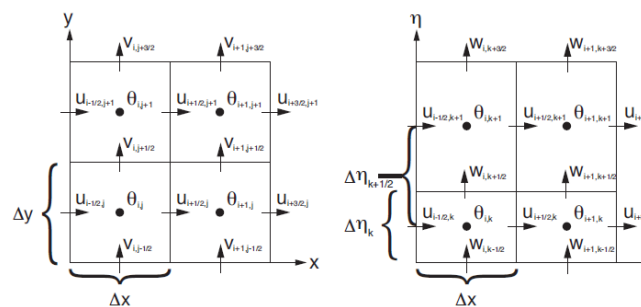
onde

$$\mu = p_{hs} - p_{ht}$$

onde p_h é a componente hidrostática da pressão, p_{hs} e p_{ht} se referem aos valores de pressão na superfície e topo do modelo. Isso permite a superfície η siga a topografia do terreno e se torna mais suave próxima da superfície isobárica na atmosfera superior. Os valores das superfícies vão de 1, na superfície, e 0 na atmosfera superior como mostra a Figura 5.2. Esse modelo foi proposto por Laprise (1992) e tem sido adotado por vários modelos atmosféricos.

Os dados de entrada no modelo WRF são dispostos na vertical e horizontal utilizando a grade do tipo C (ARAKAWA e LAMB, 1977). Nesse tipo de grade, as variáveis termodinâmicas são dispostas no centro da grade e as variáveis dinâmicas (u, v e w) de acordo com a Figura 5.3.

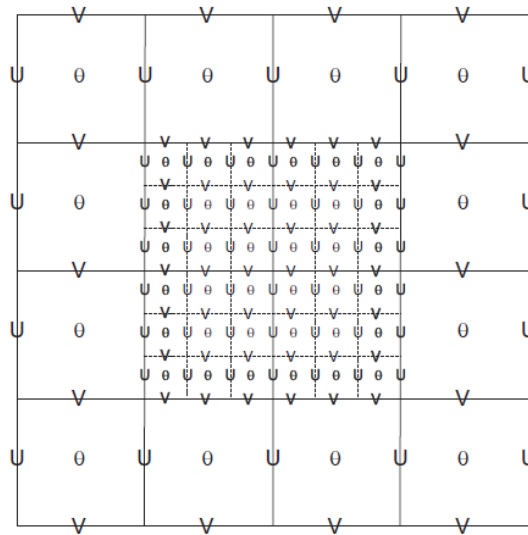
Figura 5.3 – Grade alternada do tipo C horizontal (à esquerda) e vertical (à direita).



Fonte: Skamarocket al. (2008).

Através dos dados discretizados pela grade do tipo C, o WRF permite um aninhamento de sucessivas grades como ilustrado na Figura 5.4. Primeiro é definida uma grade com uma determinada resolução espacial e em seguida um acoplamento com uma grade de maior resolução. Isso permite que fenômenos com escala menores possam ser simulados através de uma grade com alta resolução não sendo necessário que toda a grade inicial, de menor resolução, seja rodada pelo modelo além de permitir que as grades troquem informações entre si.

Figura 5.4 – Grade aninhadas do tipo C



Fonte: Skamarocket al. (2008).

Os processos físicos que ocorrem em menor escala podem ser incorporados através de esquemas de parametrizações em módulos separados sendo eles: microfísica de nuvens; processos convectivos; trocas e transportes turbulentos na camada limite planetária; processos de radiação e interação solo-superfície.

5.2.1 Conjunto de Parametrizações Físicas

Alguns processos físicos que ocorrem na atmosfera apresentam escala tão reduzida que não podem ser representados pelas leis físicas da termodinâmica. Para tanto, são incorporadas no modelo esquemas de equações denominadas parametrizações, as quais possam representar de forma mais adequada alguns fenômenos.

5.2.1.1 Microfísica

A parametrização de microfísica envolve todos os processos que envolvem a água na atmosfera, seja na fase sólida ou gasosa e não recomendado para grades superiores a 10km de resolução horizontal de acordo com Skamarock (2008). Segundo discutido por Farias (2010) existem três camadas na atmosfera divididas de acordo com a composição de água: abaixo do nível de 0°C (água no estado líquido), entre 0° a -40°C (cristais de gelo e água super-resfriada) e abaixo de -40°C (cristais de gelo e neve). Nesse trabalho foi utilizada a parametrização *WRF Single-Moment 3-class* definida por *default* a qual representa um processo simples com gelo e neve para grades utilizadas em mesoescala.

5.2.1.2 Radiação

Todo o aquecimento da atmosfera ocorre devido a diferentes processos físicos, o qual a radiação está intimamente interligada. Parte da radiação emitida pelo Sol é absorvida e outra refletida de volta ao espaço. Essa parcela de radiação absorvida é responsável pelo aquecimento da atmosfera através de radiação de onda longa. Todo processo a qual a radiação, solar ou terrestre, interage com o sistema terra-atmosfera, só é possível através de mecanismos como a absorção, reflexão e transmissão, os quais são descritos em modelos de mesoescala através de esquemas de parametrizações. Nesse

trabalho utilizou-se o esquema de onda longa RRTM (RapidRadiativeTransferMethod). De acordo com Zepka (2011) esse método considera além de processos radiativos que envolvem vapor d'água, ozônio e dióxido de carbono, a profundidade ótica das nuvens. Já no esquema de parametrização de onda curta foi utilizada a parametrização de Dudhia a qual leva em consideração os efeitos de espalhamento e absorção da radiação pelo vapor d'água.

5.2.1.3 Superfície terrestre

As trocas de energia entre a superfície terrestre e camadas do solo são de extrema importância para os processos que envolvem microescala. Toda a troca de calor da superfície devido a temperatura da mesma, bem como a umidade do solo, afeta diretamente essa troca de energia alterando os fluxos na camada limite planetária. Nesse trabalho foi utilizada a parametrização *Noah Land SurfaceModel* descrita por Chen e Dudhia (2001) a qual considera quatro camadas de solo além de categorias vegetais com características importantes como sistema radicular das plantas, drenagem e evapotranspiração.

5.2.1.4 Convecção

Os processos que envolvem convecção em subgrade são resolvidos nas parametrizações cumulus através de variáveis de velocidade vertical e horizontal, razão de mistura e temperatura potencial. De acordo com Farias (2010) as parametrizações Cumulus disponíveis são em sua maioria do tipo fluxo de massa, a diferença entre elas está nos parâmetros usados para descrever os movimentos ascendentes e descendentes, como também nos processos de entranhamento e desentranhamento, e eficiência com que simula a precipitação. Nesse trabalho foi utilizada a parametrização de Kain-Fritsch. Outras parametrizações disponíveis no modelo WRF podem ser encontradas em Skamarocket al., (2008).

6 - DADOS E METODOLOGIA

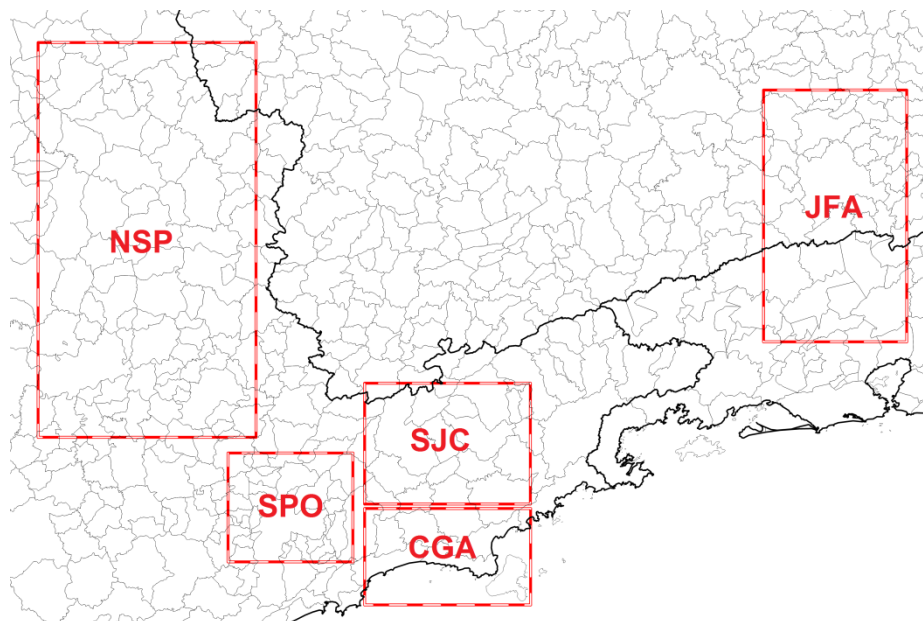
6.1 Introdução

Serão abordadas nesse capítulo todas as etapas referentes a preparação dos dados de refletividade do radar meteorológico de São Roque, simulações realizadas com o modelo WRF e elaboração dos índices de estabilidade atmosférica bem como a seleção das datas analisadas de acordo com a ocorrência de descargas atmosféricas nas áreas de estudo.

6.2 Áreas de Estudo

Nesse trabalho foram analisadas condições de tempo severo associados a ocorrência de descargas atmosféricas em diferentes áreas na região Sudeste do Brasil conforme a Figura 6.1. A região Sudeste do Brasil é cortada pelo trópico de Capricórnio, o que a situa entre duas zonas climáticas, tropical e subtropical com distinta distribuição da precipitação tanto no espaço como no tempo. Além disso, sofre influência da continentalidade e maritimidade ao longo do ano. Deve-se destacar que a precipitação é o fator mais característico dessa região sendo modulada por variações intrasazonal, inter e intra-anual devido a grande variedade de sistemas atmosféricas que atuam na região tais como sistemas frontais, zonas de convergência, convecção local e orográfica, linhas de instabilidade e sistemas convectivos de mesoescala.

Figura 6.1 – Localização das áreas de estudo, onde NSP, SPO, SJC, CGA e JFA correspondem respectivamente às regiões Nordeste de São Paulo, Região Metropolitana de São Paulo, São José dos Campos, Caraguatatuba e Juiz de Fora.



As dimensões em termos de coordenadas geográficas de cada área são mostradas na Tabela 6.1.

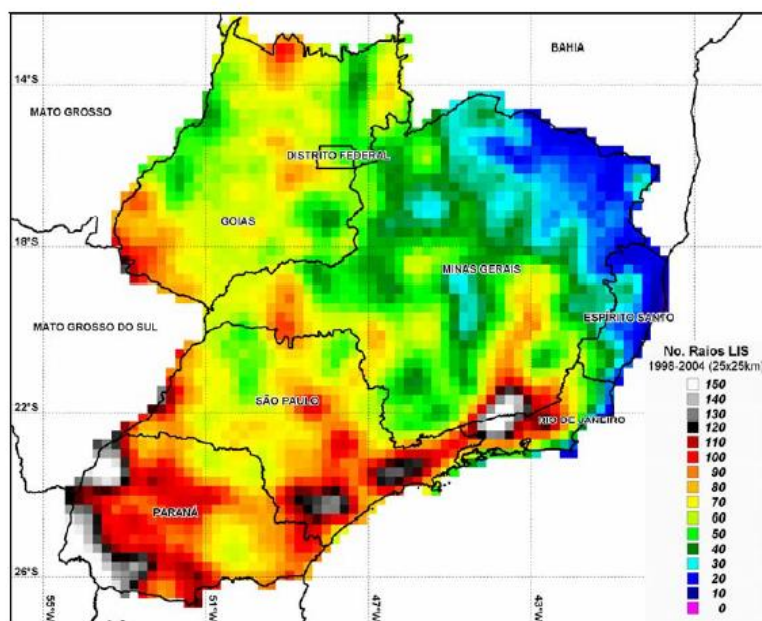
Tabela 6.1 – Definição das áreas de estudo em coordenadas geográficas.

Região	Latitude	Longitude
NSP Nordeste de São Paulo	-23,09° a -21,00°	-48,03° a -46,78°
SPO Região Metropolitana de São Paulo	-23,75° a -23,18°	-46,94° a -46,22°
SJC São José dos Campos	-23,45° a -22,81°	-46,15° a -45,20°
CGA Caraguatatuba	-23,98° a -23,47°	-46,15° a -45,20°
JFA Juiz de Fora	-22,59° a -21,26°	-43,87° a -43,05°

Para a área NSP não foi possível obter os dados de refletividade e para a área JFA os dados de refletividade não apresentaram homogeneidade, portanto a confiabilidade associada é menor e foram excluídas do trabalho.

As regiões apresentadas na Tabela 6.1 foram definidas por apresentarem alta densidade de descargas atmosféricas de acordo com dados obtidos pelo Lightning Imaging Sensor (LIS), um sensor a bordo do satélite Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) (NACCARATO, 2006).

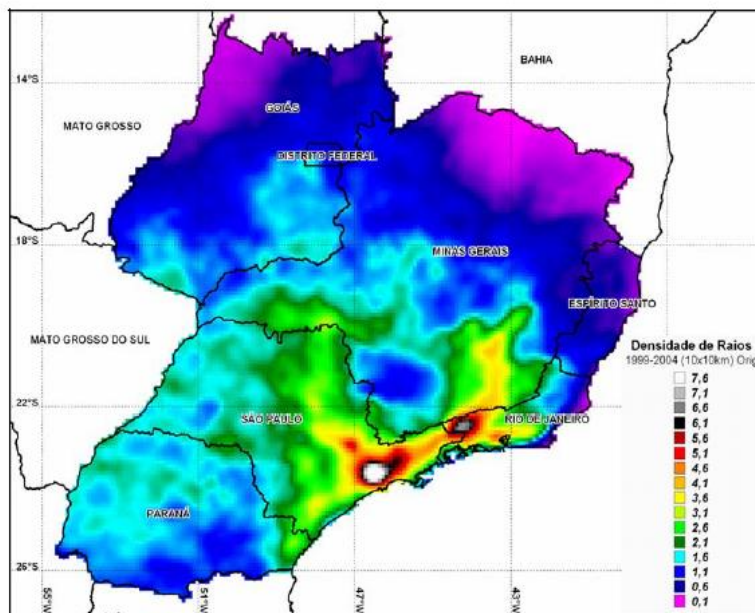
Figura 6.2 – Distribuição do número total de relâmpagos na região Sudeste do Brasil obtida a partir de 7 anos de dados (19989 – 2004) do LightningImaging Sensor (LIS) a bordo do satélite (TRMM). A resolução de 25 x 25 km é suficiente para identificar os principais aspectos da distribuição geográfica dos eventos.



Fonte: Naccarato (2006).

A mesma distribuição espacial mostrada na Figura 6.2 pode também ser observada na Figura 6.3, porém com uma melhor resolução espacial.

Figura 6.3 – Mapa da densidade de raios (eventos.km⁻².ano⁻¹) com resolução de 10 x 10 km para uma base de dados contínua de 6 anos (1999 – 2004) indicando as áreas com maior ocorrência de raios.



Fonte: Naccarato (2006).

Através das duas imagens mostradas, mesmo com resoluções distintas, é possível identificar que a região Metropolitana de São Paulo e Vale do Paraíba apresentam alta densidade de descargas atmosféricas. Apesar da região que compreende o litoral norte do Estado de São Paulo não apresentar alta densidade em comparação às outras áreas, ela foi incluída para se verificar a contribuição da proximidade do oceano na evolução de tempestades que apresentam descargas atmosféricas.

6.3 Dados BrasilDAT

Os dados de descargas atmosféricas foram fornecidos pelo Grupo de Eletricidade Atmosférica – ELAT medidos através da rede BrasilDAT, operada desde dezembro de 2010. Trata-se de uma rede nova em operação capaz de registrar simultaneamente descargas IN e NS, pois utiliza o sistema ENTLS (EarthNetworks

Total Lightning System) já discutido anteriormente. A configuração dos sensores da rede BrasilDAT em superfície é mostrada na Figura 6.4.

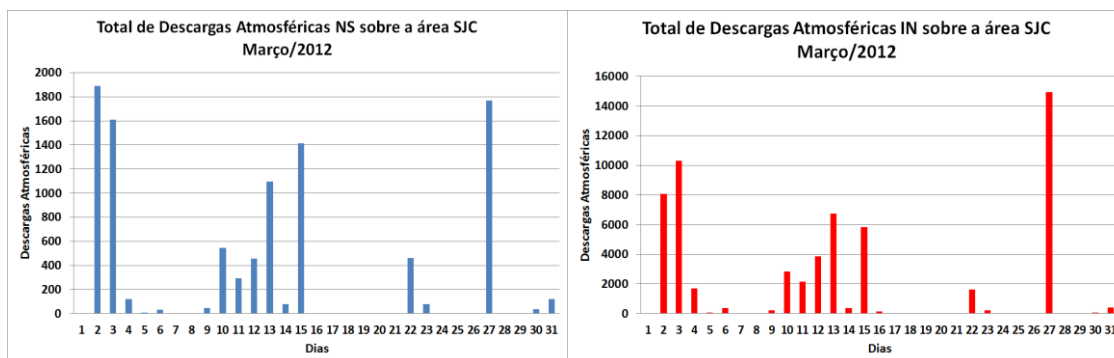
Figura 6.4 – Configuração dos sensores em superfície da rede BrasilDAT.



Fonte: Naccarato et al. (2012).

Os pontos na cor verde correspondem aos sensores já instalados e em operação e os pontos vermelhos aos sensores que serão instalados, contribuindo para a expansão da rede BrasilDAT. Nesse trabalho foram utilizados dados de descargas atmosféricas provenientes da rede BrasilDAT entre o período de 01/04/2011 a 31/03/2012 com os dias em que apresentaram descargas atmosféricas significativas como apresentado na Figura 6.5.

Figura 6.5 – Total de descargas atmosféricas NS (a) e IN (b) registradas na área SJC referente ao mês de março de 2012



(a)

(b)

Apesar dos dias 02, 03 e 27 terem apresentado muitas descargas atmosféricas, NS e IN, eles não foram inseridos nas análises posteriores, uma vez que considerou-se que a tempestade necessariamente tenha originado e se dissipado dentro da área selecionada, evitando que dados espúrios contaminassem a análise. Para tanto, foi necessário avaliar a distribuição espacial da tempestade dentro de cada área de estudo como mostrado nas Figuras 6.6 e 6.7 através do software NetRaios2. Esse software foi elaborado pelo ELAT/INPE para visualização em tempo real das descargas atmosféricas registradas por diferentes redes de detecção em superfície além de permitir ao usuário uma busca histórica das ocorrências de descargas atmosféricas sobre as áreas contempladas com as redes de detecção.

Figura 6.6 – Distribuição espacial das descargas atmosféricas NS na área SJC. Os pontos verdes representam ocorrências entre o intervalo 14:59:59 UTC até 18:59:59 UTC.

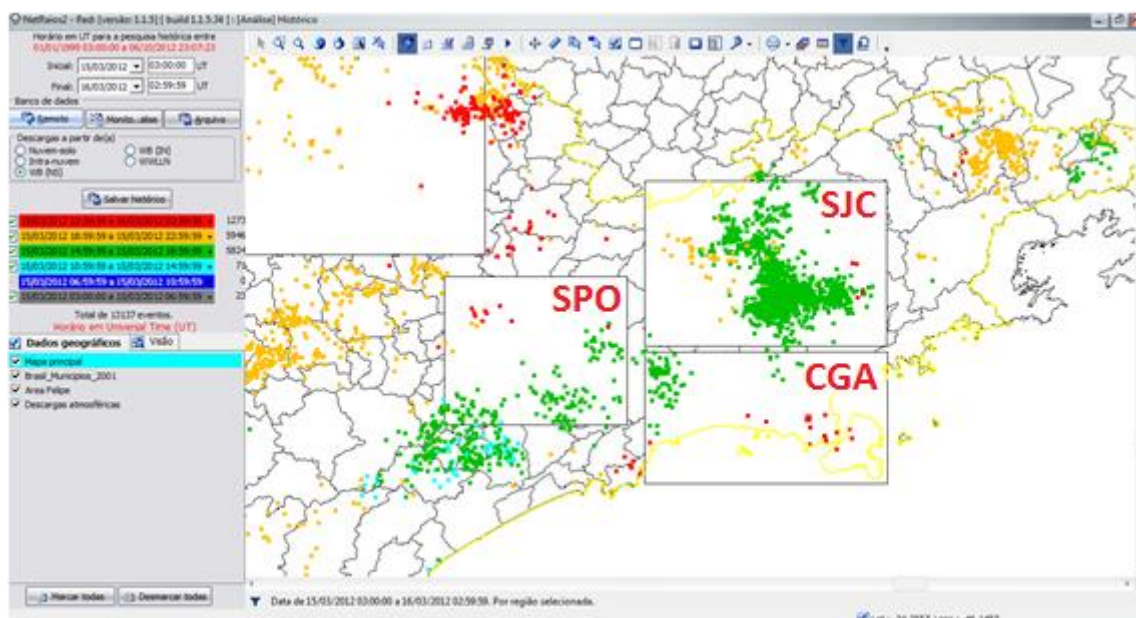
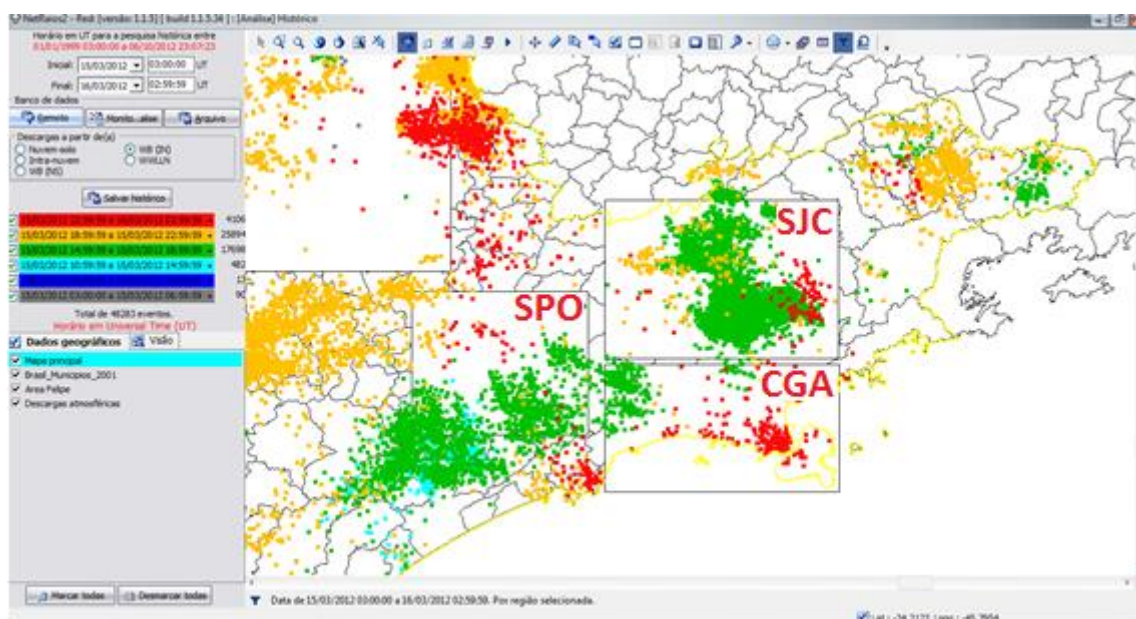


Figura 6.7 – Distribuição espacial das descargas atmosféricas IN na área SJC. Os pontos verdes representam ocorrências entre o intervalo 14:59:59 UTC até 18:59:59 UTC.



Logo, com base nas Figuras 6.6 e 6.7, a data escolhida no mês de fevereiro de 2012 foi o dia 15, pois apresentou descargas atmosféricas no interior da área de estudo mesmo não apresentando um total de descargas atmosféricas tão elevado como os dias 02, 03 e 27 discutido anteriormente.

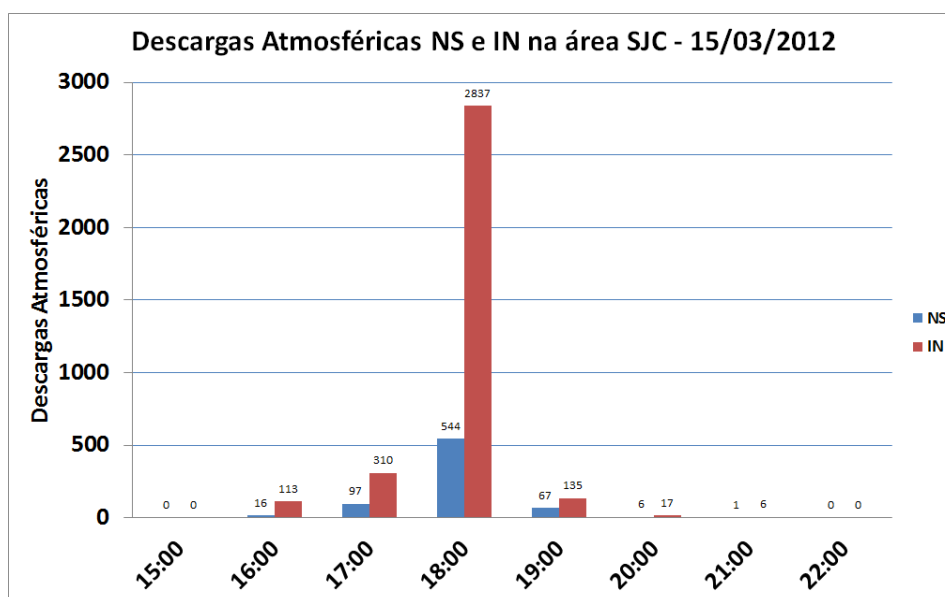
Outro fator limitante na escolha das datas a serem analisadas foi a disponibilidade das demais ferramentas como dados do radar de São Roque e saídas do modelo WRF. Tomando-se como base todos esses critérios, foram definidas as seguintes datas.

Tabela 6.2 – Relação das datas estudadas

Caso	Área SJC	Caso	Área CGA	Caso	Área SPO
01	19/04/2011	08	30/11/2011	15	29/11/2011
02	28/11/2011	09	18/12/2011	16	06/12/2011
03	29/11/2011	10	21/01/2012	17	22/12/2011
04	07/12/2011	11	24/01/2012	18	23/12/2011
05	18/12/2011	12	25/01/2012	19	21/01/2012
06	22/01/2012	13	26/01/2012	20	25/02/2012
07	15/03/2012	14	22/03/2012	21	27/02/2012

Para cada data analisada (Tabela 6.2), foram elaborados gráficos temporais de acordo com a ocorrência de descargas atmosféricas. Tomou-se como base para o início da atividade elétrica dentro de cada área, o primeiro registro de descarga atmosférica. Sendo em grande maioria IN precedendo as NS, como mostra a Figura 6.8. Destaca-se que a atividade IN representa um indicativo para tempestades severas e que podem ocorrer de 5 a 30 minutos antes da atividade NS como mostrado em Heckman e C. Liu (2010) e Dardenet al., (2010).

Figura 6.8 – Distribuição temporal das descargas atmosféricas NS e IN na área SJC do dia 15 de março de 2012.



Para todas as datas, foi estabelecido um critério para selecionar o horário das descargas, ou seja, as descargas atmosféricas mostradas no horário das 16UT da Figura 6.8, por exemplo, compreendem o intervalo de 15:45 até 16:15UT e não propriamente um total horário de descargas. Ou seja, todas as descargas que ocorreram num período de meia hora tendo como horário central 16UT. Esse método foi empregado para que as ocorrências registradas num espaço de 30 minutos tivessem como horário central uma hora cheia, a fim de comparar com os dados de radar e modelo meteorológico disponibilizados a cada hora.

6.4 Cartas Sinóticas e imagens de Satélite Meteorológico

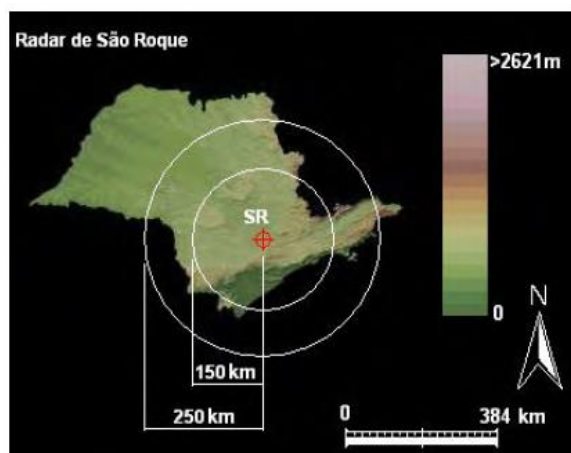
Para cada dia de estudo disposto na Tabela 6.1, foi analisada a situação atmosférica utilizando-se cartas sinóticas de superfície e de altitude elaboradas pelo Grupo de Previsão do Tempo (GPT) do Centro de Previsão do Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC) do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE). As cartas são disponibilizadas diariamente na página <http://tempo.cptec.inpe.br/> e para essa análise

foram considerados os horários mais próximos do início de cada evento. Em grande parte, foram utilizadas cartas das 18UT tanto altitude como superfície. Além da descrição sinótica foram selecionadas imagens realçadas do satélite GOES 12 também disponibilizadas no CPTEC em http://satelite.cptec.inpe.br/acervo/goes_anteriores.jsp destacando a célula convectiva para cada evento e tomando como base o horário da maior atividade elétrica do evento de acordo com os gráficos de descargas atmosféricas.

6.5 Dados Refletividade

Os dados de refletividade utilizados nesse trabalho são provenientes do radar meteorológico de São Roque localizado nas coordenadas 23° 36' 07'' de latitude sul e 47° 05' 39'' de longitude oeste e situado a 1147m de altitude (Figura 6.9). Esse radar é operado pelo Departamento de Controle do Espaço Aéreo (DECEA) sendo do tipo Doppler, banda S, capaz de quantificar, além da precipitação, a sua velocidade radial (Queiroz, 2009). Ainda de acordo com Queiroz (2009), esse radar meteorológico coleta informações a cada 15 minutos e possui um comprimento de onda de 0,109m e uma largura de pulso de 1,99 graus. Atualmente o radar de São Roque disponibiliza imagens com resolução temporal de 10min.

Figura 6.9 – Localização do radar de São Roque com raios de alcance de 150 e 250 km.



Fonte: Queiroz (2009).

Os dados do radar de São Roque são repassados à Divisão de Satélites Ambientais (DSA) do INPE localizado em Cachoeira Paulista/SP no formato HDF5. O DSA se encarrega em processar e gerar esses dados em formato ASCII onde cada matriz (500x500) representa um nível de CAPPI, 2 a 16 km de altitude. Os dados gerados pela DSA são lidos posteriormente através de um programa IDL, o mesmo utilizado para obter os CAPPI's de 3, 6 e 8km de altitude.

Através da Figura 6.10 observa-se o comportamento temporal da máxima refletividade, dada em dBZ, encontrada em CAPPIS's com diferentes níveis. O CAPPI de 3km representa, essencialmente precipitação na fase líquida e o de 6km água tanto na forma líquida como sólida. Acima de 8km, é encontrado essencialmente gelo, principalmente *graupel*. Neste trabalho optou-se por trabalhar exclusivamente com o nível de 6km. O radar de São Roque encontra-se a uma altitude superior em relação às áreas SPO, SJC e CGA como mostrado na Figura 6.11 a qual representa um corte vertical da topografia no estado de São Paulo entre a localidade do radar de São Roque até o litoral paulista, em Caraguatatuba.

Figura 6.10 – Distribuição temporal das descargas atmosféricas NS e IN e refletividade nos níveis de 3, 6 e 8km de altitude gerados a partir dos CAPPI's do radar de São Roque.

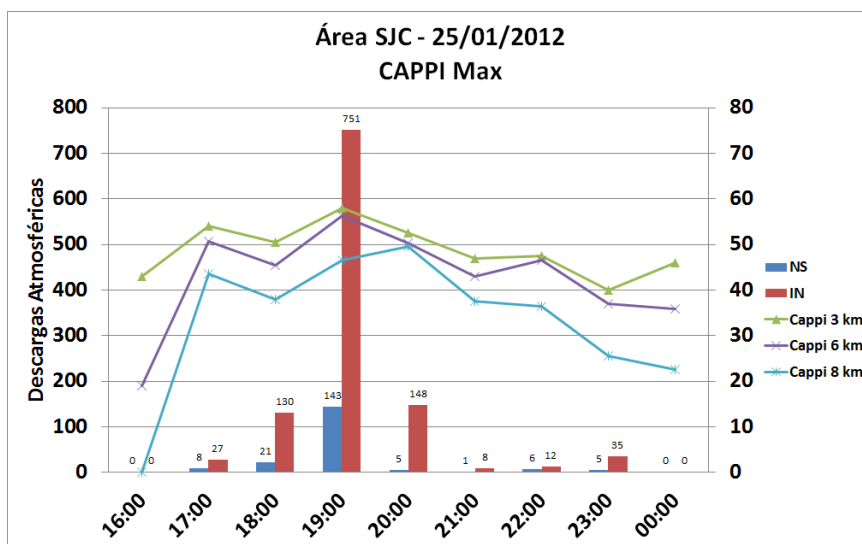
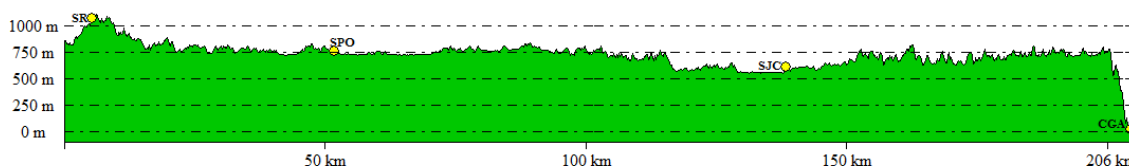


Figura 6.11 – Corte vertical da topografia do estado de São Paulo.



Ainda com relação a Figura 6.11, pode-se observar que um CAPPI de 6km não mostrará de fato a refletividade a 6km de altura na áreas analisadas. Para o caso da área CGA, CAPPI de 6km irá mostrar um corte um pouco mais acima do esperado, uma vez que a base na nuvem estará a uma altitude inferior, isso sem mencionar que a distância da área CGA em relação ao radar pode apresentar baixa confiabilidade devido aos efeitos de atenuação e curvatura do feixe.

Como a antena do radar de São Roque possui um alimentador *centre feed*, isto é, um alimentador no centro de uma antena parabólica, é possível que lóbulos laterais afetem o espalhamento da energia agravando a detecção de ecos de terreno os quais

forneem uma estimativa errônea da precipitação. De acordo com Saraiva et al (2000), a visualização do campo de precipitação é decorrente devido aos valores de refletividade considerando-se apenas a altura média do lóbulo principal, porém o que for detectado pelos lóbulos laterais também será processado como se fosse um sinal observado pelo lóbulo principal resultando em uma informação errônea do campo de precipitação. Na tentativa de minimizar os erros na estimativa da precipitação devido aos lóbulos laterais, foi aplicado um filtro nos dados de refletividade do radar de São Roque como proposto por Antonio (1994), o qual propôs que quaisquer valores de refletividade inferiores a 15 dBZ podem ser descartados devidos aos efeitos dos lóbulos laterais.

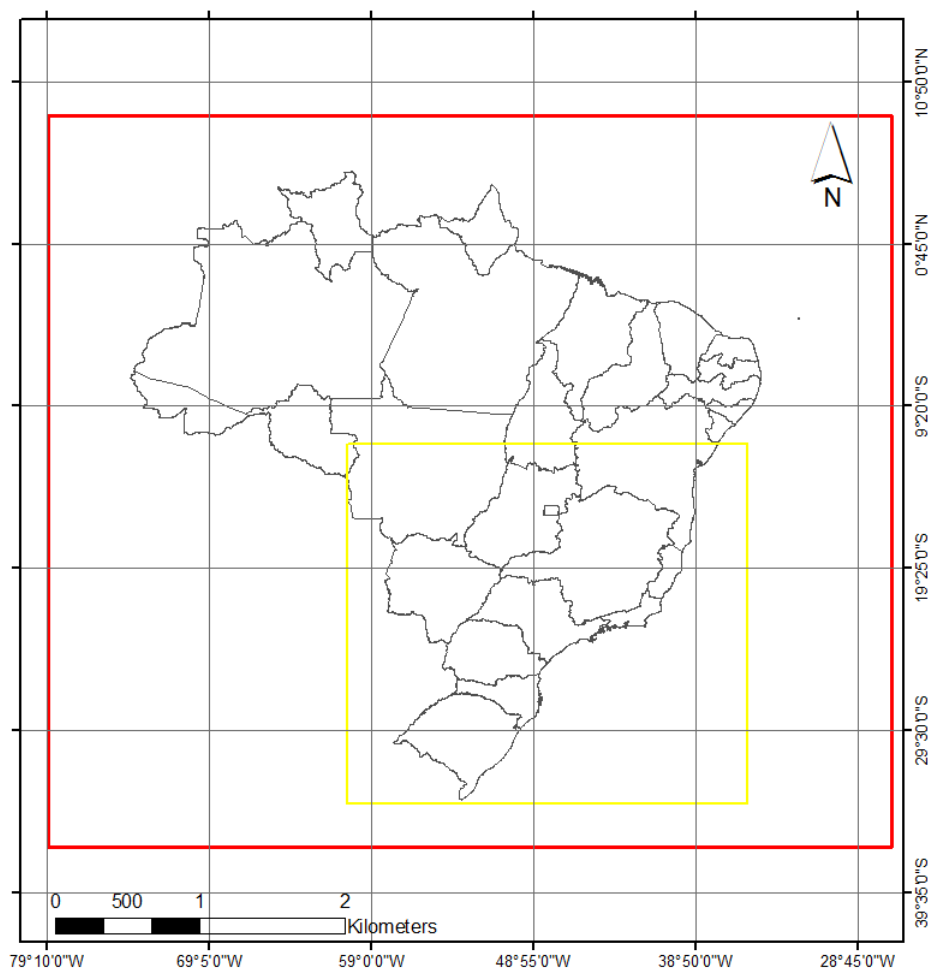
6.6 Índices de Estabilidade

Os índices de estabilidade atmosférica foram calculados através de saídas do modelo regional WRF alimentado pelo modelo atmosférico Global Forecast System (GFS) desenvolvido no final da década de 70 (SELA, 1980). Os dados do GFS são disponibilizados pela *NOAA NationalOperationalModelArchive&Distribution System* (NOAA/NOMADS) nos horários 00, 06, 12 e 18 UTC com resolução horizontal de 1,0 x 1,0 grau e 0,5 x 0,5 grau, respectivamente denominados de GRIB1 e GRIB2 e com 64 níveis na vertical. No presente trabalho foram utilizados apenas dados do GRIB2. O NOAA/NOMADS disponibilizantanto as análises a cada seis horas, quanto *forecast* a cada três horas. Como o objetivo desse trabalho é avaliar uma metodologia operacional, os dados de entrada utilizados foram a análise das 00UTC e *forecast* das 03, 06, 09, 12, 15, 18, 21 e 24 UTC completando o ciclo de 24 horas de simulação com saídas horárias para cada dia selecionado de acordo com a Tabela 6.1.

Para as simulações, foi utilizada a versão 3.3.1 do modelo WRF com o núcleo dinâmico ARW por ser mais completo, pois permite a troca de informações entre as grades configuradas no pré-processamento do modelo. As simulações foram realizadas com duas grades aninhadas, principal e secundária, cada qual com 30 e 10 km de resolução horizontal, respectivamente. A Figura 6.12 mostra os domínios utilizados nas

simulações com o WRF onde o quadrado vermelho se refere ao domínio principal e o amarelo ao secundário.

Figura 6.12 – Domínios utilizados no modelo WRF para as simulações



Apesar do modelo utilizado apresentar duas grades aninhadas, apenas a grade secundária foi pós-processada. Dentre as variáveis de saída destacam-se a temperatura potencial, temperatura do ar, temperatura do ponto de orvalho, vento zonal, vento meridional, pressão atmosférica entre outras calculadas em 19 níveis da atmosfera. A maioria dos índices de estabilidade são calculados através de diferenças de temperatura e umidade em diferentes níveis da atmosfera, logo foram elaborados scripts para o cálculo dos índices listados no capítulo 02 os quais são utilizados rotineiramente em

centros operacionais de meteorologia de acordo com Dias (2008) e Silva Dias (2000). Os arquivos binários elaborados pelo WRF foram processados pelo software Grid Analysis and Display System (GRADS).

7 RESULTADOS – AVALIAÇÃO TEMPORAL DOS ESTUDOS DE CASOS

7.1 Introdução

Dos estudos de casos dispostos na Tabela 6.2 serão apresentados somente seis casos considerados os mais representativos. Para cada caso (Tabela 7.1) apresenta-se nesse capítulo uma breve análise sinótica utilizando cartas sinóticas de superfície e de altitude do CPTEC/INPE referente a 18 UT. Também são apresentadas nesse capítulo as imagens realçadas do satélite GOES 12 para cada evento da Tabela 7.1 tomando como base o horário da atividade elétrica mais intensa do evento. Os dados de refletividade do radar meteorológico de São Roque dispostos em forma de figuras também serão analisados levando em consideração o horário com maior atividade elétrica como descrito no capítulo 6 levando em consideração o mesmo critério adotado em relação às imagens de satélite.

Tabela 7.1 – Relação dos estudos de casos apresentados no capítulo 7.

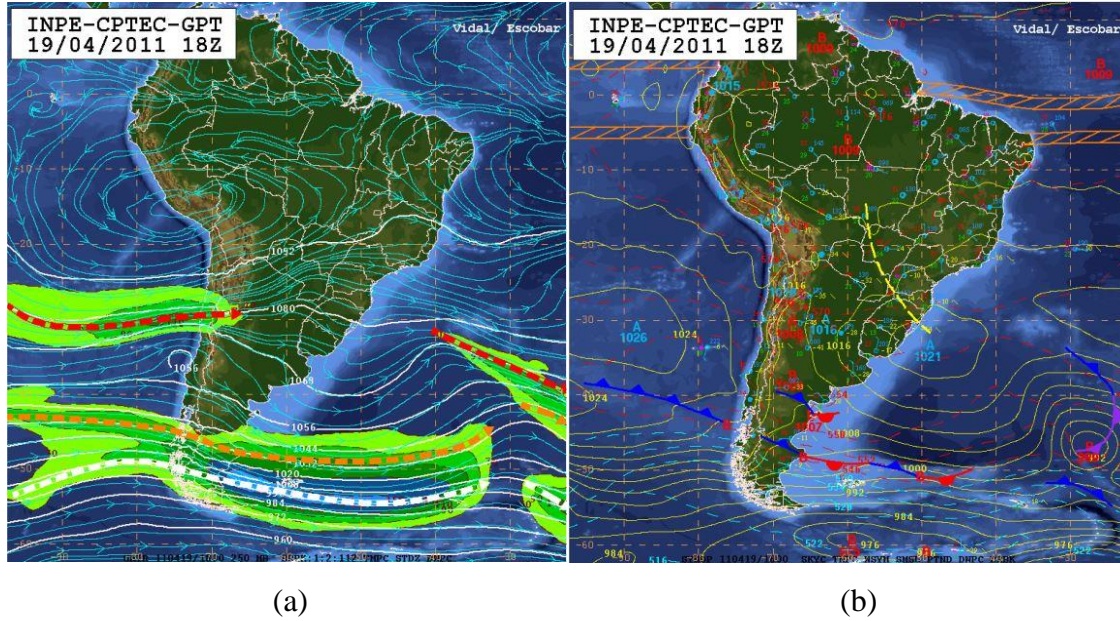
Caso	Área SJC	Caso	Área CGA	Caso	Área SPO
01	19/04/2011	03	30/11/2011	05	23/12/2011
02	18/12/2011	04	18/12/2011	06	25/02/2012

7.2 Estudo de Caso N°01 – 19/04/2011 (Área SJC)

Através das Figuras 7.1a e 7.1b é possível observar um padrão difluente na alta atmosfera na região Sudeste e a atuação da Alta Subtropical do Atlântico Sul em superfície. Essa configuração favorece a divergência de massa em altos níveis e o influxo contribuindo para a formação de nebulosidade de forma localizada, mas acentuada como pode ser observado através da imagem de satélite (Figura 7.2). Nota-se através dessa figura, que sobre o Vale do Paraíba, o topo desse núcleo convectivo

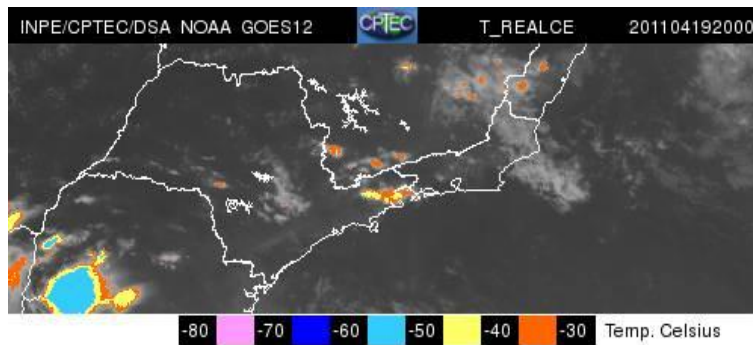
atingiu uma temperatura de -40°C as 20 UT. Esse mesmo núcleo convectivo apresentou refletividade acima de 58 dBZ as 20 UT (Figura 7.3).

Figura 7.1 – Cartas sinóticas de altitude (a) e superfície (b) do dia 19/04/2011 as 18 UT.



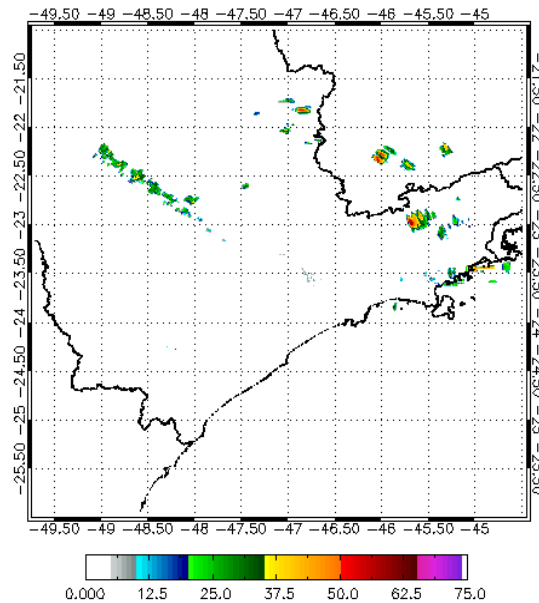
Fonte:Inpe.Cptec (2011).

Figura 7.2 – Imagem realçada do Satélite GOES 12 referente a 20 UT.



Fonte:Inpe.Cptec (2011).

Figura 7.3 – Imagem CAPPI 6 km do Radar de São Roque do dia 19/04/2011 as 20 UT.



A duração do evento foi de sete horas iniciando-se à 16 UT até 22 UT, mas com início da atividade elétrica a partir das 19 UT e com pico máximo as 20 UT, totalizando 265 descargas IN e 92 NS. Neste caso, a refletividade do radar apresentou elevação gradual a partir das 18 UT com máximo as 20 UT e diminuindo após a atividade elétrica (Figura 7.4). O índice CAPE mostrou-se em elevação entre as 16 até 18 UT, acima de 1800 J/kg além do CINE ter mostrado um decaimento no mesmo período não ultrapassando 20 J/kg (Figuras 7.5a e 7.5b). Durante a atividade elétrica o CINE apresentou elevação gradativa e o CAPE um decaimento. O índice K mostrou-se elevado nas três horas antes da atividade elétrica com valores na ordem de 34°C indicando a possibilidade de tempestades. O índice K (Figura 7.6a) apresentou declínio chegando a menos de 32°C no final da tempestade. Por outro lado, o índice Showalter apresentou condições o desenvolvimento de tempestades em todo o período analisado com valores mínimos também nas três primeiras horas do evento apresentado redução gradual com o tempo (Figura 7.6b). O índice TT mostrado na Figura 7.7a também apresentou valores altos, na ordem de 52 a 51°C antes da atividade elétrica indicando possibilidade de fortes tempestades bem como índice SWEAT (Figura 7.7b) que

apresentou valores elevados entre as 16 UT a 19 UT. Tanto os índices TT como o SWEAT apresentaram reduções no momento de maior atividade elétrica no evento.

Figura 7.4 – Descargas Atmosféricas e refletividade do radar no dia 19/04/2011.

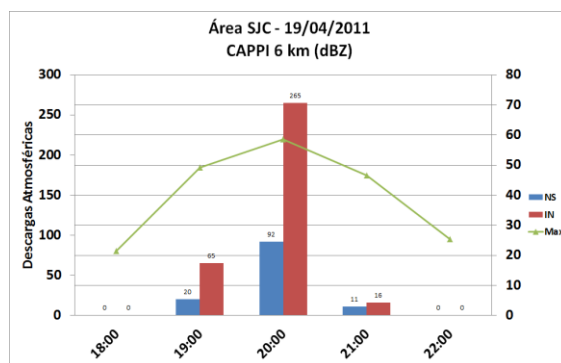


Figura 7.5 – Descargas Atmosféricas e índices CAPE (a) e CINE (b) no dia 19/04/2011.

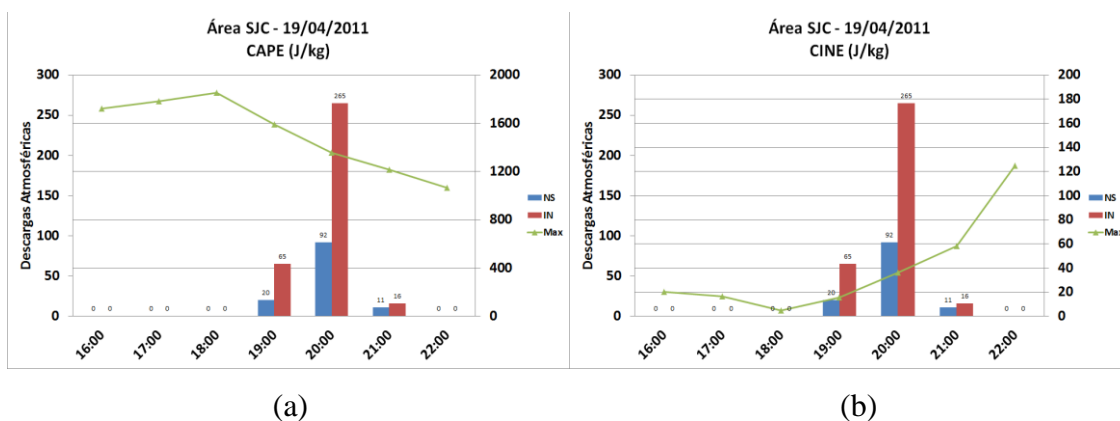


Figura 7.6 – Descargas Atmosféricas e índices K (a) e Showalter (b) no dia 19/04/2011.

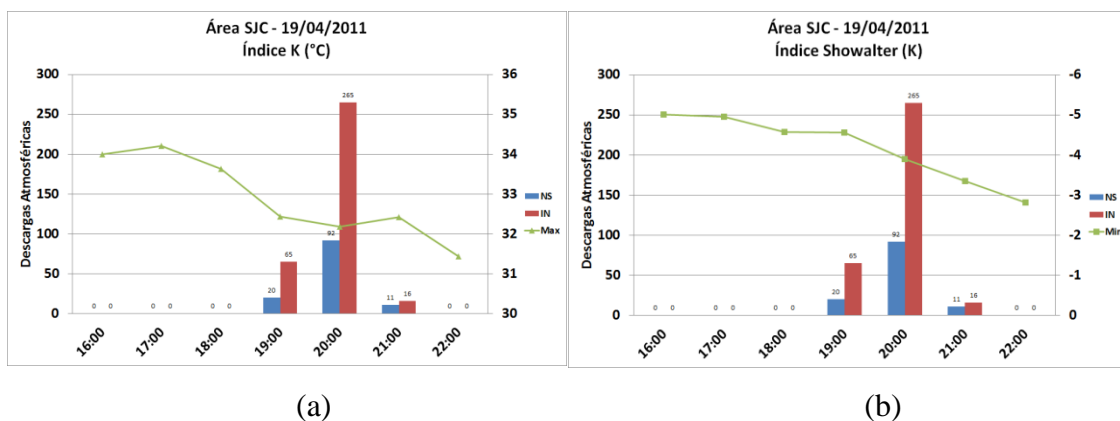
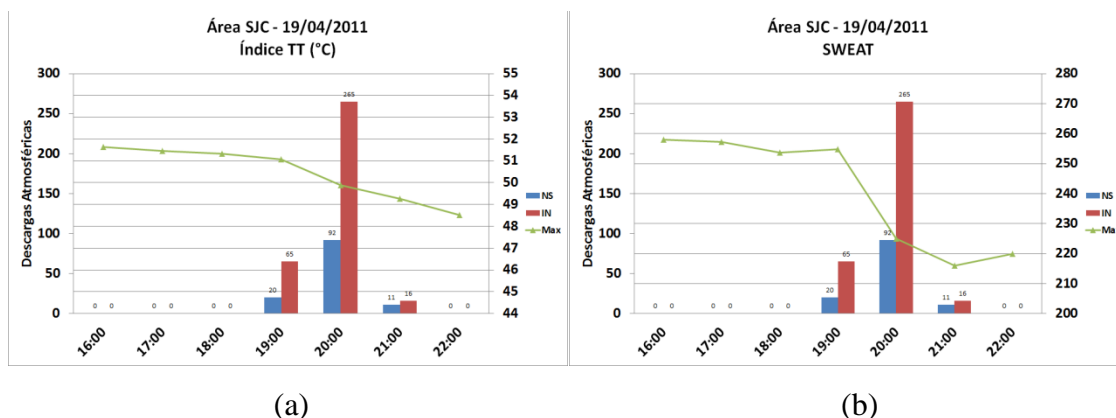


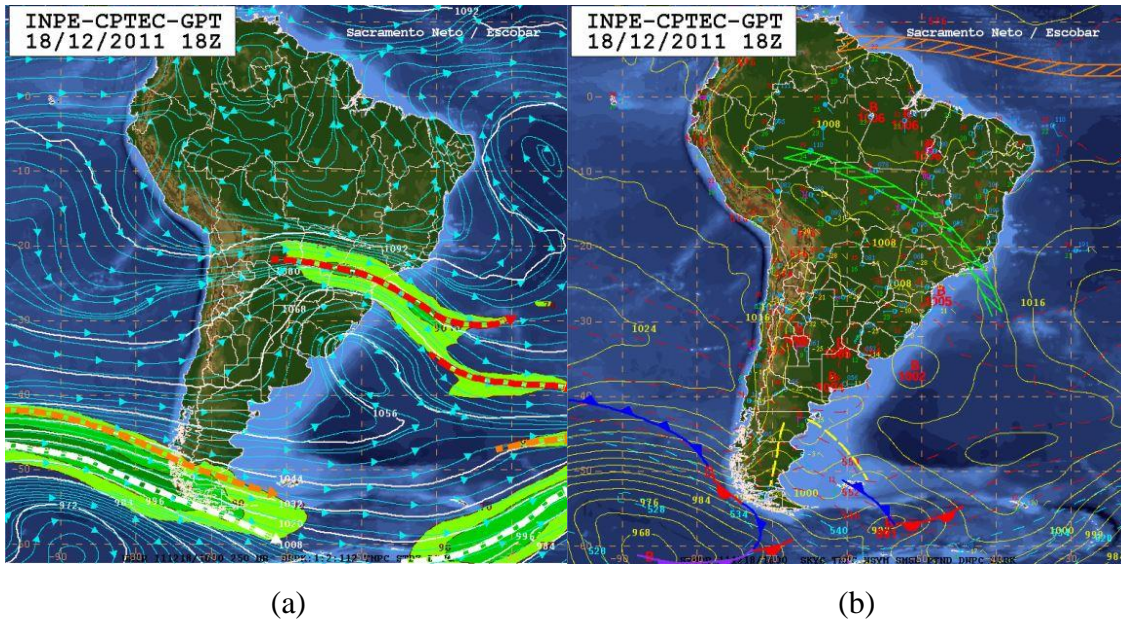
Figura 7.7 – Descargas Atmosféricas e índices TT (a) e SWEAT (b) no dia 19/04/2011.



7.3 Estudo de Caso N°02 – 18/12/2011 (Área SJC)

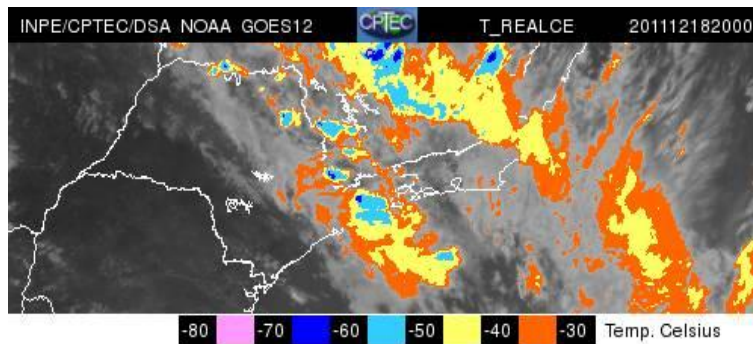
Através da Figura 7.8a observa-se a presença de um Vórtice Ciclônico de Altos Níveis (VCAN) a leste do Uruguai e sudeste do RS com características de bloqueio atmosférico devido a uma crista observada a sudeste do vórtice. Na borda desse sistema, destaca-se a corrente de jato subtropical, colaborando para o aprofundamento do sistema de baixa pressão em superfície. Já na baixa atmosfera (Figura 7.8b) observam-se ventos de noroeste/sudeste entre as regiões Centro Oeste, Sudeste e Oceano adjacente caracterizando uma Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) e áreas de instabilidade e convecção entre o MT, GO, MG e RJ. Na costa de SP é possível identificar um centro de baixa pressão contribuindo para a instabilidade atmosférica como pode ser observado na imagem de satélite (Figura 7.9) onde se destaca um núcleo de -60°C sobre o Vale do Paraíba. Já o radar meteorológico indicou uma refletividade superior a 55 dBZ (Figura 7.10) no mesmo núcleo frio observado na imagem de satélite.

Figura 7.8 – Cartas sinóticas de altitude (a) e superfície (b) do dia 18/12/2011 as 18 UT.



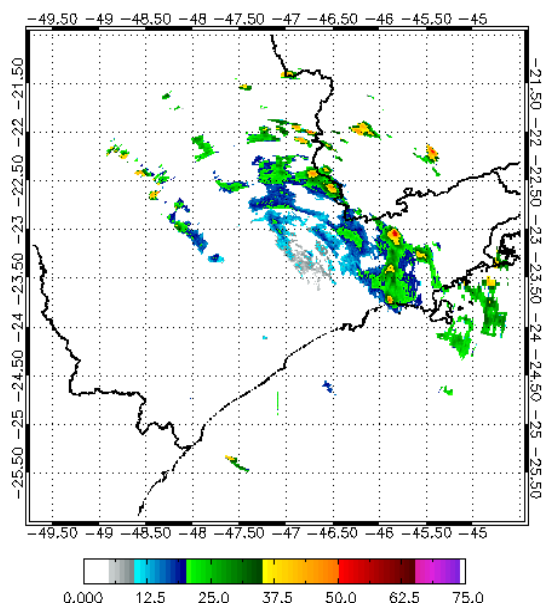
Fonte: InpeCptec (2011).

Figura 7.9 – Imagem realçada do Satélite GOES 12 referente a 20:00 UT.



Fonte: Inpe.Cptec (2011).

Figura 7.10 – Imagem CAPPI 6 km do Radar de São Roque do dia 18/12/2011 as 20 UT.



Esse evento teve uma duração de 13 horas com início as 12 UT, mas com atividade elétrica as 15 UT com registro de descargas IN. A refletividade apresentou elevação gradativa a partir das 14 UT com pico máximo as 20 UT coincidindo com a máxima atividade elétrica onde 1000 descargas IN foram registradas (Figura 7.11). O CAPE apresentou elevação gradativa a partir das 12 UT chegando ao máximo as 19 UT com aproximadamente 1800 J/kg sendo uma hora antes da máxima atividade elétrica (Figura 7.12a). Já o CINE apresentou comportamento bastante variável ao longo do evento como o aumento em seu valor numérico antes da atividade elétrica inicial e um considerável recuo antes da atividade máxima. Entretanto, voltanovamente a se elevar a partir das 20 UT (Figura 7.12b). O índice K (Figura 7.13a) apresentou elevação antes do início da atividade elétrica com pico máximo as 16 UT indicando probabilidade de tempestades nas horas seguintes. O mesmo ocorreu com o índice TT (Figura 7.14a) que se manteve em elevação nas três primeiras horas do evento e permanecendo em condição de instabilidade até o final do evento com pequena redução após o início da atividade elétrica. O índice Showalter mostrou valores entre -4 a -5 em grande parte do tempo indicando potencial para tempestades severas (Figura 7.13b). O SWEAT

apresentou uma previsibilidade muito boa nesse estudo de caso, pois foi possível identificar uma atmosfera muito instável a partir das 14 UT além de se manter instável até o final da tempestade, porém com pequena redução em seu valor numérico (Figura 7.14b).

Figura 7.11 – Descargas Atmosféricas e refletividade do radar do dia 18/12/2011.

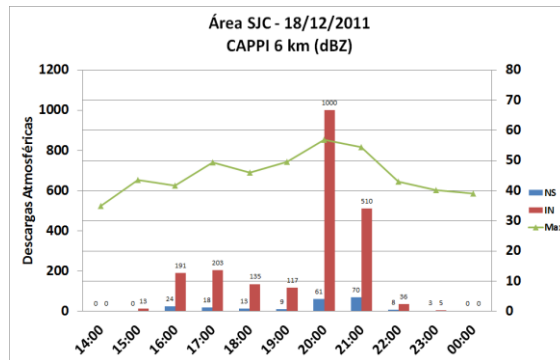


Figura 7.12 – Descargas Atmosféricas e índices CAPE (a) e CINE (b) do dia 18/12/2011

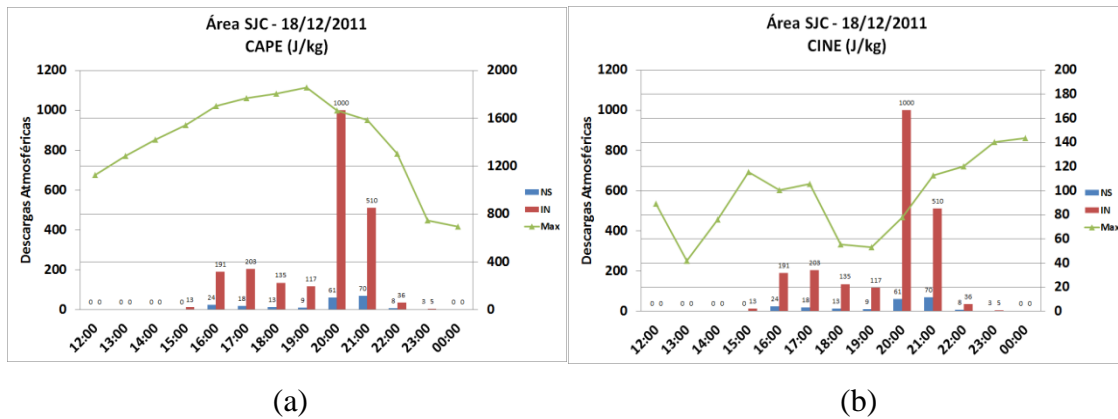
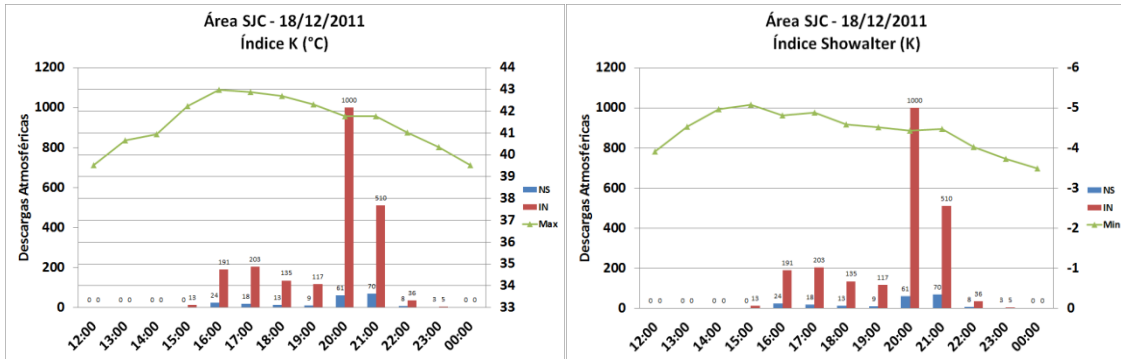


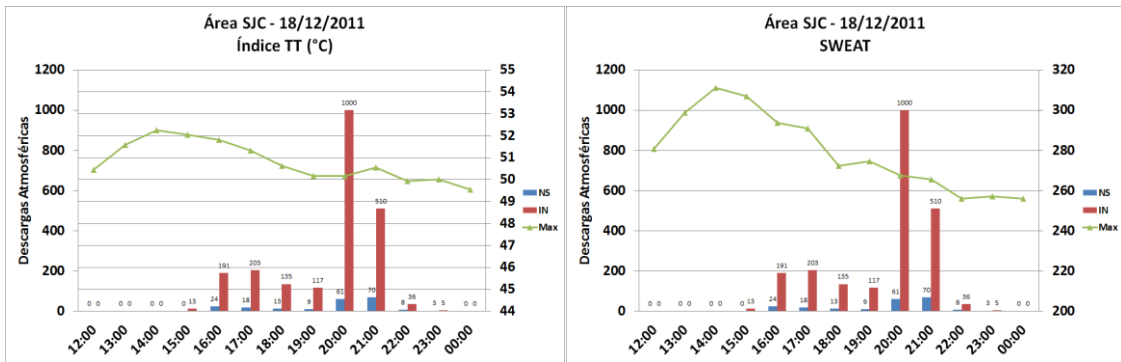
Figura 7.13 – Descargas Atmosféricas e índices K (a) e Showalter (b) do dia 18/12/2011.



(a)

(b)

Figura 7.14 – Descargas Atmosféricas e índices TT (a) e SWEAT (b) do dia 18/12/2011.



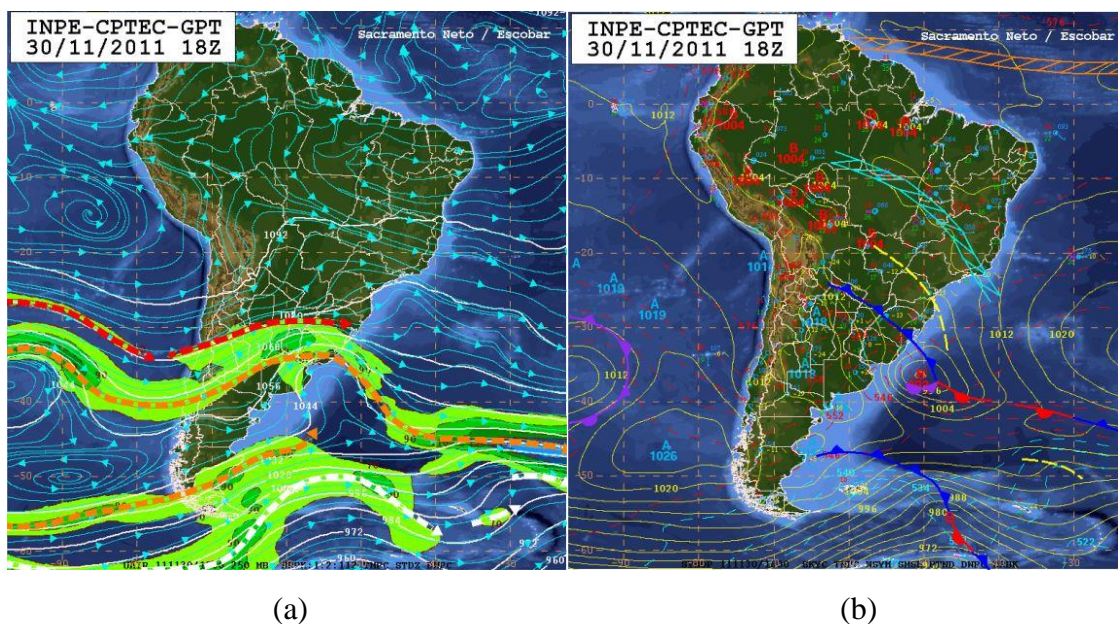
(a)

(b)

7.4 Estudo de Caso N°03 – 30/11/2011 (Área CGA)

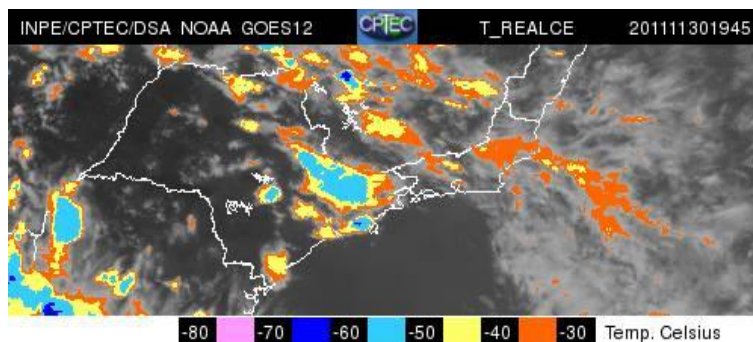
Através da Figura 7.15a pode-se observar um amplo cavado em níveis superiores no Centro Sul do Brasil favorecendo a divergência de massa em altos níveis e mantendo um padrão convergente em superfície como observado na Figura 7.15b. Dinamicamente, isso atua como forçante para disparo de instabilidade em parte de MG, RJ e centro leste de SP. Isso é comprovado pela ocorrência de tempestades no litoral do Estado de SP como comprovado pela presença de um núcleo convectivo com temperatura de -60°C mostrado na Figura 7.16. O radar meteorológico indicou uma refletividade superior a 50 dBZ entre as 20 e 21 UT de acordo com a Figura 7.17 a e 7.17b.

Figura 7.15 – Cartas sinóticas de altitude (a) e superfície (b) do dia 30/11/2011 as 18 UT.



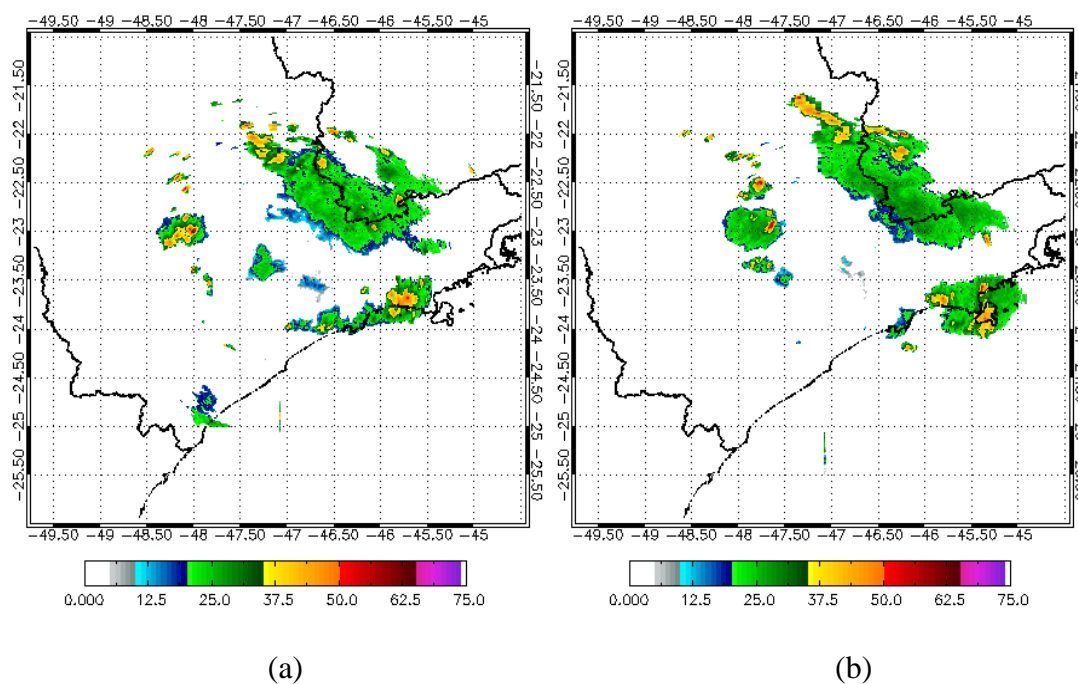
Fonte: Inpe.Cptec (2011).

Figura 7.16 – Imagem realçada do Satélite GOES 12 referente a 19:45 UT.



Fonte:Inpe.Cptec (2011).

Figura 7.17 – Imagem CAPPI 6 km do Radar de São Roque do dia 30/11/2011 as 20 UT (a) e 21UT (b).



Esse evento teve duração de 9 horas iniciando-se as 15 UT com atividade elétrica sendo registrada a partir das 18 UT, além de dois picos com máxima atividade elétrica registrada as 20 e 21 UT com respectivamente 1901 e 1902 descargas IN (Figura 7.18). Na mesma figura pode-se observar também o comportamento da refletividade apresentando crescimento a partir das 17 UT e máximo as 19 UT.

Durante a atividade elétrica a refletividade permaneceu acima de 50 dBZ. O CAPE, como ilustrado na Figura 7.19a, apresentou crescimento gradual nas três primeiras horas do evento chegando a mais de 1800 J/kg as 18 UT. Em seguida, o CAPE apresentou redução até as 21 UT com o valor de aproximadamente 600 J/kg. O CINE apresentou pouca variação nas três primeiras horas do evento caindo gradativamente até as 21 UT, chegando a 50 J/kg (Figura 7.19b). O índice K apresentou condições para ocorrência de tempestades já nas três horas antes da atividade elétrica registrada as 18 UT. O índice apresentou redução gradual até as 22 UT, porém ainda com indicativo de tempestades (Figura 7.20a). O índice TT apresentou comportamento semelhante ao K, ou seja, se manteve sem grandes alterações nas três primeiras horas do evento e queda a partir do registro de descargas atmosféricas as 18 UT (Figura 7.21a). O índice Showalter apresentou considerável instabilidade nas três horas antecedentes à atividade elétrica inicial e diminuindo a instabilidade até as 21 UT chegando a -2K, porém ainda indicando possibilidade de tempestades de acordo com a Figura 7.20b. O SWEAT apresentou comportamento semelhante ao índice TT, ou seja, registrou instabilidade nas três horas iniciais do evento e redução a partir do registro da atividade elétrica como mostrado na Figura 7.21b.

Figura 7.18 – Descargas Atmosféricas e refletividade do radar do dia 30/11/2011

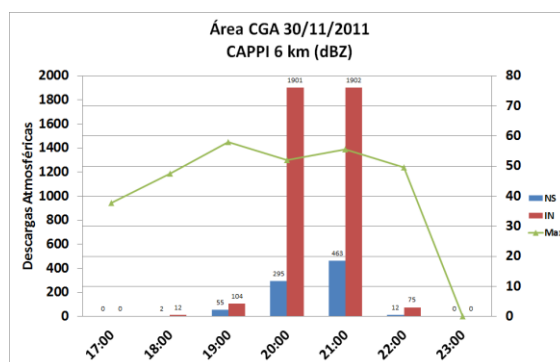


Figura 7.19 – Descargas Atmosféricas e índices CAPE (a) e CINE (b) do dia 30/11/2011.

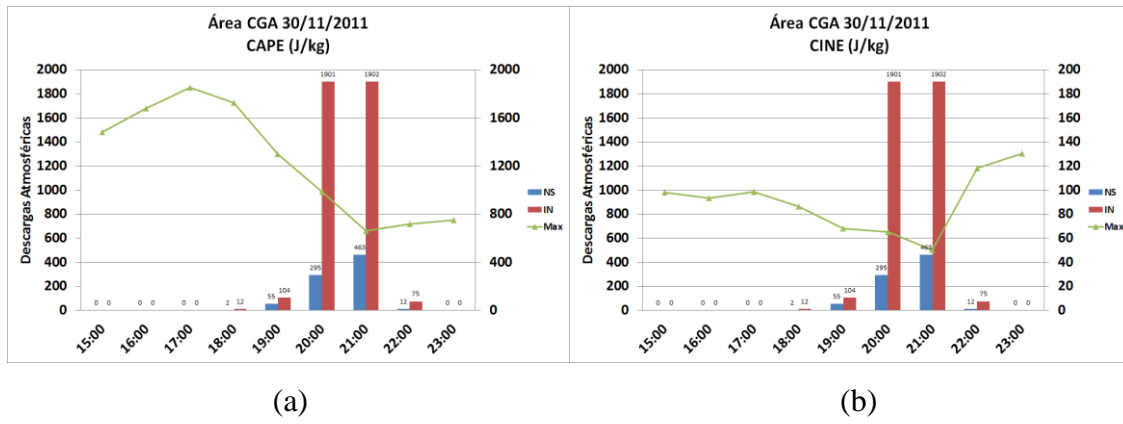


Figura 7.20 – Descargas Atmosféricas e índices K (a) e Showalter (b) do dia 30/11/2011.

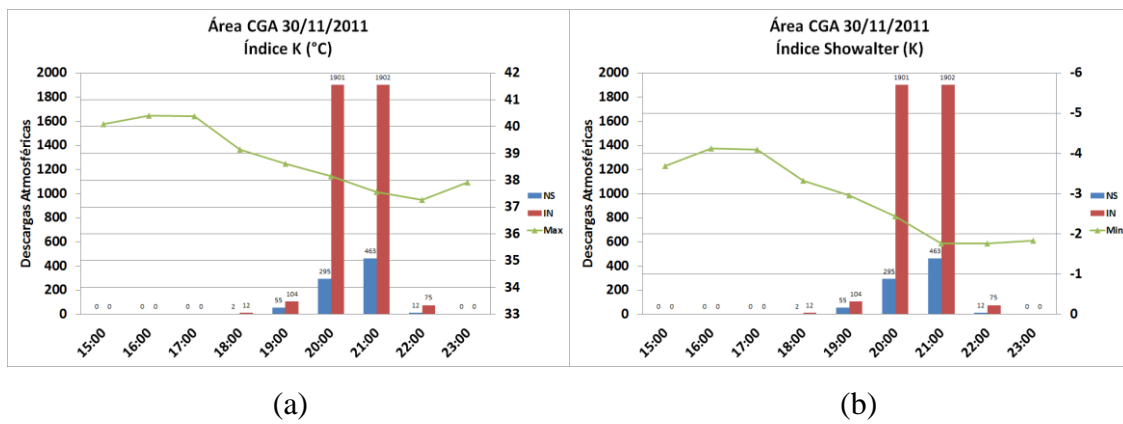
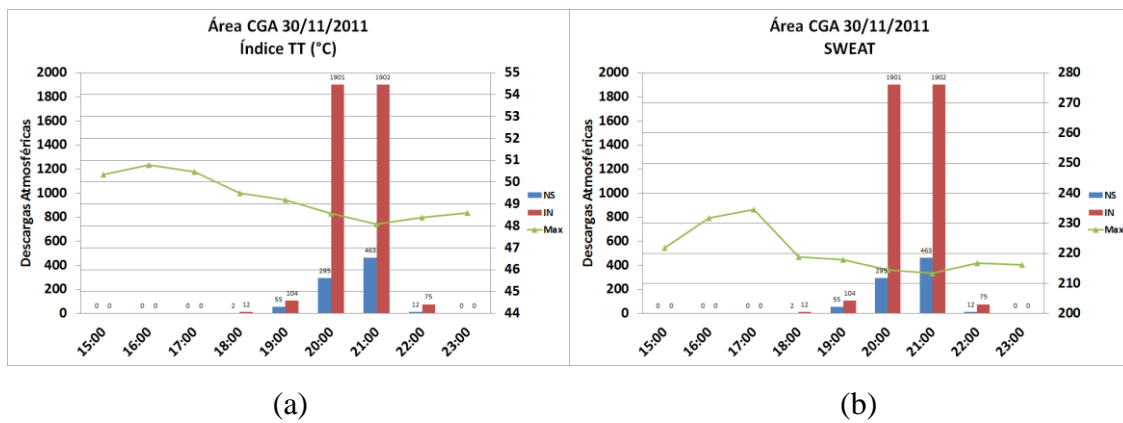


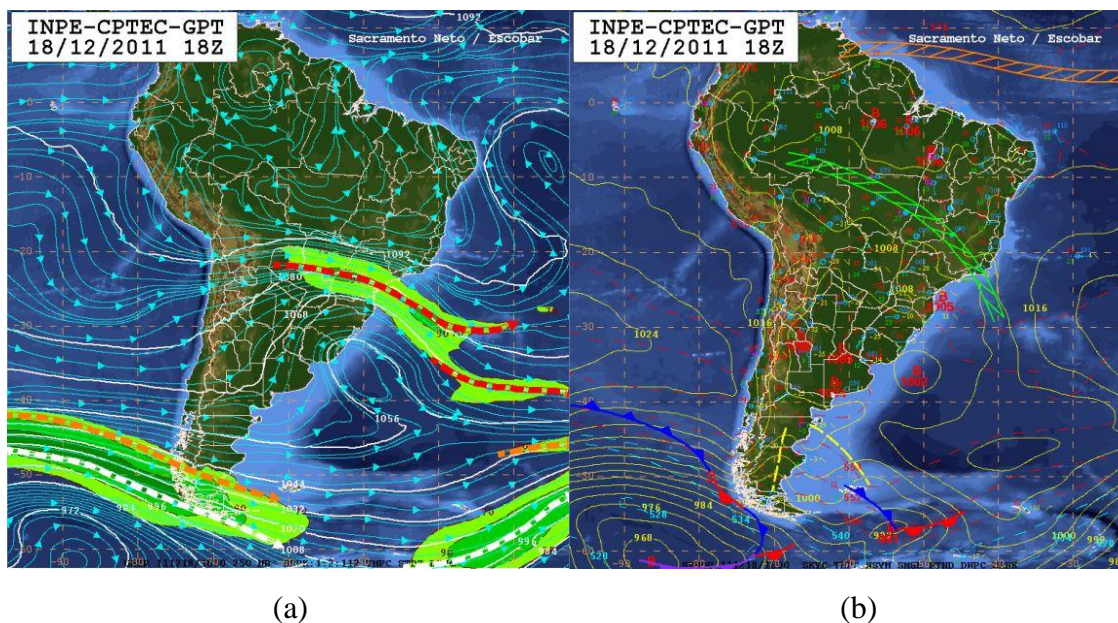
Figura 7.21 – Descargas Atmosféricas e índices TT (a) e SWEAT (b) do dia 30/11/2011.



7.5 Estudo de Caso N°04 – 18/12/2011 (Área CGA)

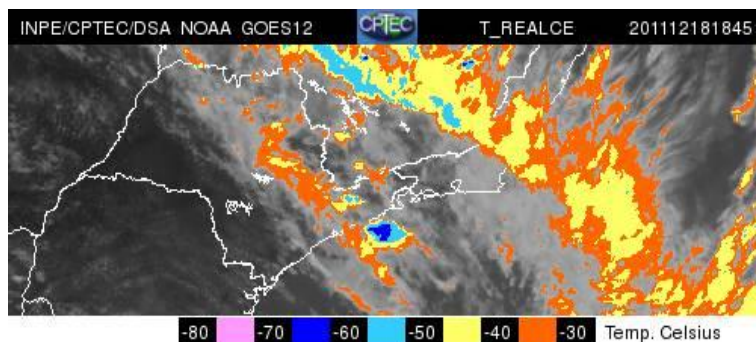
Através da Figura 22a pode-se observar a presença de um VCAN ao leste do Uruguai e sudeste do RS com características de bloqueio atmosférico devido a uma crista observada a sudeste do vórtice. Na borda desse sistema destaca-se a corrente de jato subtropical colaborando para o aprofundamento do sistema de baixa pressão em superfície. Já na baixa atmosfera (Figura 7.22b) observam-se ventos de noroeste/sudeste entre as regiões Centro Oeste, Sudeste e Oceano adjacente caracterizando uma ZCAS e áreas de instabilidade e convecção entre o MT, GO, MG e RJ. Na costa de SP observa-se um centro de baixa pressão contribuindo para a instabilidade atmosférica na região de acordo com a imagem de satélite (Figura 7.23) onde se destaca um núcleo de -60°C sobre o Litoral Norte de SP. Já o radar meteorológico indicava uma refletividade superior a 55 dBZ (Figura 7.24) no mesmo núcleo frio observado na imagem de satélite.

Figura 7.22 – Cartas sinóticas de altitude (a) e superfície (b) do dia 18/12/2011 as 18 UT.



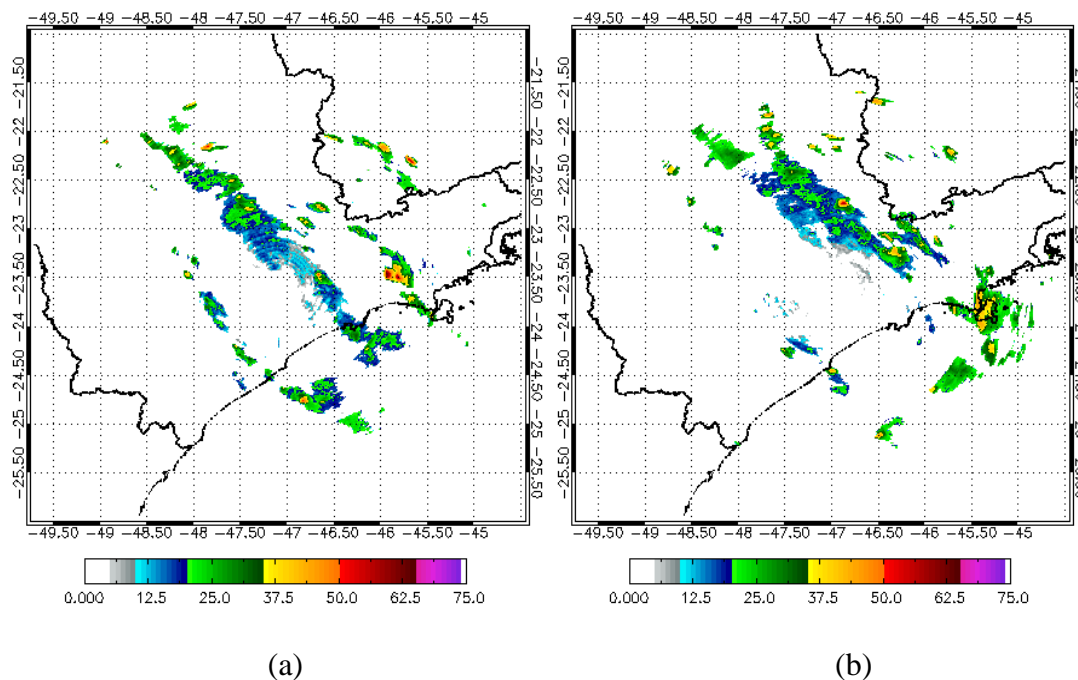
Fonte: Inpe.Cptec (2011).

Figura 7.23 – Imagem realçada do Satélite GOES 12 referente a 18:45 UT.



Fonte:Inpe.Cptec (2011).

Figura 7.24 – Imagem CAPPI 6 km do Radar de São Roque do dia 18/12/2011 as 18 UT (a) e 19UT (b).



Esse evento teve duração de 10 horas iniciando-se as 13 UT, mas com atividade elétrica as 16 UT. Houve registro de três picos com máxima atividade elétrica durante o evento sendo registrados as 17, 18 e 19 UT em escala crescente de acordo com a Figura 7.25. Nota-se através da mesma figura que o pico de refletividade não coincidiu com a máxima atividade elétrica, ou seja, o maior valor de refletividade foi observado as 18 UT e a máxima atividade elétrica as 19 UT. O CAPE apresentou elevação gradual desde

o início do evento permanecendo na ordem de 2000 J/kg entre as 16 até 19 UT e decrescendo após esse intervalo (Figura 7.26a). O CINE não apresentou redução durante a atividade elétrica. Seu valor numérico permaneceu na ordem de 240 a 280 J/kg em grande parte do evento passando a decrescer apenas a partir das 19 UT de acordo com a Figura 7.26b. O índice K apresentou pequena elevação entre as 13 e 15 UT indicando possibilidade para ocorrência de tempestades nas próximas horas e apresentando uma redução entre as 18 e 19 UT (Figura 7.27a). O índice Showalter (Figura 7.27b) também apresentou instabilidade nas três primeiras horas do evento chegando a -5K as 15 UT e diminuindo a instabilidade gradualmente até o final da tempestade. Os índices TT e SWEAT (Figura 7.28a e 7.28b, respectivamente) apresentaram comportamento semelhante, porém ambos apresentaram condições para tempestades já nas três horas antes do início da atividade elétrica.

Figura 7.25 – Descargas Atmosféricas e refletividade do radar do dia 18/12/2011

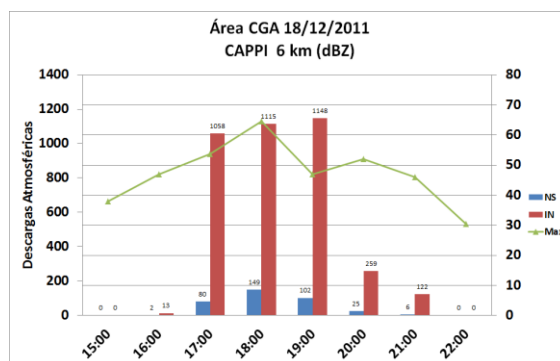


Figura 7.26 – Descargas Atmosféricas e índices CAPE (a) e CINE (b) do dia 18/12/2011

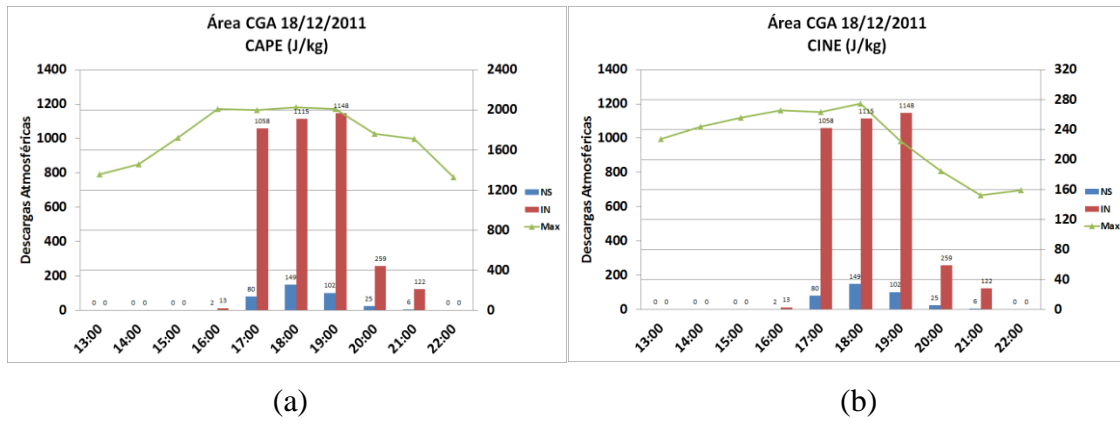


Figura 7.27 – Descargas Atmosféricas e índices K (a) e Showalter (b) do dia 18/12/2011.

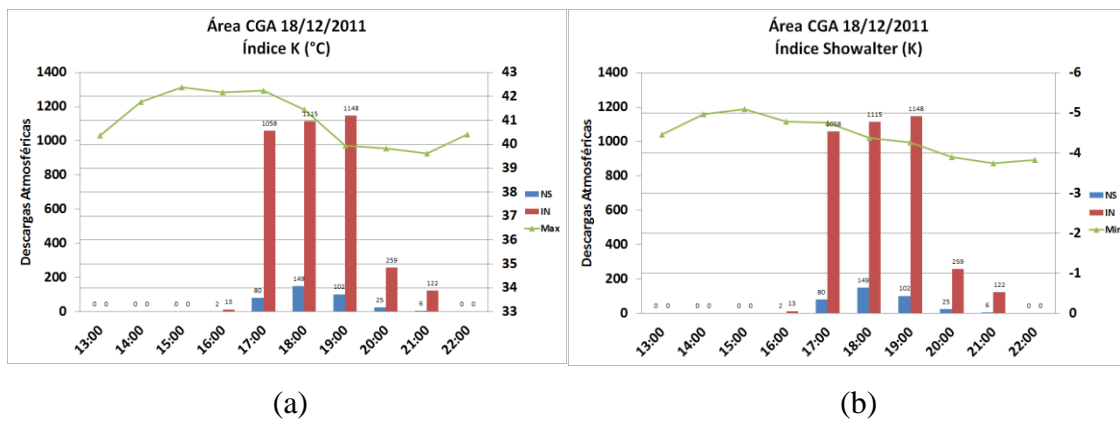
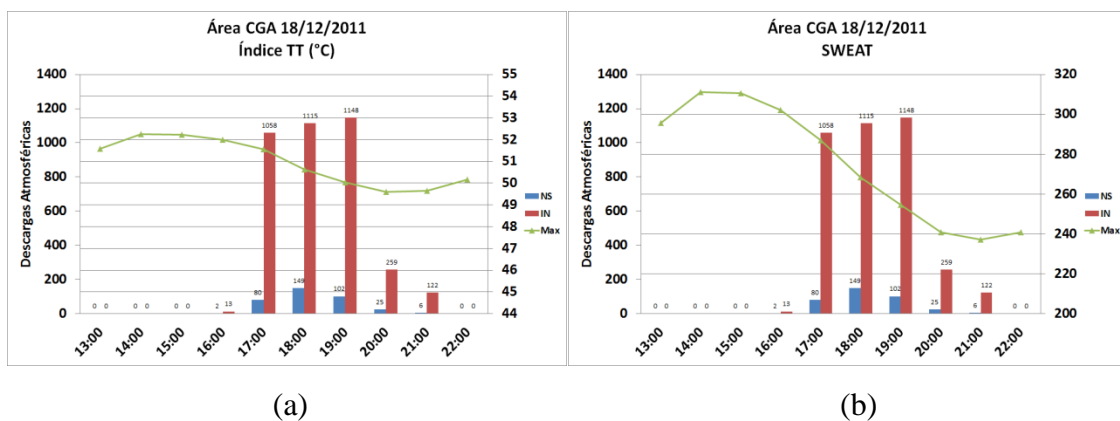


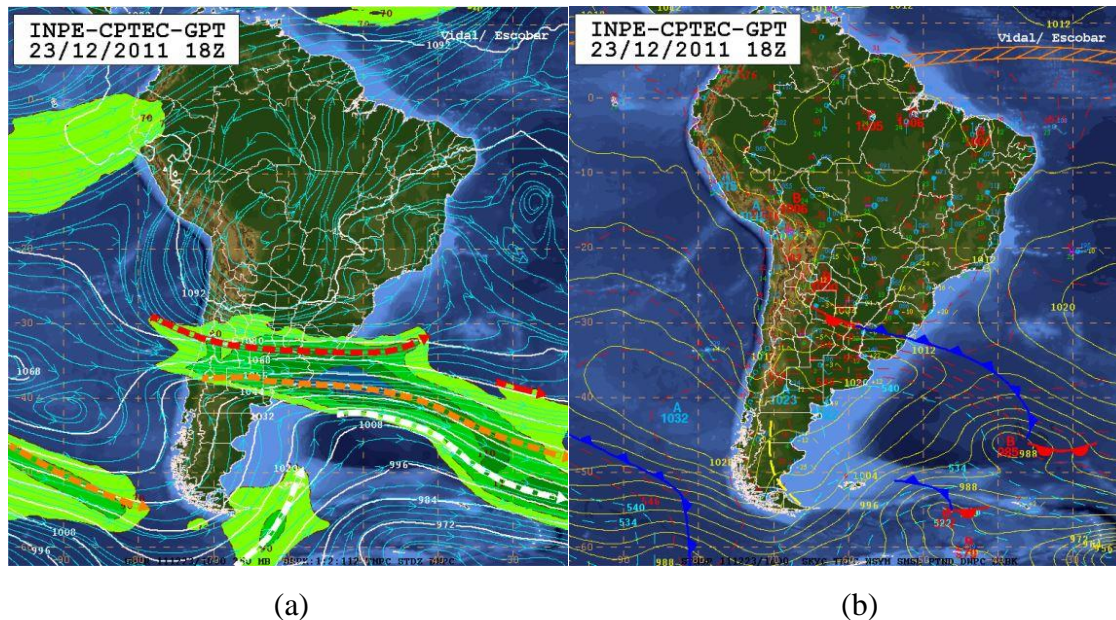
Figura 7.28 – Descargas Atmosféricas e índices TT (a) e SWEAT (b) do dia 18/12/2011.



7.6 Estudo de Caso N°05 – 23/12/2011 (Área SPO)

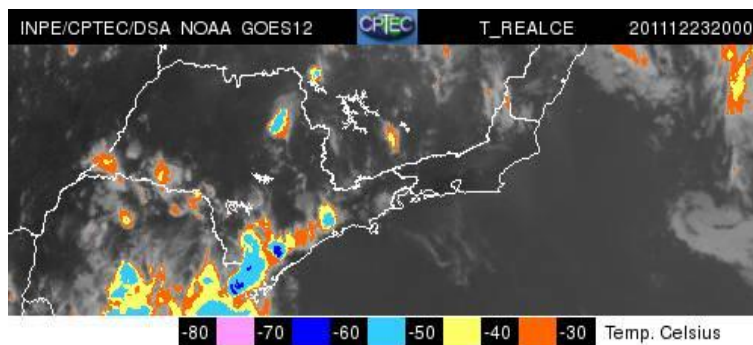
Nesse caso destaca-se a atuação da Alta da Bolívia (AB) em sua posição climatológica além de um cavado com grande amplitude a leste da região Sudeste (Figura 7.29a) com eixo estendendo sobre o Oceano Atlântico Sudoeste. Entre esses sistemas verifica-se a presença de difluência na alta atmosfera contribuindo para a divergência de massa no respectivo nível. Em superfície (Figura 7.29b) observa-se um cavamento na isóbara da ASAS sobre a região Sudeste contribuindo para convergência e condições para formação de nuvens e consequentemente tempestades. Através da Figura 7.30 observa-se uma tempestade que se formou sobre a área de estudo, cujo topo atingiu temperatura de -50°C e refletividade do radar com aproximadamente 50 dBZ as 20 UT (Figura 7.31).

Figura 7.29 – Cartas sinóticas de altitude (a) e superfície (b) do dia 23/12/2011 as 18 UT.



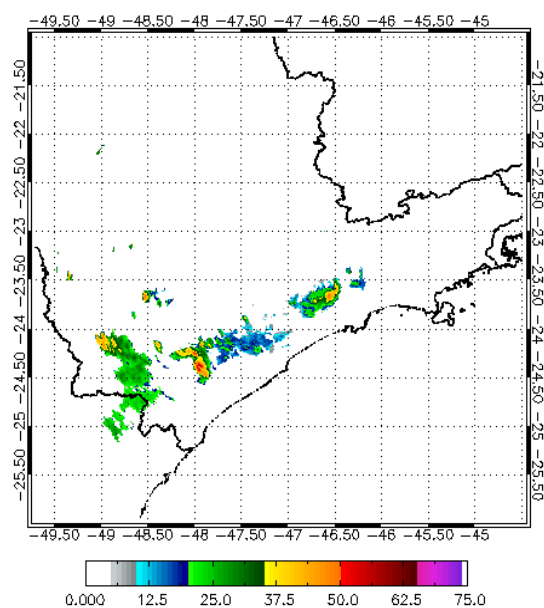
Fonte: Inpe.Cptec (2011).

Figura 7.30 – Imagem realçada do Satélite GOES 12 referente as 20 UT



Fonte:Inpe.Cptec (2011).

Figura 7.31 – Imagem CAPPI 6 km do Radar de São Roque do dia 23/12/2011 as 20 UT.



Esse evento teve duração de 08 horas iniciando-se as 17 UT com registro das primeiras descargas atmosféricas as 20 UT. Nesse horário ocorreu a máxima atividade elétrica do evento sendo registradas 1471 IN e 488 NS. Com base na Figura 7.32 observa-se um repentino aumento da refletividade que passou de 0dBZ para 30 dBZ e depois para 50 dBZ, respectivamente as 18, 19 a 20 UT. Além disso, o CAPE permaneceu da ordem de 1400 a 1500 J/kg entre as quatro primeiras horas do evento

caindo consideravelmente após a atividade elétrica principal quando atingiu menos de 800 J/kg as 00 UT (Figura 7.33a). O CINE apresentou um crescimento gradual ao longo do evento com aproximadamente 80 J/kg nas três horas precedendo a atividade elétrica e com 120 J/kg durante a atividade elétrica principal (Figura 7.33b). O índice K, mostrou pequena evolução durante as três horas antecedentes à atividade elétrica inicial indicando possibilidade de tempestades, o seu valor variou de 41 a 42°C (Figura 7.34a). Após a atividade elétrica principal o índice K apresentou redução. O índice Showalter (Figura 7.34b) permaneceu na ordem de -4K durante boa parte do evento apresentando valores superiores a -3K após o encerramento da atividade elétrica. Por outro lado, o índice TT não apresentou grandes variações ao longo da tempestade, porém os maiores valores permaneceram entre as 17 e 20 UT e os menores entre as 21 e 00 UT (Figura 7.35a). O SWEAT apresentou pequena elevação entre as 17 e 18 UT (acima de 220) e caindo logo em seguida até o final da tempestade de acordo com a Figura 7.35b.

Figura 7.32 – Descargas Atmosféricas e refletividade do radar do dia 23/12/2011

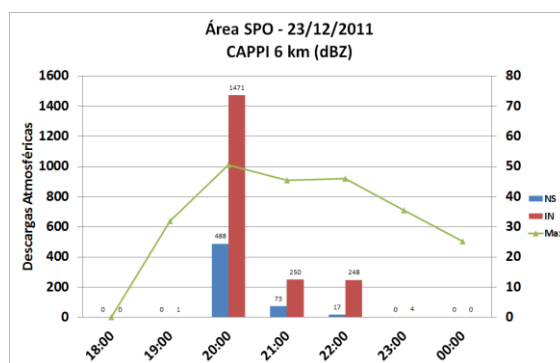


Figura 7.33 – Descargas Atmosféricas e índices CAPE (a) e CINE (b) do dia 23/12/2011.

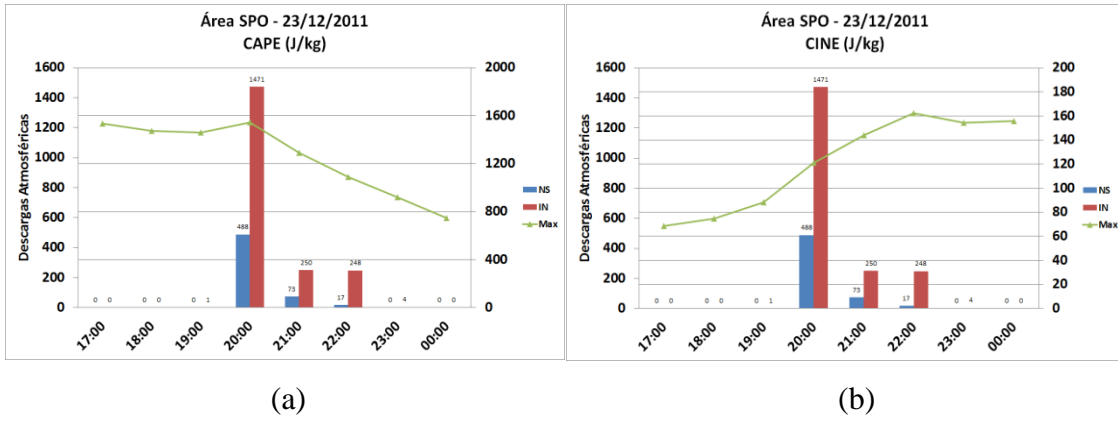


Figura 7.34 – Descargas Atmosféricas e índices K (a) e Showalter (b) do dia 23/12/2011.

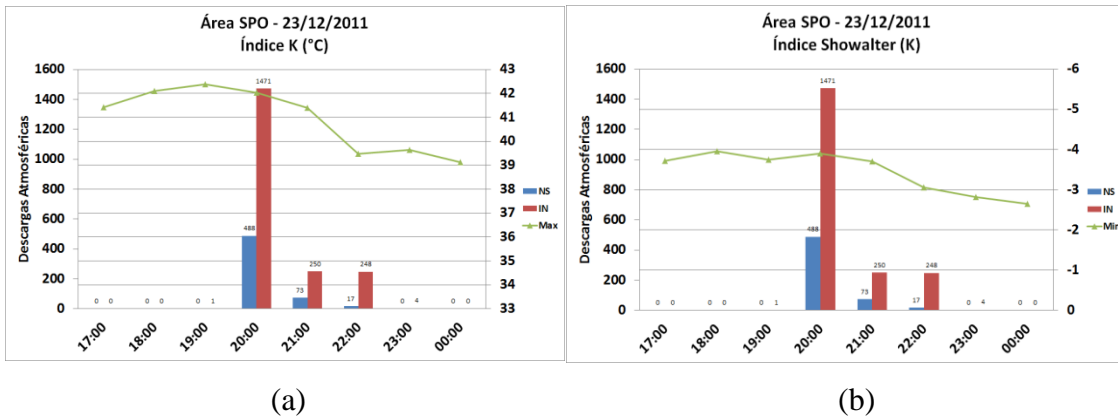
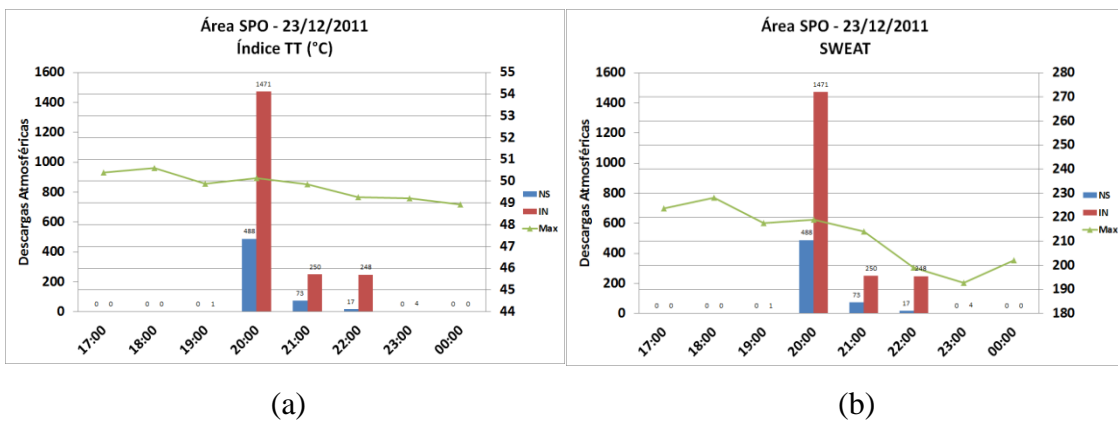


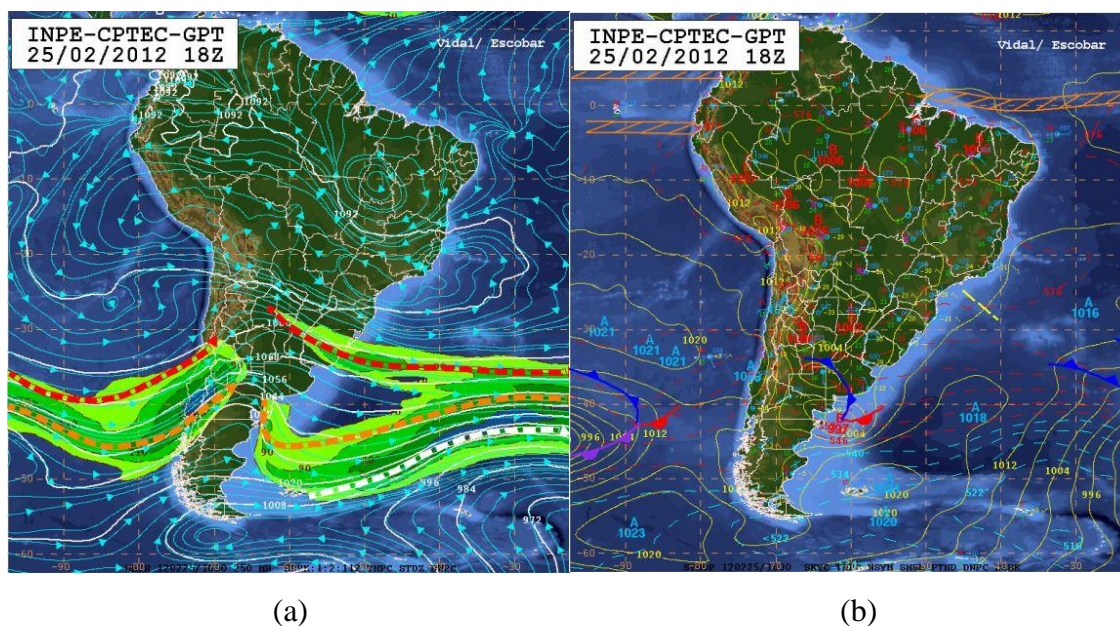
Figura 7.35 – Descargas Atmosféricas e índices TT (a) e SWEAT (b) do dia 23/12/2011.



7.7 Estudo de Caso N°06 – 25/02/2012 (Área SPO)

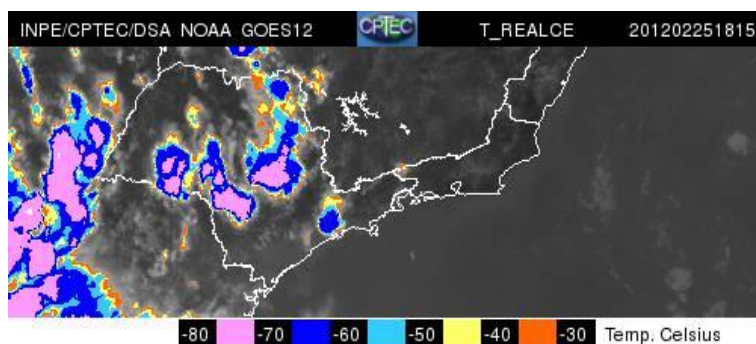
Através da Figura 7.36a observa-se uma desconfiguração da AB que exibe uma longa crista estendendo-se sobre a região Sudeste e Oceano Atlântico contribuindo para a divergência de massa em altos níveis. Em superfície (Figura 7.36b) observa-se um pequeno cavado sobre o litoral de SP, aparentemente reforçando a convergência de umidade em superfície. Esse acoplamento entre superfície e altitude aparentemente contribuiu para ocorrência de fortes tempestades no Estado de SP (Figura 7.37). Destacam-se na imagem núcleos convectivos intensos sobre a região de estudo com temperatura de -60°C . O radar meteorológico (Figura 7.38) registrou uma refletividade acima de 50 dBZ as 18 UT.

Figura 7.36 – Cartas sinóticas de altitude (a) e superfície (b) do dia 25/02/2012 as 18 UT.



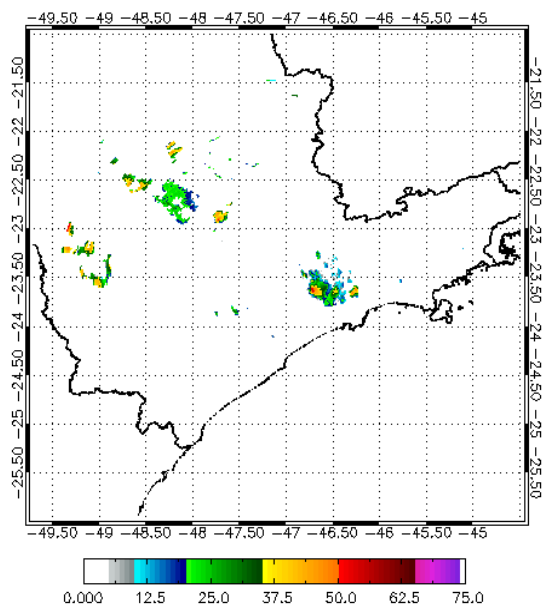
Fonte: Inpe.Cptec (2011).

Figura 7.37 – Imagem realçada do Satélite GOES 12 referente as 18:15 UT



Fonte:Inpe.Cptec (2011).

Figura 7.38 – Imagem CAPPI 6 km do Radar de São Roque do dia 25/02/2012 as 18 UT.



O presente evento teve duração de 08 horas iniciando-se as 14 UT com registro das primeiras descargas atmosféricas as 17 UT com 1391 IN e 108 NS. A máxima atividade elétrica foi registrada as 18 UT com 3178 IN e 260 NS (Figura 7.39) Com base nessa figura pode-se observar a evolução da refletividade durante o evento crescendo entre as 15 e 17 UT e diminuindo entre 19 e 21 UT. Durante a atividade elétrica a refletividade permaneceu da ordem de 50 dBZ ou mais. O CAPE se manteve na ordem de 2400 J/kg durante as quatro primeiras horas do evento e aumento ainda

mais durante a atividade elétrica chegando a 3200 as 19 UT e caindo em seguida até o final da tempestade as 21 U de acordo com a Figura 7.40a. O CINE apresentou crescimento muito pequeno ao longo do evento permanecendo abaixo dos 20 J/kg entre as 14 e 19 UT (Figura 7.40b). O índice K apresentou redução desde as 14 UT até a máxima atividade elétrica do evento, porém indicando possibilidade de tempestades. Ele apresentou um pequeno aumento as 19 UT e novamente recuou as 20 UT (Figura 7.41a). Já o índice Showalter apresentou pequeno aumento entre 14 e 15 UT e permaneceu entre -5 a -4K durante a atividade elétrica do evento (Figura 7.41b). O índice TT também não apresentou grandes variações ao longo do evento, porém é possível observar que antes da atividade elétrica principal os valores do TT permaneceram entre 48 e 49°C e após as 18 UT entre 47 e 48°C (Figura 7.42a). O SWEAT não apresentou grandes variações durante o evento além de um recuo gradual desde as 14 UT, porém acima de 250 até a atividade elétrica principal as 18 UT (Figura 7.42b).

Figura 7.39 – Descargas Atmosféricas e refletividade do radar do dia 25/02/2012

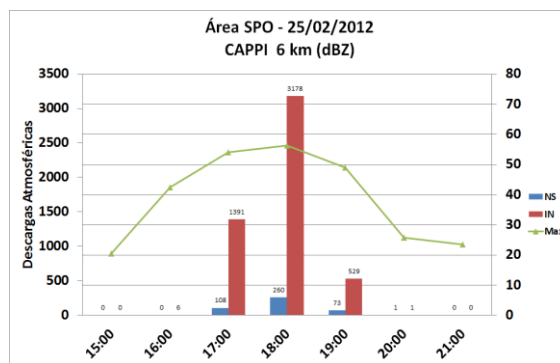
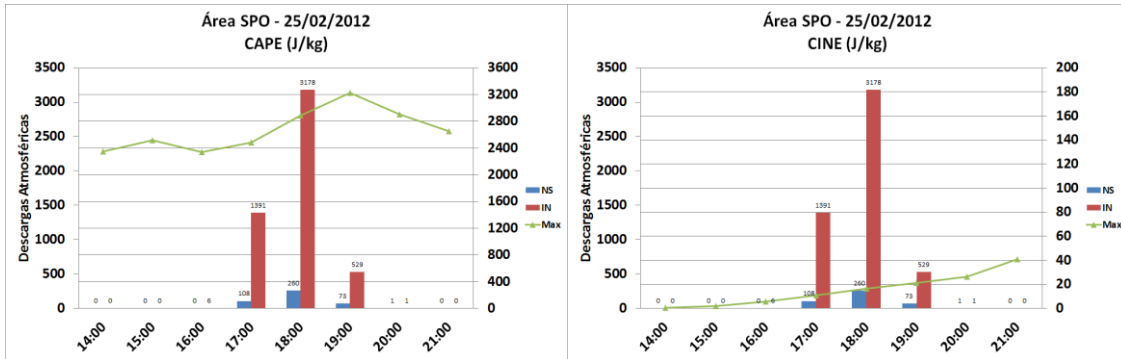


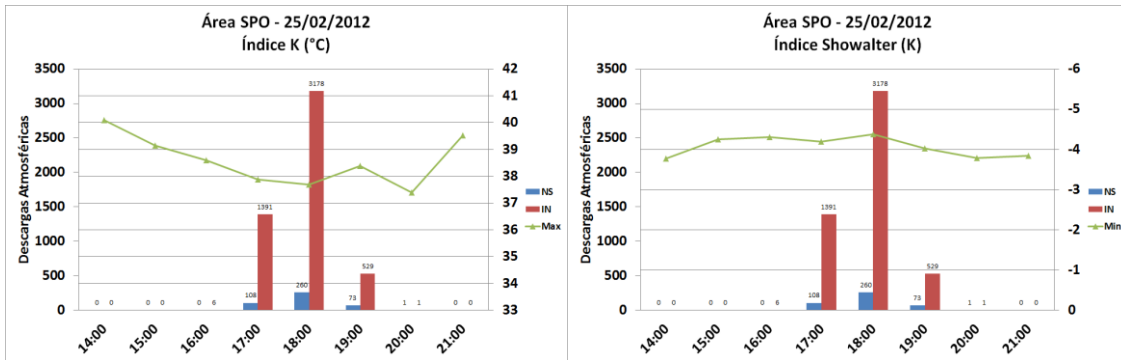
Figura 7.40 – Descargas Atmosféricas e índices CAPE (a) e CINE (b) do dia 25/02/2012.



(a)

(b)

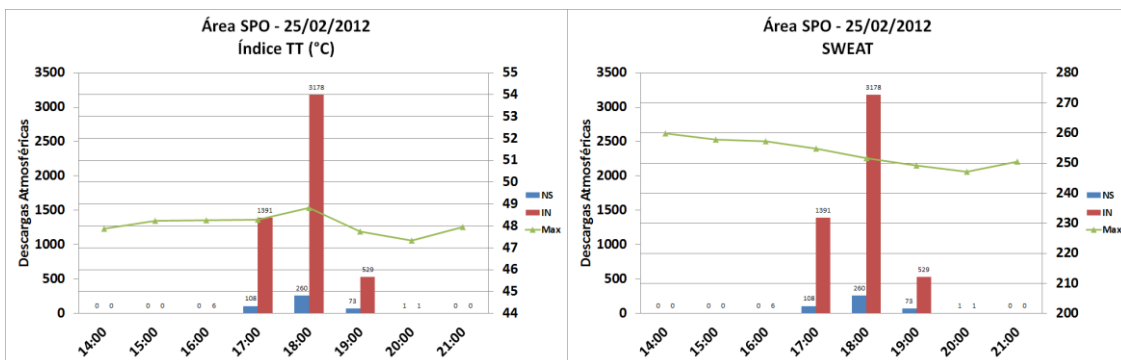
Figura 7.41 – Descargas Atmosféricas e índices K (a) e Showalter (b) do dia 25/02/2012.



(a)

(b)

Figura 7.42 – Descargas Atmosféricas e índices TT (a) e SWEAT (b) do dia 25/02/2012.



(a)

(b)

7.8 Resumo dos estudos de caso

Embora os dados de alguns índices tenham-se mostrados diferentes para cada área, em média eles se apresentaram superiores aos encontrados na literatura como esclarecidos por Silva Dias (2000), Nascimento (2005) e Hallak (2012). Ressalta-se que esses autores analisaram os índices de estabilidade na presença de eventos severos e o presente trabalho com ocorrências de descargas atmosféricas. Na Tabela 7.2 são encontrados os valores de refletividade, temperatura do núcleo e índices de estabilidade discutidos em cada caso nos itens 7.2 a 7.7. De acordo com essa tabela, nota-se que em média os eventos duraram de 8 a 9 horas aproximadamente além de apresentarem núcleos com temperaturas inferiores a -50°C e refletividade acima de 50 dBZ nos horários com maior atividade elétrica. Em relação aos índices, pode-se dizer que todos indicaram condições de severidade e que estiveram muito além dos limiares estabelecidos na literatura, a exemplo das Tabelas 2.1 a 2.6 apresentadas no capítulo 2.

Tabela 7.2 – Resumo dos valores dos índices de estabilidade, refletividade e temperatura dos núcleos convectivos analisados nos estudos de casos.

Caso	Duração	Temp. (°C)	Reflet. (dBZ)	CAPE (J/kg)	CINE (J/kg)	K (°C)	SW (K)	TT (°C)	SWEAT
1	7	-40	58	1800	40	34	-5	52	250
2	13	-60	55	1800	80	43	-5	52	310
3	9	-60	50	1800	50	40	-4	51	230
4	10	-60	55	2000	280	42	-5	52	310
5	8	-50	50	1500	120	42	-4	50	230
6	8	-60	50	3200	20	40	-4	49	260

8 RESULTADOS – AVALIAÇÃO DOS LIMIARES

Nesse capítulo serão analisados todos os estudos de casos estabelecidos na Tabela 6.2 do capítulo 6 na tentativa de se obter uma significância estatística melhor entre os valores dos índices de estabilidade, refletividade do radar meteorológico e descargas atmosféricas. Porém, não será analisado cada caso como no capítulo anterior. Aqui eles serão analisados através de diagramas de dispersão com refletividade e índices de estabilidade ambos associados com as descargas atmosféricas. Foram considerados para essa análise apenas os horários em que o fenômeno relâmpago foi observado a fim de identificar os limiares de refletividade e índices de estabilidade na presença de descargas atmosféricas.

De acordo com algumas classificações utilizadas em radares meteorológicos como os radares da Rede de Meteorologia da Aeronáutica (REDEMET), tomou-se como referência valores de 20 dBZ para chuvas fracas, 30 dBZ para moderadas e 40 dBZ para fortes. Através das Figuras 8.1 a 8.3 pode-se observar que para todas as áreas analisadas há uma tendência linear positiva entre refletividade observada no CAPPI de 6kme descargas atmosféricas, ou seja, quanto maior a refletividade maior a quantidade de descargas atmosféricas.

Figura 8.1 – Refletividade e descargas Atmosféricas NS (a) e IN (b) na área SJC.

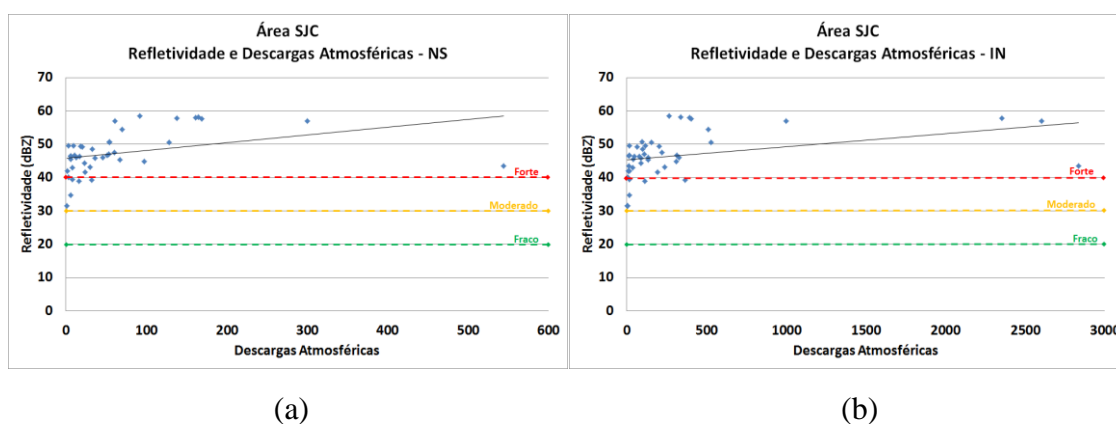


Figura 8.2 – Refletividade e descargas Atmosféricas NS (a) e IN (b) na área SPO.

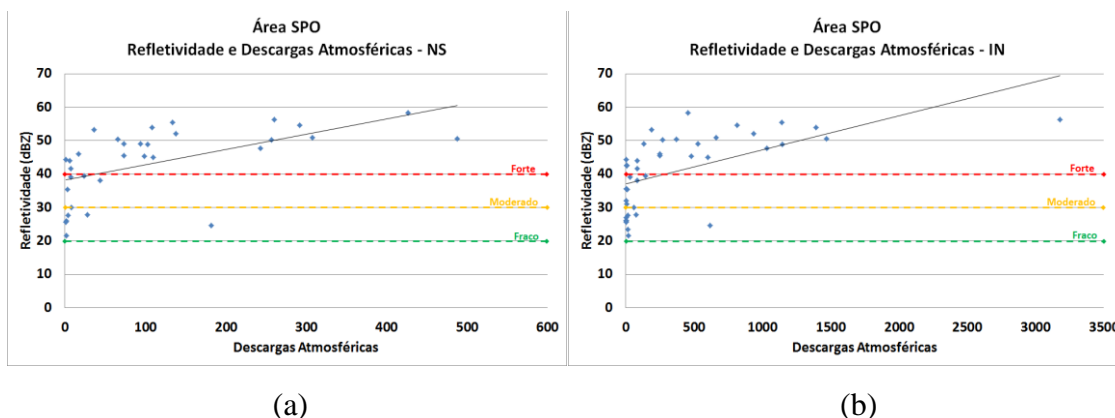
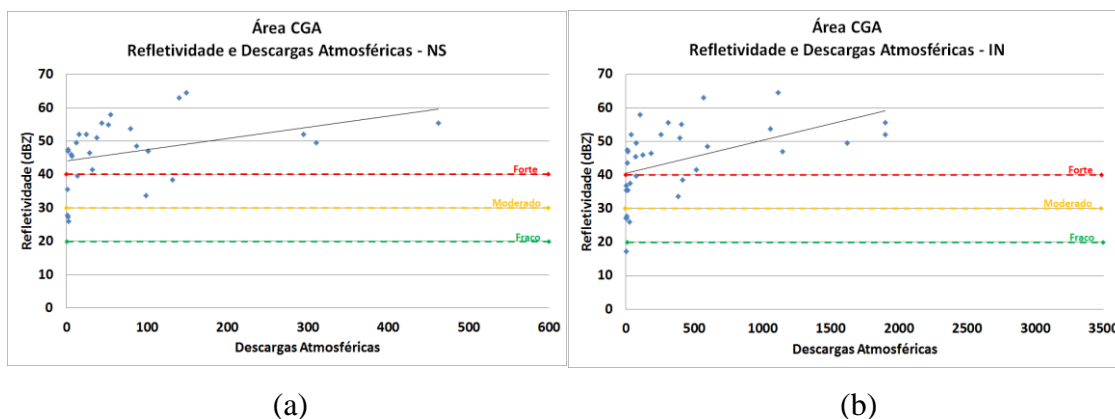


Figura 8.3 – Refletividade e descargas Atmosféricas NS (a) e IN (b) na área CGA



De acordo com a Figura 8.1 observa-se que para a área SJC foram totalizados 41 casos de NS e 44 casos de IN tomando como base os sete dias estudados para essa área onde 87,7% apresentaram refletividade acima de 40 dBZ e para os casos de IN, 84,1%. Para a área SPO (Figura 8.2) foram contabilizados 33 casos de NS e 41 para IN também para os sete dias estudados onde 66,7% ficaram acima de 40 dBZ para NS e 58,5% para IN. Entretanto, para a área CGA (Figura 8.3) foram contabilizados 28 casos de NS e 34 de IN dos sete dias estudados onde 75% para NS e 64,7% para IN acima de 40 dBZ. Essas informações estão resumidas na Tabela 8.1.

Tabela 8.1 – Percentual de casos acima de 40 dBZ para as áreas analisadas

Área	Tipo	Total	Acima de 40 dBz	Percentual
SJC	NS	41	36	87,8
	IN	44	37	84,1
SPO	NS	33	22	66,7
	IN	41	24	58,5
CGA	NS	28	21	75,0
	IN	34	22	64,7

Com base na Tabela 8.1 observa-se que as descargas atmosféricas, tanto NS como IN surgem quando há elevada refletividade. Entretanto, esse percentual apresentou-se mais baixo para as áreas SPO e CGA. Conforme exposto por Farias (2010) a quantidade de descargas atmosféricas para a região metropolitana de SP pode não estar relacionada à quantidade de precipitação uma vez que essa região apresenta um pico na ocorrência de descargas atmosféricas em um período com precipitação abaixo da normal. Em relação à área CGA, os baixos valores de refletividade associados a ocorrência de descargas atmosféricas pode estar relacionado a distância que essa região se encontra do radar meteorológico além do desnível encontrado entre a fonte transmissora da energia eletromagnética e alvo. No caso da área SJC, uma possível explicação para elevada refletividade com a ocorrência de descargas atmosféricas pode estar relacionada à topografia. Conforme apresentado por Fuckner et al., (2007), a topografia existente na região Sudeste apresenta significativo potencial na distribuição da precipitação. Como a área SJC engloba uma região com a Serra da Mantiqueira, a topografia deve ser fator relevante para os altos valores de refletividade encontrados na região, pois trata-se de uma forçante para formar convecção.

Análises semelhantes foram realizadas tomando como base os valores dos índices de estabilidade e descargas atmosféricas. Para o CAPE, as descargas atmosféricas observadas nas três áreas foram comparadas com valores acima de 1000 J/kg sendo considerado alto para casos com ocorrência de convecção e precipitação de

acordo com Nascimento (2005). Para a área SJC (Figura 8.4) nota-se uma relação linear positiva entre a ocorrência de descargas atmosféricas e CAPE acima de 1000 J/kg. Um CAPE elevado representa a quantidade de energia disponível na atmosfera para que o ar em ascensão se mantenha flutuante e atinja o nível de convecção espontâneo, mas a topografia também pode auxiliar no papel do levantamento das parcelas de ar (SILVA DIAS, 1987). A mesma tendência do CAPE foi encontrada para a região SPO (Figura 8.5), porém com valores mais baixos em comparação à área SJC. Apenas para a região CGA não foi notada uma relação linear positiva. (Figura 8.6).

Figura 8.4 – CAPE e descargas Atmosféricas NS (a) e IN (b) da área SJC.

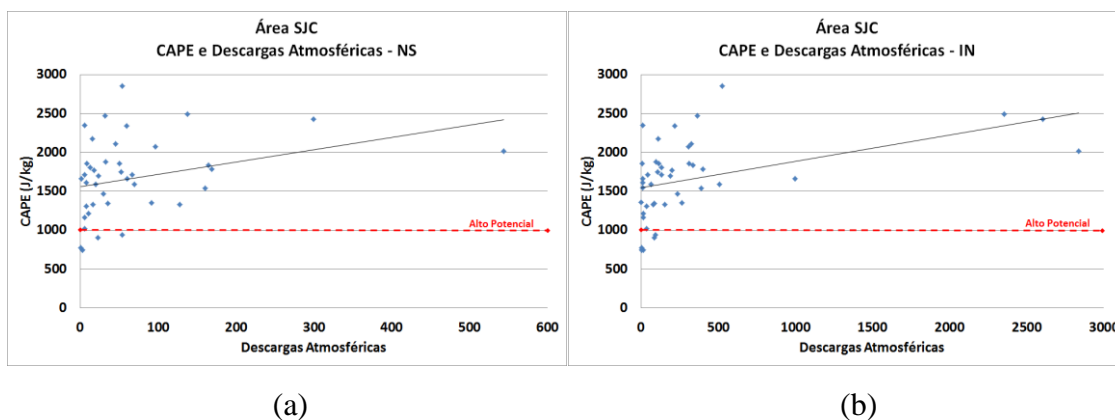


Figura 8.5 – CAPE e descargas Atmosféricas NS (a) e IN (b) da área SPO.

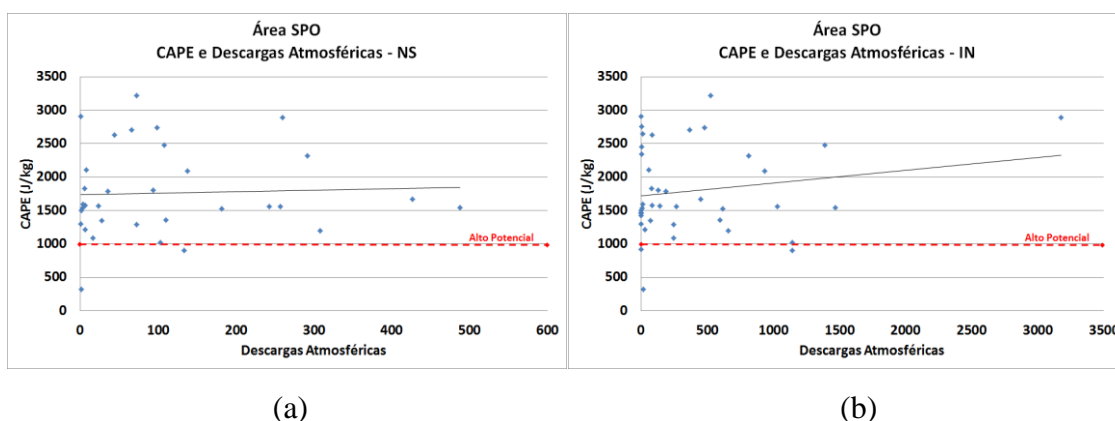
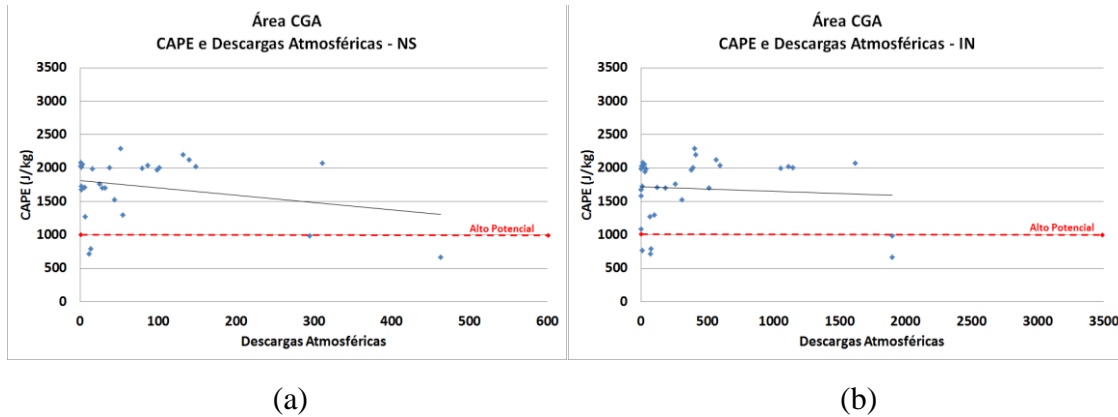


Figura 8.6 – CAPE e descargas Atmosféricas NS (a) e IN (b) da área CGA.



Para o índice CINE (Figuras 8.7 a 8.9) todas as áreas apresentaram relação linear negativa, ou seja, quanto maior a inibição convectiva, menor a ocorrência de descargas atmosféricas. Em grande parte dos eventos com descargas atmosféricas o CINE apresentava valor inferior a 100 J/kg tomando como base as regiões SJC e SPO. Porém para a região CGA os valores do CINE ficaram acima de 100 J/kg considerado alto como exposto por Nascimento (2005).

Figura 8.7 – CINE e descargas Atmosféricas NS (a) e IN (b) da área SJC.

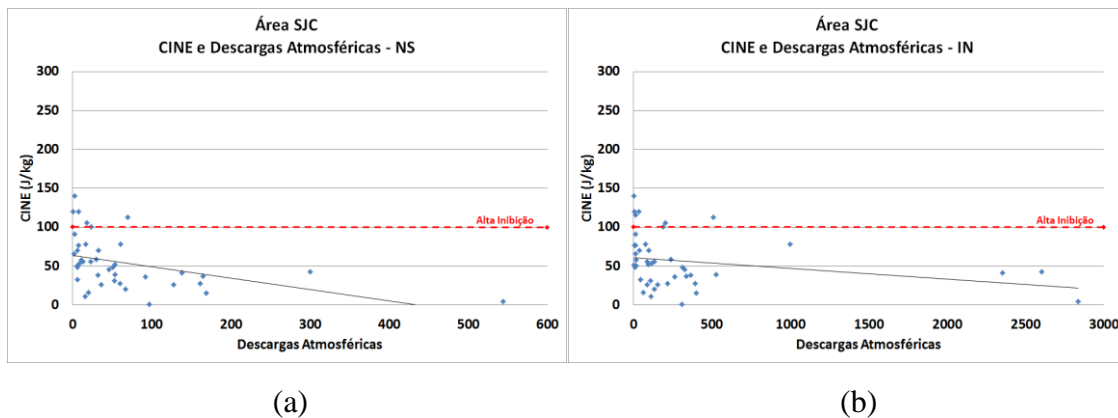


Figura 8.8 – CINE e descargas Atmosféricas NS (a) e IN (b) da área SPO.

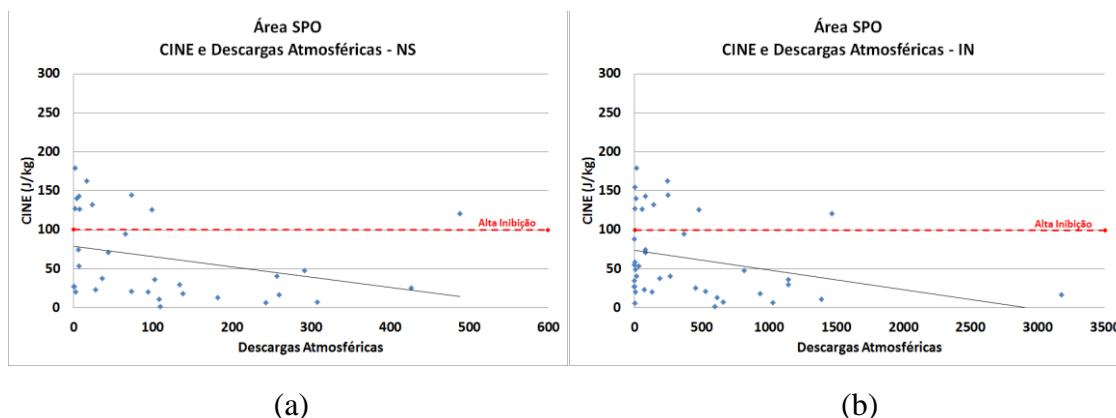
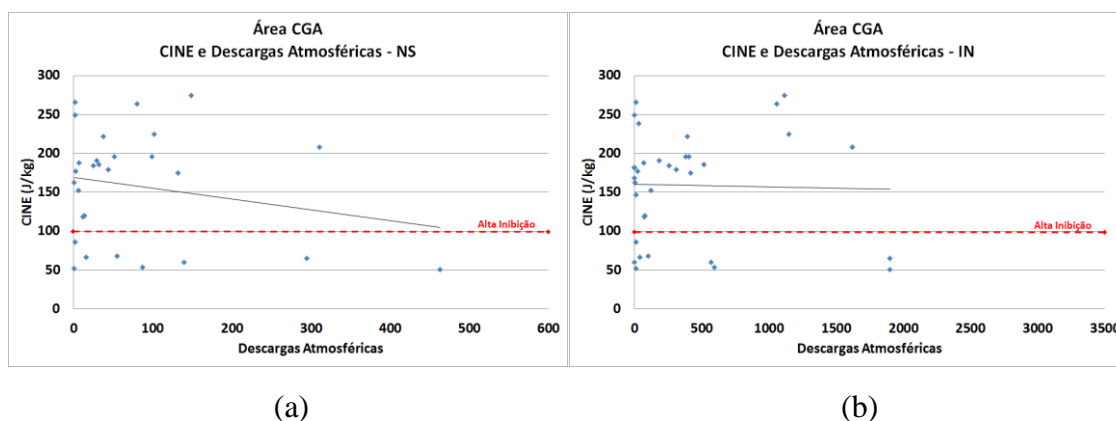


Figura 8.9 – CINE e descargas Atmosféricas NS (a) e IN (b) da área CGA.



O índice K não apresentou uma tendência significativa, crescente ou decendente, quando comparado às ocorrências de descargas atmosféricas. Porém, seu valor numérico se mostrou muito superior ao estabelecido na literatura para ocorrência de tempestades. No geral, para as três áreas, os valores do índice K ficaram entre 38 a 40°C como mostra as Figuras 8.10 a 8.12.

Figura 8.10 – Índice K e descargas Atmosféricas NS (a) e IN (b) da área SJC.

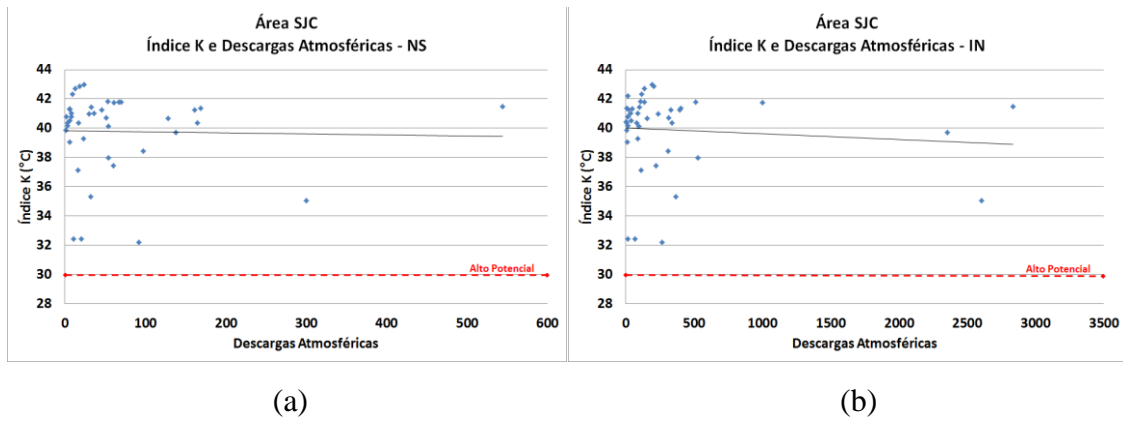


Figura 8.11 – Índice K e descargas Atmosféricas NS (a) e IN (b) da área SPO.

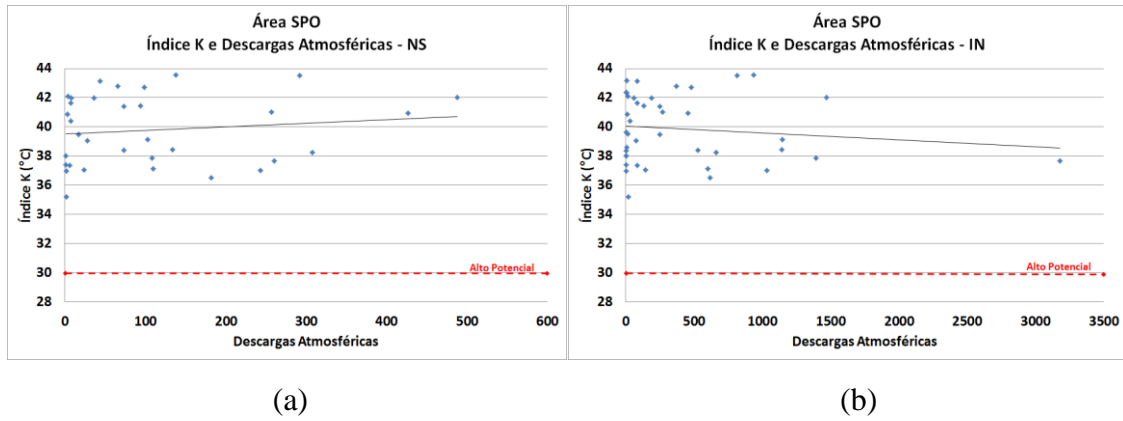
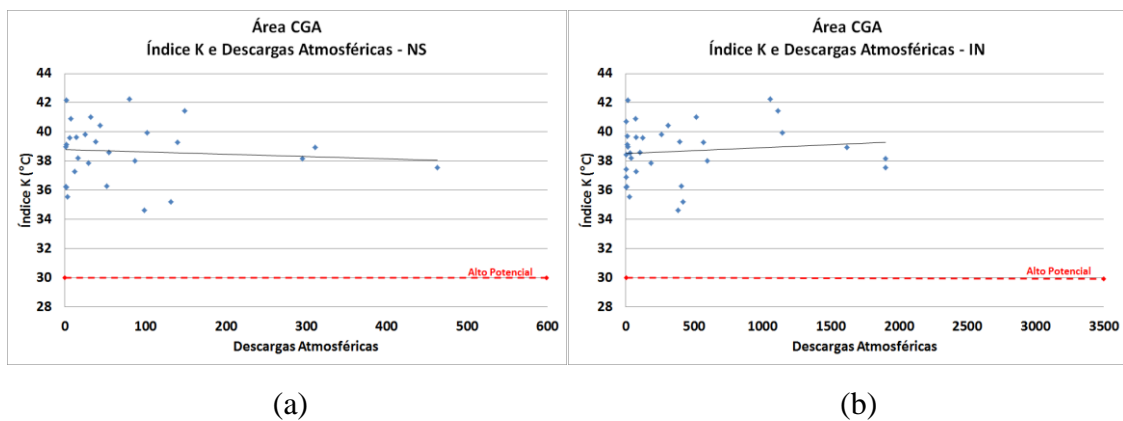
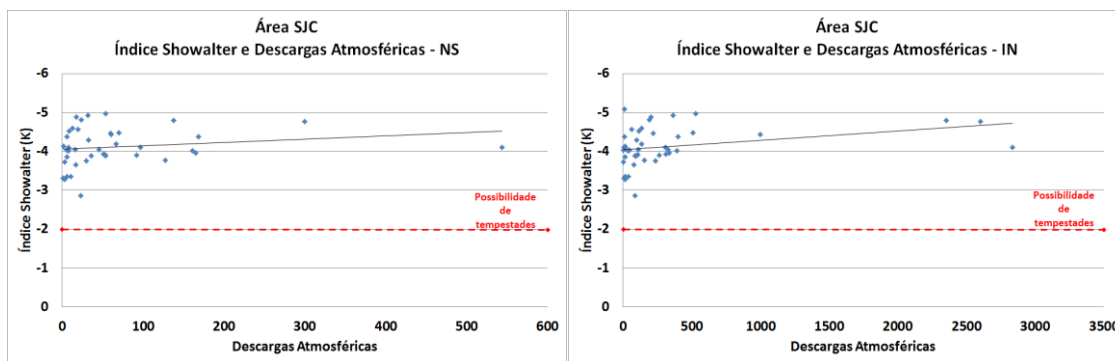


Figura 8.12 – Índice K e descargas Atmosféricas NS (a) e IN (b) da área CGA.



O índice Showalter também não apresentou uma tendência linear para as três áreas analisadas, porém seus valores oscilaram entre -3 a -5 sendo estes superiores ao encontrados na literatura.

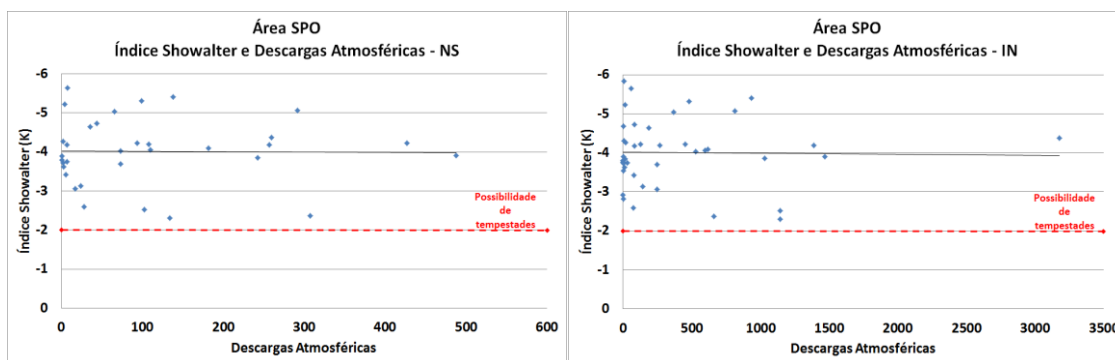
Figura 8.13 – Índice Showalter e descargas Atmosféricas NS (a) e IN (b) da área SJC.



(a)

(b)

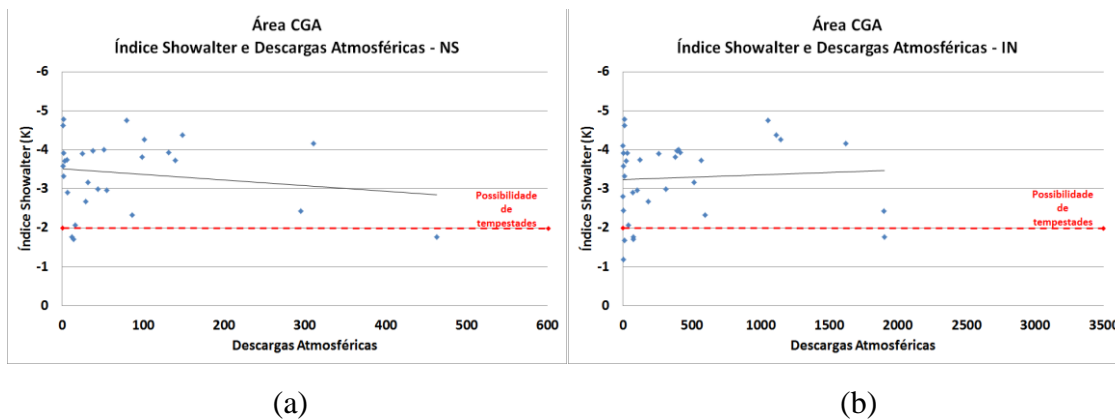
Figura 8.14 – Índice Showalter e descargas Atmosféricas NS (a) e IN (b) da área SPO.



(a)

(b)

Figura 8.15 – Índice Showalter e descargas Atmosféricas NS (a) e IN (b) da área CGA.



O índice TT não apresentou uma tendência crescente em relação à ocorrência de descargas atmosféricas para as três áreas analisadas. Porém, o índice se mostrou mais elevado do que valores típicos na literatura. Em grande parte, o índice TT se mostrou na ordem de 48 a 50°C.

Figura 8.16 – Índice TT e descargas Atmosféricas NS (a) e IN (b) da área SJC.

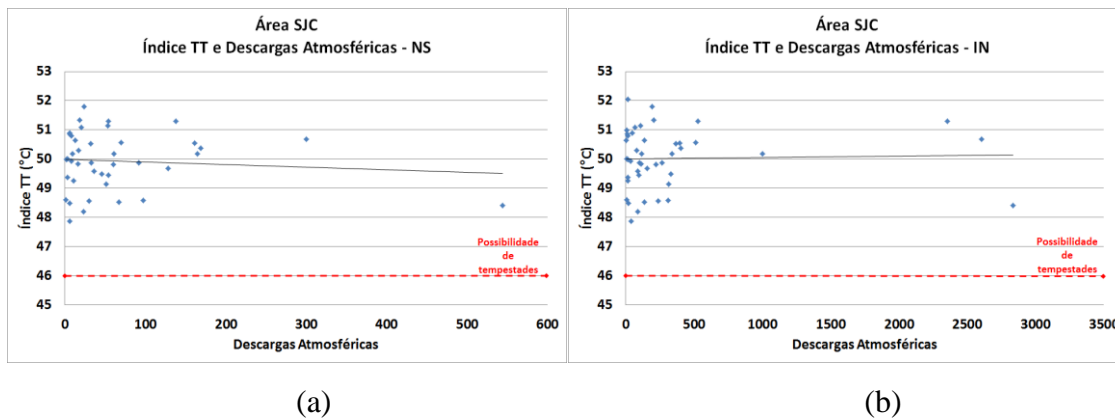


Figura 8.17 – Índice TT e descargas Atmosféricas NS (a) e IN (b) da área SPO.

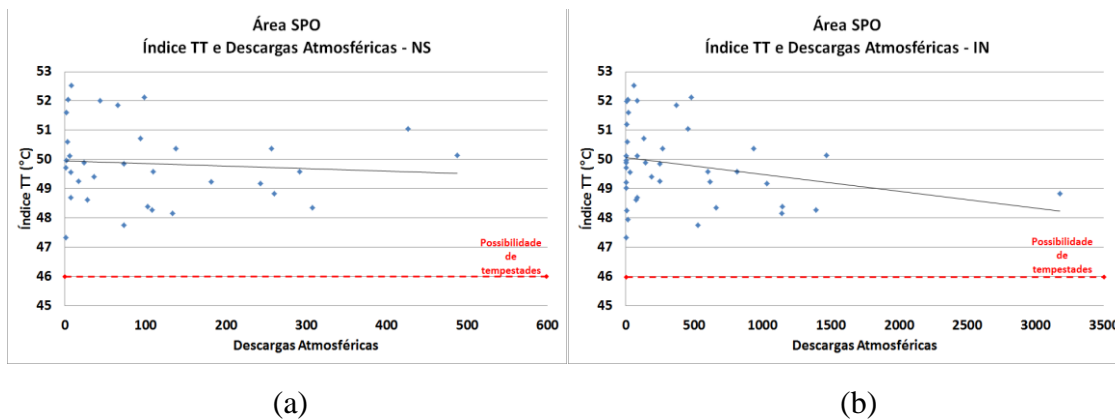
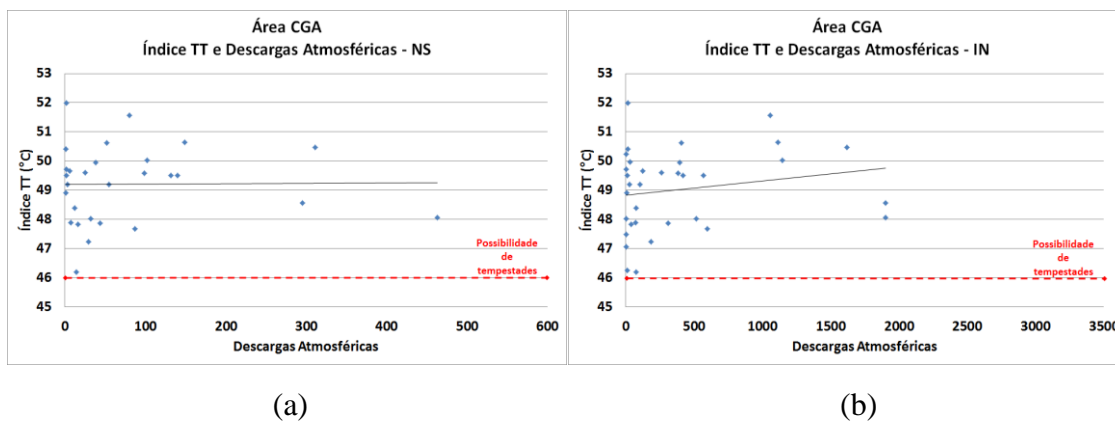


Figura 8.18 – Índice TT e descargas Atmosféricas NS (a) e IN (b) da área CGA.



O índice cinemático SWEAT foi o único que se mostrou abaixo dos limiares propostos na literatura. Na maioria dos casos, as descargas atmosféricas foram observadas com o SWEAT na ordem de 250 ou menos.

Figura 8.19 – SWEAT e descargas Atmosféricas NS (a) e IN (b) da área SJC.

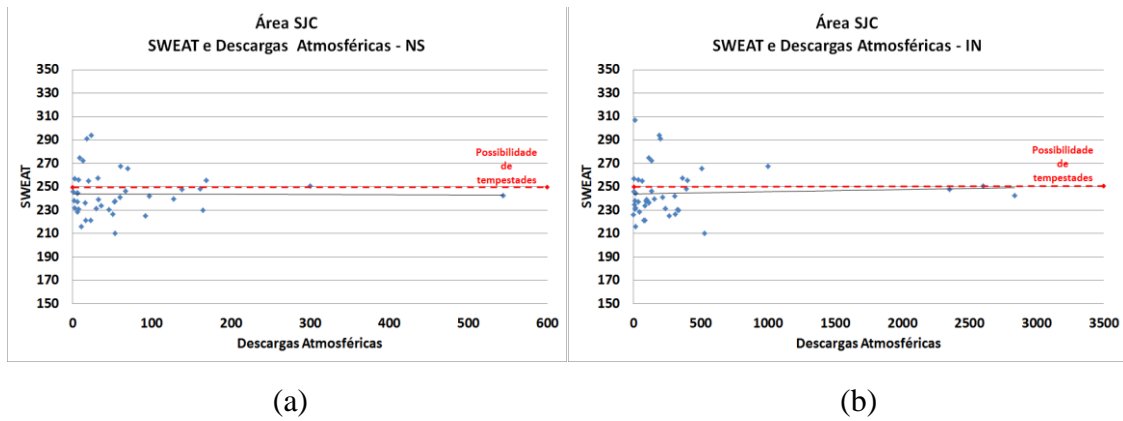


Figura 8.20 – SWEAT e descargas Atmosféricas NS (a) e IN (b) da área SPO.

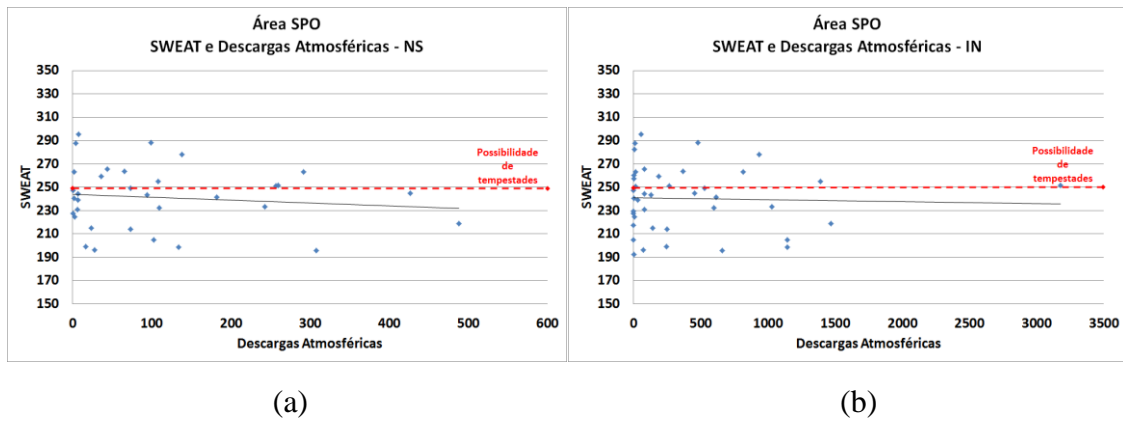
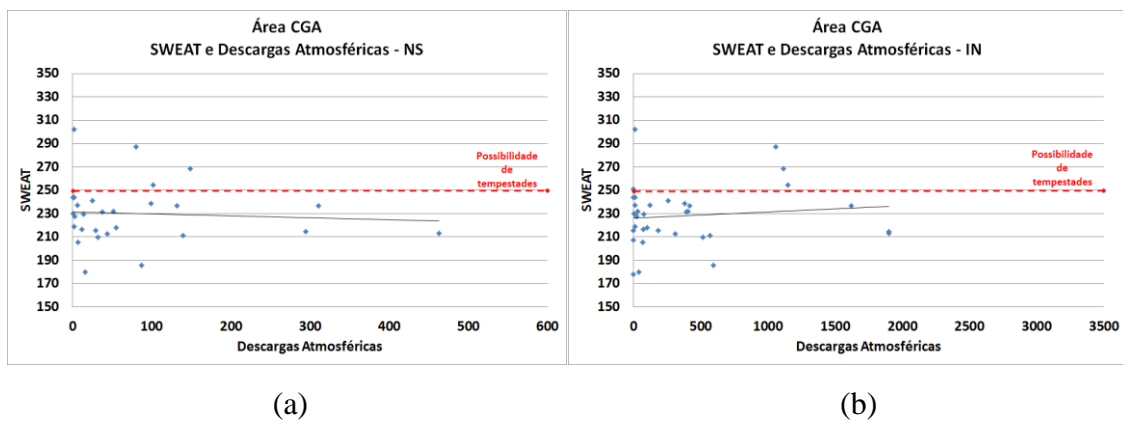


Figura 8.21 – SWEAT e descargas Atmosféricas NS (a) e IN (b) da área CGA.



Através das figuras acima nota-se que em grande parte, os valores dos índices de estabilidade indicados na literatura (grifados em vermelho nos gráficos) estavam aquém do observado na presença de descargas atmosféricas. Para tanto, foi elaborada uma análise com limiares superiores como consta na Tabela 8.2 na tentativa de propor um novo limiar para cada índice de estabilidade na presença de descargas atmosféricas.

Tabela 8.2 - Percentual de casos por índice para as áreas analisadas

		CAPE	CAPE	CINE	CINE	K	SW	TT	SWEAT
		1000	1500	50	100				
		>1000	>1500	<50	<100	>36	<-3	>48	>200
SJC	NS	87,8%	65,9%	51,2%	85,4%	87,8%	97,6%	97,6%	100,0%
	IN	88,6%	65,9%	47,7%	84,1%	88,6%	97,7%	97,7%	100,0%
SPO	NS	93,9%	69,7%	57,6%	69,7%	97,0%	87,9%	93,9%	87,9%
	IN	92,7%	65,9%	56,1%	73,2%	97,6%	85,4%	92,7%	87,8%
CGA	NS	85,7%	78,6%	0,0%	28,6%	89,3%	64,3%	78,6%	92,9%
	IN	85,3%	76,5%	0,0%	26,5%	91,2%	58,8%	73,5%	91,2%

Através da Tabela 8.2 observa-se que em média 80% ou mais dos casos que apresentaram descargas atmosféricas podem ter os limiares dos índices de estabilidade alterados tomando como base os índices K, SW e TT. Já o índice SWEAT apresentou um limiar aquém do proposto na literatura podendo reduzir o seu limiar quando na presença de descargas atmosféricas. O índice CAPE no geral se comportou essencialmente acima de 1000 J/kg. Valores mais elevados de CAPE não estavam tão relacionados com as ocorrências de descargas atmosféricas. Já o índice CINE apresentou uma percentagem mais elevada quando se considera o limiar de 100 J/kg em referência às áreas de SJC e SPO. Para 50J/kg, considerado moderado na literatura, esse índice não apresentou muita significância. Apenas para a área CGA esse índice se mostrou elevado.

9 RESULTADOS - ANÁLISE DOS ÍNDICES COMO PREDITORES

Através das Figuras 9.1 a 9.6 pode-se observar o comportamento temporal dos índices de instabilidade para os sete eventos de cada área de estudo tomando como base três horas antes da atividade elétrica em cada evento. Pela Figura 9.1 nota-se que o CAPE apresentou crescimento gradativo em todos os eventos de SJC. Para SPO e CGA o CAPE não apresentou crescimento em um dos eventos. O CINE (Figura 9.2) em SJC apresentou redução antes da atividade elétrica somente em alguns eventos. Para os demais eventos o CINE apresentou uma pequena oscilação entre as três horas analisadas, sendo em alguns casos abaixo de 50 J/kg e em outros pouco menos de 100 J/kg. Para a área SPO o CINE apresentou valores extremamente baixos em alguns eventos. Em outros dois eventos o CINE apresentou redução e outro elevação, porém todos abaixo de 100 J/kg. Em relação à área CGA o CINE apresentou valores muito elevados como nos eventos e outros dois na ordem de 100 J/kg. Apenas em um evento ele apresentou valores mais baixos.

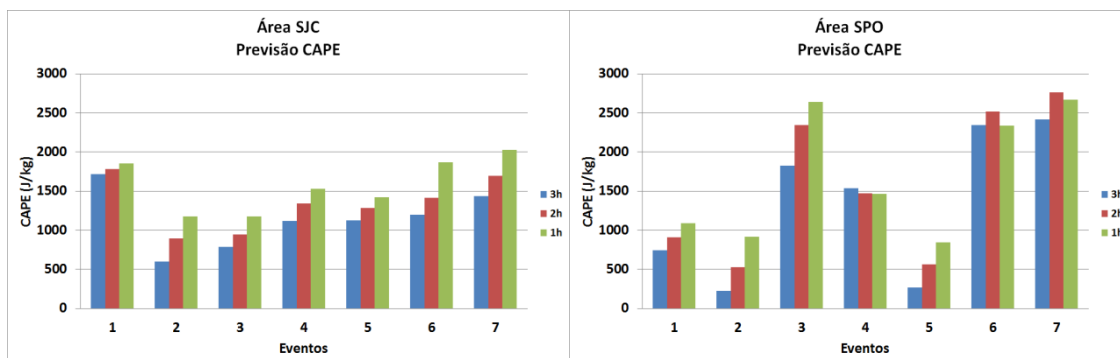
O índice K apresentou crescimento gradual em boa parte dos eventos como observado nas Figuras 9.3 (a, b e c). Em relação a SJC ele apresentou em mais da metade dos casos valores acima de 36°C três horas antes da atividade elétrica e valores acima de 38°C uma hora antes. Apenas para um evento os valores desse índice estavam mais baixos, porém ainda indicando potencial para tempestades. Em relação a área SPO apenas dois eventos não apresentaram crescimento, porém seus valores já se encontravam acima de 36°C o suficiente para indicar a possibilidade de tempestades. Nos demais eventos esse índice permaneceu em média acima de 38°C e em alguns casos chegou a mais de 42°C.

Para a área CGA nota-se que esse índice apresentou crescimento apenas na metade dos casos, mas em alguns casos apresentou oscilações ou redução, porém indicando a possibilidade de tempestades a três horas antes da atividade elétrica. As Figuras 9.4 (a, b e c) apresentam o comportamento do índice Showalter. Pode-se

observar que esse índice apresentou redução em mais da metade dos casos nas áreas SJC e SPO indicando aumento na instabilidade três horas antes da atividade elétrica. Na área SJC (Figura 9.4a) apenas um evento mostrou crescimento no índice Showalter, porém seu valor numérico já indicava a possibilidade de tempestades severas três horas antes do evento.

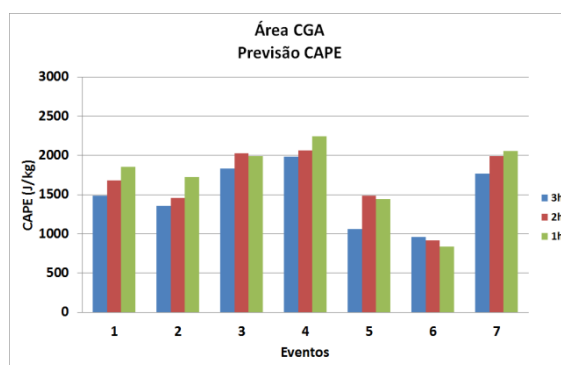
Em relação a área CGA, esse índice apresentou redução em cerca da metade dos casos e outros apresentando variações e crescimento, porém todos indicando a possibilidade de tempestades. O índice TT mostrado nas Figuras 9.5 (a, b e c) indica que mais da metade dos eventos em SJC e SPO apresentaram crescimento três horas antes da atividade elétrica. Apenas um evento em SJC apresentou pequena redução, porém já indicando o potencial para ocorrência de tempestades, pois seus valores permaneceram acima de 51°C. O mesmo fato foi observado para um evento na área SPO, porém com valores na ordem de 50°C. Para a área CGA os valores do índice TT também apresentaram crescimento e outros uma redução além de apresentarem valores mais baixos, na ordem de 48°C para na ordem de 46 a 47°C. As Figuras 9.6 (a, b e c) mostram a evolução do SWEAT e com base nelas pode-se observar que ele permaneceu mais alto sobre a área SJC do que SPO e CGA. Em SJC ele permaneceu em média com valores acima de 210 além de crescimento pouco expressivo na maioria dos casos. Já na área SPO esse índice permaneceu em média abaixo de 210 além de crescimento pouco expressivo como em SJC. Na área CGA o SWEAT apresentou baixo crescimento nas três horas antes da atividade elétrica como nas áreas SJC e SPO. Seus valores permaneceram em média na ordem de 210 com exceção em um evento, onde os valores chegaram a mais de 300.

Figura 9.1 – Previsão do índice CAPE três horas antes da atividade elétrica em cada evento de SJC (a), SPO (b) e CGA (c).



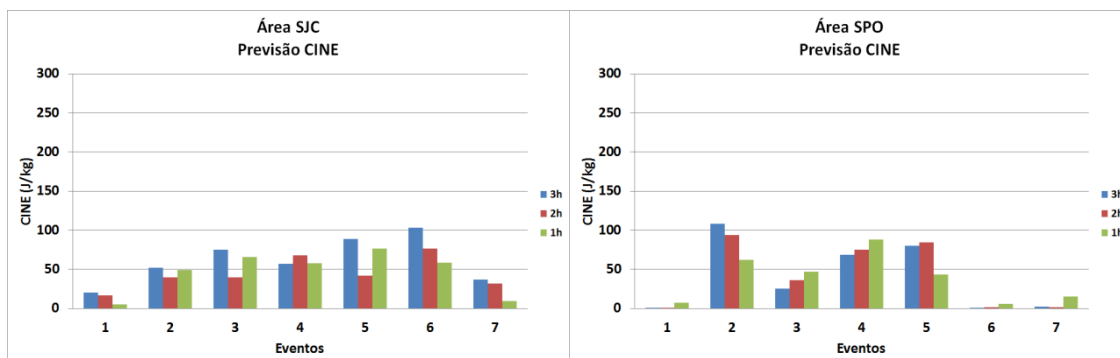
(a)

(b)



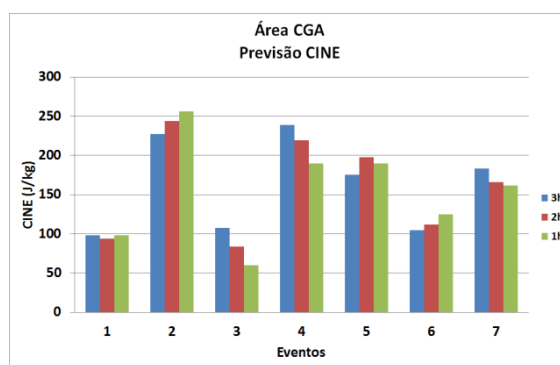
(c)

Figura 9.2 – Previsão do índice CINE três horas antes da atividade elétrica em cada evento de SJC (a), SPO (b) e CGA (c).



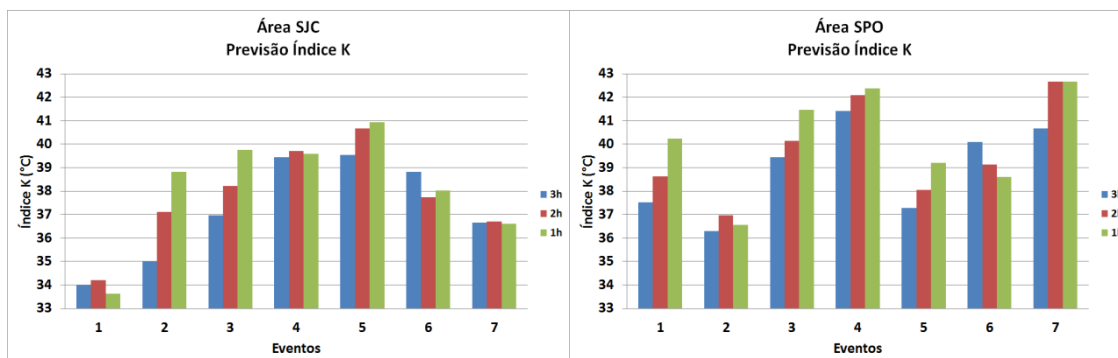
(a)

(b)



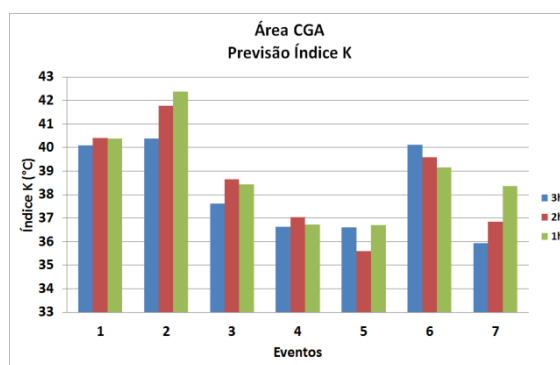
(c)

Figura 9.3 – Previsão do índice K três horas antes da atividade elétrica em cada evento de SJC (a), SPO (b) e CGA (c).



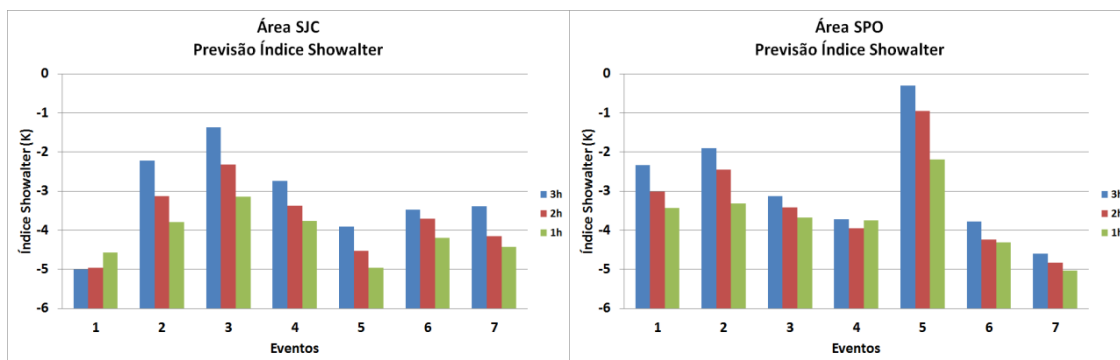
(a)

(b)



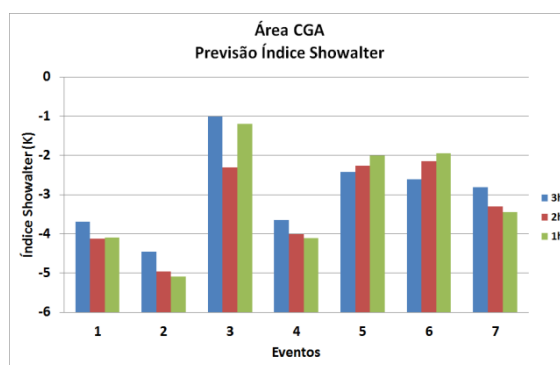
(c)

Figura 9.4 – Previsão do índice Showalter três horas antes da atividade elétrica em cada evento de SJC (a), SPO (b) e CGA (c).



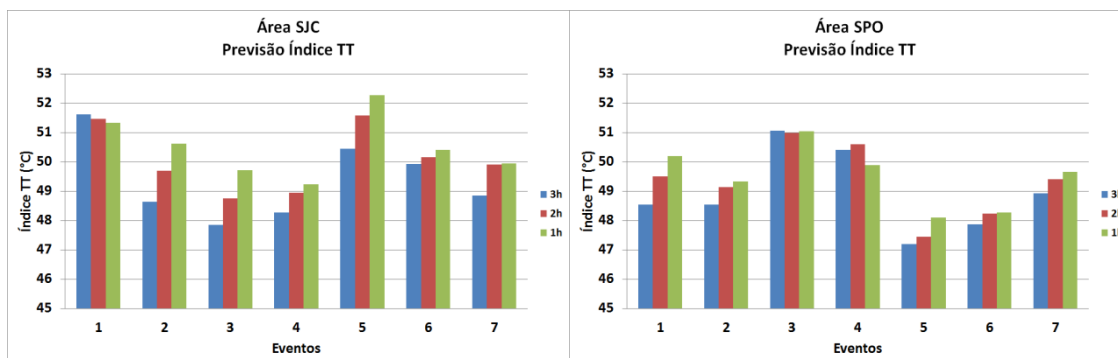
(a)

(b)



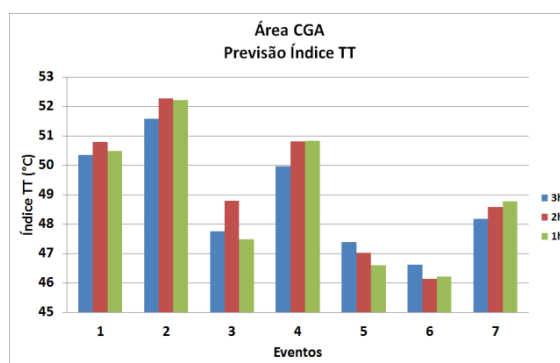
(c)

Figura 9.5 – Previsão do índice TT três horas antes da atividade elétrica em cada evento de SJC (a), SPO (b) e CGA (c).



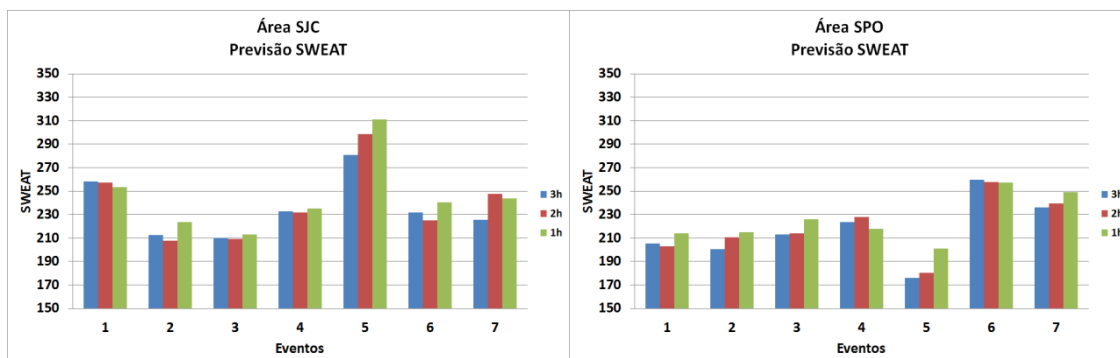
(a)

(b)



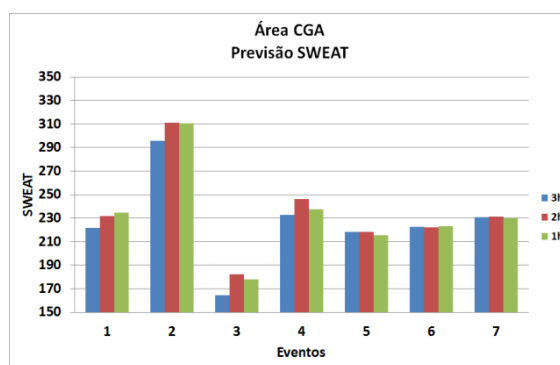
(c)

Figura 9.6 – Previsão do SWEAT três horas antes da atividade elétrica em cada evento de SJC (a), SPO (b) e CGA (c).



(a)

(b)



(c)

10 CONCLUSÕES

Estudos relacionados com os impactos que as descargas atmosféricas causam na sociedade são de extrema importância na atualidade, pois cada vez mais esses fenômenos têm causado prejuízos de bilhões de dólares aos cofres públicos e privados, além de perdas de vidas humanas como discutido na introdução. Na tentativa de amenizar esses impactos através de análises de ferramentas operacionais foram apresentadas situações com condições de tempestades severas acompanhadas por descargas atmosféricas em três áreas distintas na região Sudeste.

Infelizmente, alguns dados ainda só são encontrados em algumas regiões do país como a disponibilidade de radares meteorológicos capazes de acompanhar a evolução e deslocamento de tempestades com descargas atmosféricas que possam afetar de forma direta ou indiretamente a população. Até mesmo o uso de modelos meteorológicos capazes de preverem situações de tempo severo apresentam empecilhos quando avaliados em relação à sua resolução horizontal e temporal. Embora existam modelos meteorológicos que diagnostiquem e prognostiquem as situações adversas do tempo, não são todas as áreas da superfície terrestre que são contempladas com tal tecnologia.

Em suma, avaliar as ferramentas disponíveis em determinadas regiões podem contribuir de forma significativa na prevenção de danos ou perdas ocasionados pelas descargas atmosféricas.

Nesse trabalho, as análises mostradas através das relações com as descargas atmosféricas, dados de radar meteorológico e modelo numérico de previsão de tempo vêm contribuir para uma previsão mais precisa e de forma antecipada de sistemas severos de tempo capazes de produzirem descargas atmosféricas.

Na primeira parte dos resultados, foram apresentados estudos de casos de tempo severo para três regiões que apresentam significativa densidade populacional na região Sudeste do país. Em todos os casos, os eventos meteorológicos precipitantes apresentaram em média, na sua máxima atividade elétrica, 1494 descargas IN e 253 descargas NS. A média da temperatura de brilho infravermelho para os seis casos analisados foi de -55°C e de 53 dBZ para refletividade obtidos através do radar meteorológico de São Roque.

Em relação aos índices de estabilidade, as médias foram tomadas de acordo com o máximo valor apresentado durante o ciclo de vida das tempestades analisadas nas três áreas. Em alguns casos, esses valores foram observados antes da atividade elétrica principal, aqui denominada como o horário onde foram registrados os valores mais elevados de descargas atmosféricas NS e IN. As médias para os índices de estabilidade foram de 2000 J/kg para o CAPE, 98,3 J/kg para o CINE, 40°C para o índice K, 4,5K para o índice Showalter, 51°C para o índice TT e 265 para o SWEAT. Todos os valores numéricos dos índices se mostraram superiores aos limiares adotados na literatura, porém ressalta-se que esses limiares adotados rotineiramente em centros operacionais foram desenvolvidos para as planícies norte-americanas e que adotam como critério, a ocorrência de tempestades severas sem fazer menção a presença de descargas atmosféricas como proposto nesse trabalho.

Na segunda parte dos resultados foi apresentada a percentagem de casos que apresentaram descargas atmosféricas e que ficaram acima de 40 dBZ. A área SJC foi a que apresentou maiores valores de refletividade associados à ocorrência de descargas atmosféricas. As áreas SPO e CGA apresentaram em média 60 a 70% dos casos, respectivamente. Em relação aos índices de estabilidade, os índices K, SW e TT foram os que apresentaram maior correlação com as descargas atmosféricas apresentando mais de 80% dos casos e para valores considerados mais elevados dos que encontrados na literatura. Ou seja, é possível que, para previsão de descargas atmosféricas, os valores dos índices, ao menos o K, SW e TT possam ser ajustados. Em relação ao SWEAT, os

limiares encontrados na literatura são mais altos dos que foram encontrados. Para a região de estudo, pode-se adotar como indicativo de tempestades com descargas atmosféricas o valor numérico 200. Já o CAPE também apresentou valores significativos, acima de 1000 J/kg. O índice CINE foi o que apresentou maiores discrepâncias entre todos os índices quando comparados com descargas atmosféricas e valores de referência na literatura.

A título de previsão, como mostrados na terceira parte dos resultados, todos os índices podem ser utilizados como preditores da condição de tempo severo associado à presença de descargas atmosféricas com até 03 horas antes da primeira atividade elétrica na falta de informação de descargas atmosféricas. Em boa parte, os índices já indicaram condição de severidade para os casos analisados independente da área de estudo ressaltando ainda que, esses limiares se apresentaram superiores aos valores de referência encontrados na literatura.

Uma combinação através dos limiares dos índices de estabilidade K, Showalter e TT dispostos na Tabela 8.2, por exemplo, poderia servir de base para prever áreas com potencial ocorrência de descargas atmosféricas. Uma combinação análoga já foi proposta por Andrade et al. (2006) para identificar áreas com potencial ocorrência de eventos extremos na região Sudeste do Brasil tomando como base os limiares propostos por Silva Dias (2000). De acordo com Andrade, os resultados são utilizados pelo Grupo de Previsão do Tempo do CPTEC para elaboração de alertas meteorológicos permitindo que medidas sejam adotadas para minimizar os efeitos causados por eventos severos.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ANTONIO, C.A.A. **Aplicação de filtro em imagens de radar meteorológico**, Bauru: IPMet, UNESP, 1994.

ARAKAWA, A.; LAMB, V. R. **Computational design of the basic dynamical processes of the UCLA general circulation model** - general circulation models of the atmosphere. New York: Academic Press, p. 173-265, 1977 (A78-10662 01-47).

AYOADE, J. O. 1991. **Introdução à climatologia para os trópicos**. 4. ed. Rio de Janeiro: Bertrand, Brasil.

BENETI, C.A.A.; SILVA DIAS, M.A.F. Análise da performance de índices de instabilidade como previsores de tempestades na região de São Paulo. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 4., 1986, Brasília, DF, **Anais...** Rio De Janeiro: SBMET, 1986. V.2, 65-70.

BLUESTEIN, H. B. **Synoptic-dynamic meteorology in midlatitudes**. Volume II: observations and theory of weather systems. New York: Oxford University Press, 1993. 594 p.

BORN, M.; WOLF, E. **Principles of optics**: electromagnetic theory of propagation, interference and diffraction of light. Cambridge: University Press, 1964.

CHEN, F.; DUDHIA, J. Coupling an advanced land-surface/ hydrology model with the Penn State/ NCAR MM5 modeling system. Part I: model description and implementation. **Mon. Wea. Rev.**, v.129, p. 569–585, 2001.

DARDEN, C. B.; NADLER, D. J.; BURKS, J.; STANO, G. T.; BUECHLER, D. E. Total lightning information: an operational perspective. In: INTERNATIONAL LIGHTNING DETECTION CONFERENCE (ILDC), 21., 2010, Orlando. **Proceedings...** Orlando: Vaisala, 2010.

DIAS, S. V. **Análise dos índices de instabilidade para previsão de formações convectivas severas para a região do aeródromo do Galeão, Aeroporto Tom Jobim**, São José dos Campos: Instituto de Controle do Espaço Aéreo ICEA – Divisão de Ensino, 2008.

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

DOVIK, R.J.; ZRNIC, D.S. **Doppler radar and weather observations**. New York: Academic Press, 1984. 458 p.

ESCOBAR, G.; ANDRADE, K. Climatologia dos índices de instabilidade K e Total Totals (TT) para o Sul e Sudeste do Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 16., 2010. Belém, PA. **Anais...** Rio de Janeiro: Soc. Bras. Meteorologia, 2010. DVD.

FARIAS, W. R. G. **Estudo das características da atividade dos raios na região metropolitana de São Paulo**. 2010. 155 p. (sid.inpe.br/mtc-m19/2010/10.04.13.35-TDI). Tese (Doutorado em Geofísica Espacial) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2010. Disponível em: <<http://urlib.net/8JMKD3MGP7W/38C8S85>>. Acesso em: 29 abr. 2014.

FEYMAN, R.P.; LEIGHTON, R.B.; SANDS, M. **Lecture on physics**. Pasadena, CA: California Institute of Technology, 1964.

FUCKNER, M.A.; MAIA, A.L.S.; IWASHITA, F.; BISPO, P.C. Dados topográficos e a sua relação com a distribuição espacial da precipitação: estudo em área teste no estado de São Paulo – Brasil. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 13. (SBSR), 2007, Florianópolis. **Anais...** São José dos Campos: INPE, 2007. p. 3929-3936. CD-ROM; On-line. ISBN 978-85-17-00031-7. (INPE-16375-PRE/10953). Disponível em: <<http://urlib.net/dpi.inpe.br/sbsr@80/2006/11.15.17.43>>. Acesso em: 29 abr. 2014.

GEORGE, J. J. **Weather forecasting for aeronautics**. New York: Academic Press, 1960. 673 p.

GIN, R. B. B. **Estudo das características dos relâmpagos nuvens-solo em Minas Gerais no verão de 1993**. 1997. 191 p. (INPE-6393-TDI/609). Tese (Doutorado em Geofísica Espacial) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 1996.

HALLAK, R., PEREIRA FILHO, A. J. Análise de desempenho de índices de instabilidade atmosférica na previsão de fenômenos convectivos de mesoescala na região metropolitana de São Paulo entre 28 de janeiro e 04 de fevereiro de 2004, **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.27, n.2, p. 173 - 206, 2012. ISSN 0102-7786. <http://dx.doi.org/10.1590/S0102-77862012000200006>.

HAMBRIDGE, R. E. **'K' chart application to thunderstorm forecasts over the western United States**. Environmental Science Services Administration, U.S. Weather Bureau, 1967. 9p. ESSA Tech. Memo. WRTM-23.

LIU, C.; HECKMAN, S. The application of total lightning detection and cell tracking for severe weather prediction. In: AMERICAN METEOROLOGICAL SOCIETY ANNUAL MEETING, 91., 2011, Seattle. **Proceedings...** Seattle: AMS, 2011. p. 1-10.

HOLTON, J. R. **An introduction to dynamic meteorology**. San Diego: Academic Press, 511 p.

IRIBARNE, J. V.; CHO, H. R. **Atmospheric physics**. Dordrecht: D. Reidel Publishing, 1980. 212p. ISBN 90-277-1033-3.

JOHNS, R. H.; DOSWELL, C. A. Severe local storms forecasting. **Wea. Forecasting**, v. 7, p. 588-612, 1992.

LAPRISE R. The Euler Equations of motion with hydrostatic pressure as an independent variable, **Mon. Wea. Rev.**, v.120, p. 197–207, 1992.

LIMA, W. F. A.; MACHADO, L. A. T.; MORALES, C. A.; PINTO JR, O. **Estimativa de probabilidade de ocorrência de relâmpagos**. Disponível em:
www.sigma.cptec.inpe.br/fortracc/vapor/saibamais.pdf

MAGONO, C. **Thunderstorms – developments in atmospheric science**. Sapporo, Japan: Department of Geophysics, Faculty of Science, Hokkaido University, 1980.

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

MOLLER, A. R. Severe local storms forecasting. **Severe Convective Storms Amer. Meteor. Soc. Monograph**, v. 28, n. 50, p. 433-480, 2001.

NACCARATO, K. P. **Análise das características dos relâmpagos na região sudeste do Brasil**. 2005. 362 p. (INPE-14083-TDI/1069). Tese (Doutorado em Geofísica Espacial) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2005. Disponível em: <<http://urlib.net/sid.inpe.br/MTC-m13@80/2005/09.28.19.00>>. Acesso em: 29 abr. 2014.

NACCARATO, K. P., PINTO JR. O.Improvements in the detection efficiency model for the Brazilian lightning detection network (BrasilDAT).**Atmospheric Research**, v. 91, p. 546-563, 2009.

NACCARATO, K. P.; PINTO JR. O.A trial Brazilian Total Lightning Network (BTLN) in Southeastern Brazil: first results.In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON ATMOSPHERIC ELETRICITY, 14., 2011, Rio de Janeiro. **Proceedings...**Rio de Janeiro: International Commission on Atmospheric Electricity 2011.

NACCARATO, K. P.; SARAIVA, A. C. V.; SABA, M. M. F.; SCHUMANN, K.First performance analysis of BrasilDAT total lightning network in southastern Brazil.In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON GROUNDING AND EARTHING & INTERNATIONAL CONFERENCE ON LIGHTNING PHYSICS & EFFECTS, 14.,2012, Rio de Janeiro. **Proceedings...** Rio de Janeiro, 2012.

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

ORLANSKI, I. A rationalsubdivisionof scales for atmospheric processes. **Bull. Amer. Meteor. Soc.**, v.56, p. 527-534, 1975

PEPPIER, R. A.**A Review of static stability indices and related thermodynamic parameters**. Illinois: Illinois State Water Survey Division Climate & Meteorology Section, 1988.

PESSOA, A. S.A.; LIMA, G. T.; SILVA, J. D. S.; STEPHANY, S.; STRAUSS, C.; CAETANO, M.; FERREIRA, N. J.Mineração de dados meteorológicos para previsão de eventos severos.**Revista Brasileira de Meteorologia**, v.27 n.1, 64 – 74, 2012.

PINTO JR, O.; PINTO, I. R. C. A. **Tempestades e relâmpagos no Brasil**. São José dos Campos:INPE, 2000.

QUEIROZ, A. P. **Monitoramento e previsão imediata de tempestades severas usando dados de radar**. 2008. 128 p. (INPE-14181-TDI/1093). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Centro Regional de Educação em Ciência e Tecnologia Espaciais para a América Latina e Caribe (CRECTEALC) - Campus Brasil - INPE, São José dos Campos, 2008. Disponível em: <<http://urlib.net/8JMKD3MGP8W/348NPCE>>. Acesso em: 29 abr. 2014.

SANTOS DA SILVA, F. D. **Análise objetiva estatística da precipitação estimada com radar e medida por uma rede telemétrica**. 2006. 101 p. (ID. 001581295). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Universidade de São Paulo, São Paulo, 2006. Disponível em: <<http://dedalus.usp.br/F>>. Acesso em: 29 abr. 2014.

SARAIVA, E. A.; NOZU, I.; BENETTI, C. **Correção dos efeitos dos lóbulos laterais na precipitação**. SIMEPAR – Sistema Meteorológico do Paraná COPEL – Companhia Paranaense de Energia, 2000.

CARDOSO, I. Os números surpreendentes de mortes por raios no Brasil. **Scientific American Brasil**, n. 110, p. 42 – 45, 2011.

SELA, J. Spectral modeling at the national meteorological center. **Monthly Weather Review**, v.108, n. 9, p. 1279-1292, 1980.

SILVA DIAS, M.A.F. Sistemas de mesoescala e previsão de tempo a curto prazo. **RBMET**, v.2, p. 133-150, 1987.

SILVA DIAS, M. A. F. Índices de **Instabilidade para previsão de chuva e tempestades severas**. São Paulo/SP: Departamento de Ciências Atmosféricas, Instituto Astronômico e Geofísico, Universidade de São Paulo, 2000.

SHOWALTER, A. K. A stability index for thunderstorm forecasting. **Bull. Amer. Meteor. Soc.**, v.34, p. 250-252, 1953.

SKAMAROCK, W. C.; KLEMP, J. B.; DUDHIA, J.; GILL, D. O.; BARKER, D. M.; WANG, W.; POWERS, J. G. A **Description of the Advanced Research WRF Version 3**, 2008. (NCAR/Tech. Notes).

SKOLNIK, M. I. **Introduction to radar systems**. New York: McGraw-Hill Book Co., 42 p., 1980.

VAREJÃO SILVA, M. A. **Meteorologia e climatologia**. Recife: Versão Digital, 2005.

VIANELLO, R. L.; ALVES, A. R. **Meteorologia básica e aplicações**. Viçosa: UFV, 1991.

VIANELLO, R. L.; ALVES, A. R. **Meteorologia básica e aplicações**. 2. ed. Viçosa: UFV, 2012.

WALLACE, J. M.; HOBBS, P. V. **Atmospheric science – an introductory survey**. 2. ed. Washington: University of Washington, 2006.

ZEPKA, G. S. **Previsão de descargas atmosféricas usando o modelo de mesoescala WRF**. 2011. 176 p. (sid.inpe.br/mtc-m19/2011/07.15.19.09-TDI). Tese (Doutorado em Geofísica Espacial/Ciências Atmosféricas) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2011. Disponível em: <<http://urlib.net/8JMKD3MGP7W/3A4EGUB>>. Acesso em: 29 abr. 2014.

APÊNDICE A

A.1. Processos adiabáticos

Em um sistema fechado se há fornecimento de energia a temperatura irá aumentar, pois há alteração na energia interna do sistema. Porém, essa energia interna também pode ser alterada se for realizado trabalho no sistema. Para entendimento, considere um cilindro contendo ar em seu interior e em sua extremidade um êmbolo móvel. Se for adicionado calor ao sistema, a temperatura interna irá aumentar e o gás irá realizar trabalho devido a sua expansão movendo o êmbolo do cilindro. Resumidamente, tem-se:

$$dq = du + dw \quad (\text{A.1})$$

onde dq é a variação da quantidade de calor, du a variação da energia interna do gás contido no cilindro e dw o trabalho realizado pelo gás. Pode-se escrever o trabalho dw como o produto da pressão externa ao cilindro com a variação do volume específico do gás, ou seja, $dw = Pd\alpha$. Logo, pode-se escrever a Equação 2.1 na forma:

$$dq = du + Pd\alpha \quad (\text{A.2})$$

Levando em consideração que a variação da energia interna do gás é dada por

$$du = C_v dT \quad (\text{A.3})$$

Pode-se escrever (2.2) na forma:

$$dq = C_v dT + Pd\alpha \quad (\text{A.4})$$

onde C_v é o calor específico a volume constante com valor numérico de $718 \text{ J.kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$ e dT a variação de temperatura. A equação 2.4 é a equação da primeira lei da termodinâmica que nada mais é do que uma expansão do princípio de conservação da energia. Algumas variáveis envolvidas nessa equação não são fáceis de medir na atmosfera tornando necessária uma modificação da equação através da diferenciação da equação de Estado ($P\alpha = RT$). Logo, tem-se que:

$$Pd\alpha + \alpha dP = RdT \quad (\text{A.5})$$

Isolando $Pd\alpha$ e substituindo em 2.5 tem-se:

$$dq = C_v dT + RdT - \alpha dP \quad (\text{A.6})$$

Ou

$$dq = (C_v + R)dT - \alpha dP \quad (\text{A.7})$$

Dado que por definição $C_v + R = C_p$, a equação 2.7 assume a forma:

$$dq = C_p dT - \alpha dP \quad (\text{A.8})$$

onde C_p é o calor específico à pressão constante. A equação 2.8 é mais utilizada em meteorologia do que a equação 2.4, pois as variáveis T e P são medidas comumente utilizadas em meteorologia e fáceis de medir.

Em meteorologia se considera que as trocas de calor da parcela de ar com o meio é praticamente nula, ou seja, $dq = 0$, pois além do ar atmosférico ser um mal condutor

de calor as trocas ocorre num processo muito lento podendo considerar que é praticamente nulo. Logo, a equação 2.8 assume a forma:

$$C_p dT = \alpha dP \quad (\text{A.9})$$

Da equação da hidrostática, dp pode ser dado como:

$$dp = -\frac{g}{\alpha} dz \quad (\text{A.10})$$

Logo a equação 2.9 pode ser escrita na forma:

$$\frac{dT}{dz} = -\frac{g}{C_p} \quad (\text{A.11})$$

Se o ar contido na parcela não estiver saturado o processo é de fato adiabático seco. A energia interna do sistema aumenta ou diminui apenas devido a processos de expansão ou compressão do ar. Note que, pela equação 2.11, é possível afirmar que uma parcela de ar que não satura ao ascender na atmosfera terá a sua temperatura reduzida a uma taxa de $9,8^\circ\text{C}/\text{km}$ uma vez que $g = 9,8067 \text{ m}\cdot\text{s}^{-2}$ e que $C_p = 1005 \text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}\cdot\text{K}^{-1}$. A essa razão dá-se o nome de razão adiabática seca identificada pela letra Γ_d .

Porém, se uma parcela de ar que ascende na atmosfera estiver saturada, essa razão de decaimento da temperatura com a altura será menor, pois haverá contribuição não apenas dos efeitos de expansão e compressão, mas também da liberação de calor latente devido a condensação do vapor contido na parcela. Esse processo recebe o nome de processo adiabático saturado identificado pela letra Γ_s . Considerando que r é a razão de mistura e que ela diminui à medida que a parcela ascende na atmosfera devido a processos de condensação a variação de r é dada por dr e ao calor liberado neste

processo de calor latente de vaporização (L_v). Logo, a energia interna da parcela saturada é dada por:

$$du = C_v dT + L_v dr_s \quad (\text{A.12})$$

Considerando ainda que $q = 0$ por se tratar de um processo adiabático, a equação da primeira lei da termodinâmica será dada por:

$$0 = du + Pd\alpha \quad (\text{A.13})$$

Substituindo 2.13 em 2.12, tem-se:

$$0 = C_v dT + L_v dr_s + Pd\alpha \quad (\text{A.14})$$

Dado que $Pd\alpha = RdT - \alpha dP$ a equação 2.14 será na forma:

$$0 = C_v dT + L_v dr_s + RdT - \alpha dP \quad (\text{A.13})$$

Ou

$$dT = \frac{\alpha dP - L_v dr_s}{C_p} \quad (\text{A.14})$$

Novamente levando em consideração a equação da hidrostática (2.10) a equação acima pode ser escrita na forma:

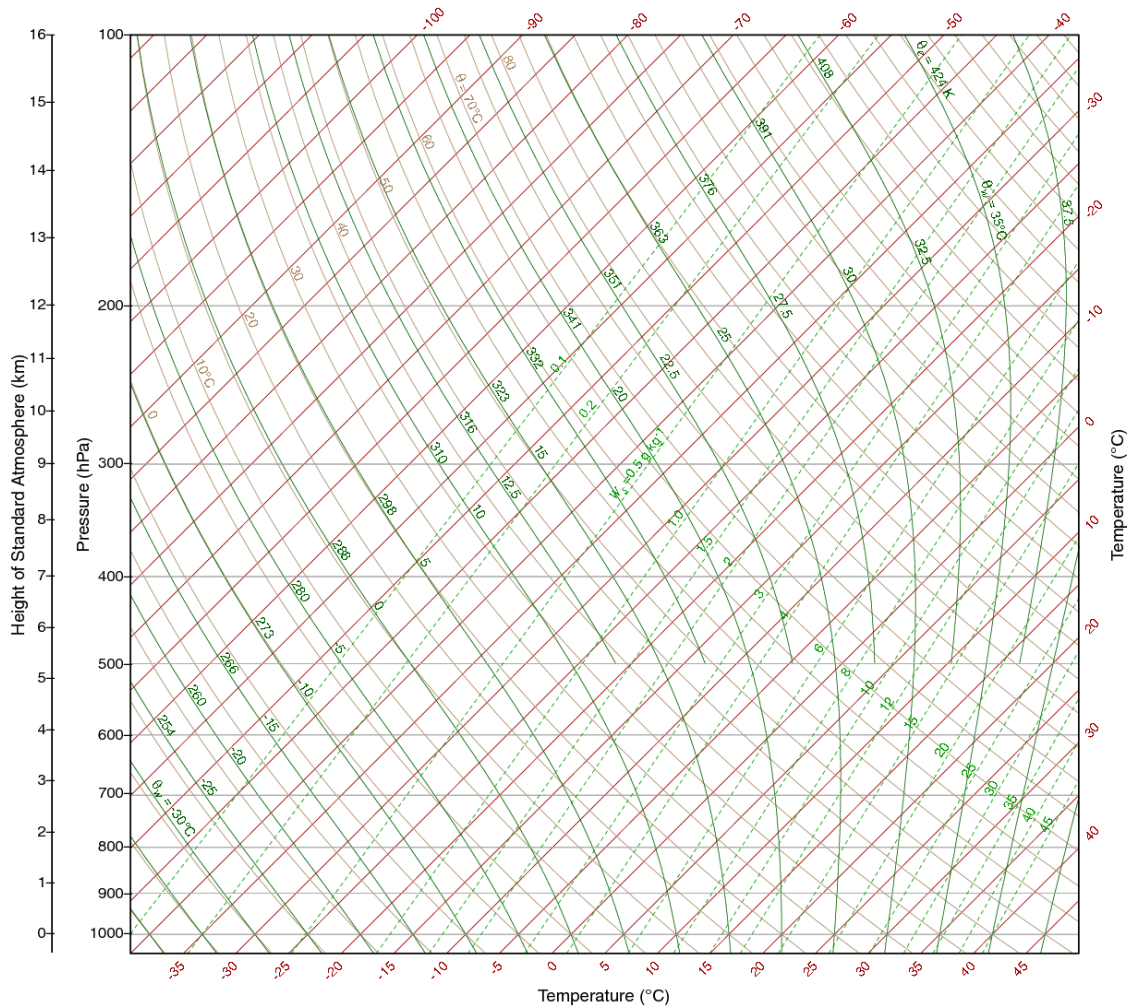
$$\frac{dT}{dz} = -\frac{g}{C_p} - \frac{L_v}{C_p} \frac{dr_s}{dz} \quad (\text{A.15})$$

A equação 2.15 é a razão adiabática saturada (Γ_s) e seu valor varia de acordo com a temperatura e pressão atmosférica uma vez que ela é dependente da razão de mistura de saturação. Outra consideração importante é que $\Gamma_s < \Gamma_d$, pois a taxa da razão de mistura de saturação é sempre negativa.

A.2 Diagrama Skew T Log P

A representação gráfica dos processos adiabáticos seco e saturado pode ser obtido através do uso de diagramas termodinâmicos como o Skew T Log P (Figura 2.1) que utiliza como dados de entrada as medições realizadas ao longo do perfil atmosférico através de sondagens meteorológicas. Os dados comumente medidos são temperatura, pressão, umidade, velocidade e direção do vento.

Figura A.1 – Diagrama Skew T Log P.



Na Figura A.1 as linhas pretas horizontais representam a pressão atmosférica (hPa ou mb), as vermelhas a temperatura (°C), as marrons as adiabáticas secas, as verdes contínuas as adiabáticas saturadas e as verdes tracejadas a razão de mistura (g/kg). Com os dados coletados em diferentes níveis da atmosfera é possível avaliar o seu comportamento vertical identificando possíveis inversões térmicas bem como avaliar o grau de instabilidade termodinâmica. Primeiramente são plotados os dados de temperatura em diferentes níveis de pressão coletados pela radiossondagem e de forma análoga os dados de temperatura do ponto de orvalho obtidos através da umidade relativa. A partir do perfil de temperatura do ponto de orvalho e temperatura do ar é possível obter respectivamente, a razão de mistura e a razão de mistura de saturação a

diferentes níveis da atmosfera. Além dessas variáveis, é possível obter também a temperatura potencial a um determinado nível de pressão em interesse. A temperatura potencial é a temperatura a qual uma parcela teria se essa fosse levada adiabaticamente até a um nível de pressão de referência (1000 hPa). A temperatura potencial é muito utilizada quando se deseja fazer comparações da temperatura em diferentes níveis da atmosfera. O mesmo se faz quando se reduz a pressão atmosférica ao nível médio do mar. Para se obter a temperatura potencial pelo diagrama Skew T Log P basta selecionar o valor da temperatura do ar plotada no diagrama e seguir pela linha adiabática seca até o nível de 1000 hPa. O valor de temperatura encontrado nesse nível é a temperatura potencial.

A.3 Níveis de Condensação

A.3.1 Nível de Condensação por Levantamento – NCL

Uma parcela de ar insaturada sobe na atmosfera a uma razão adiabática seca até que começa a saturar devido ao resfriamento adiabático. O nível onde a parcela se torna saturada é conhecido como o Nível de Condensação por Levantamento. A partir desse nível, a parcela irá subir a uma razão adiabática saturada havendo possibilidade de condensação. O NCL pode ser obtido por meio do diagrama Skew T Log P. Escolhe-se a temperatura da superfície e sobe pela adiabática seca e pela temperatura do ponto de orvalho pela linha da razão de mistura. Quando essas linhas se juntarem, o ponto formado entre elas será o NCL.

A.3.2 Nível de Condensação Convectivo – NCC

É o nível que uma parcela irá subir se for suficientemente aquecida por baixo garantindo a sua flutuabilidade. Trata-se da altura da base das nuvens cumuliformes. O NCC também é calculado através do diagrama Skew T Log P como segue: escolhe-se a

temperatura do ponto de orvalho em superfície e segue pela linha da razão de mistura até interceptar a linha de temperatura do ar.

A.3.3 Nível de Convecção Espontânea – NCE

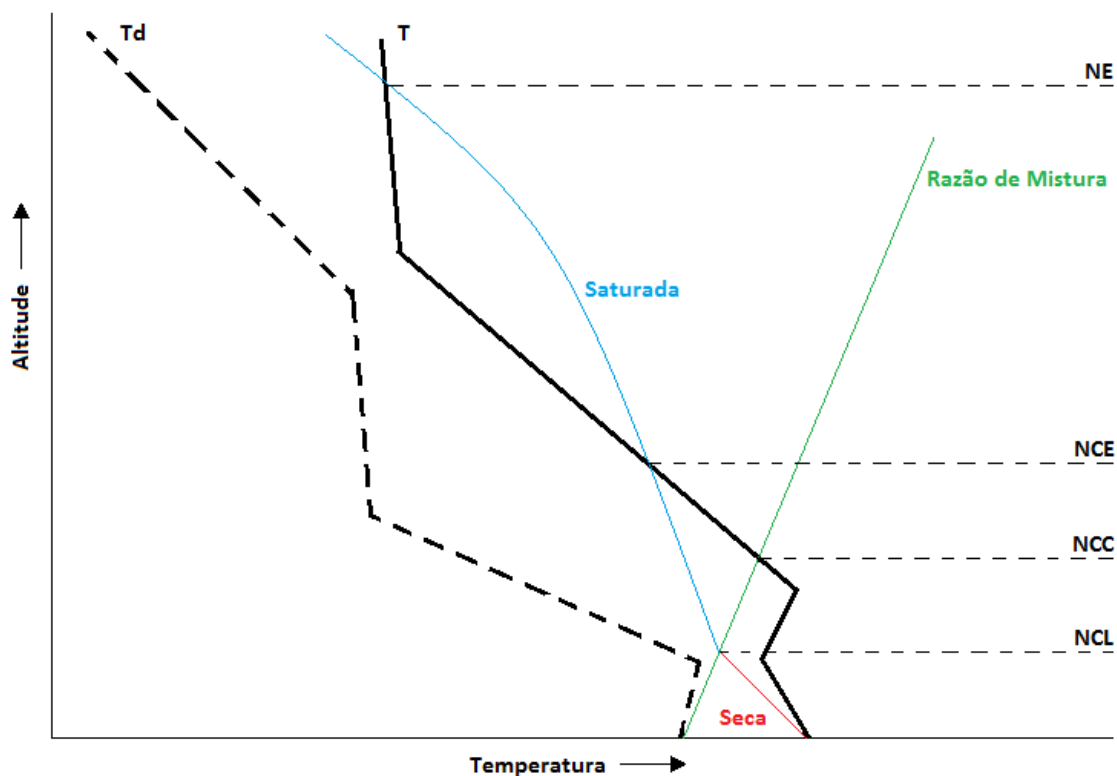
Altura a qual a parcela de ar se torna flutuante, ou seja, ela irá subir cada vez mais desde que sua temperatura seja maior que a temperatura ambiente. Nessas condições, a parcela ganhará aceleração cada vez maior. Ela é obtida a partir do NCL e subindo pela adiabática saturada até atingir a curva de temperatura do ar.

A.3.4 Nível de Equilíbrio – NE

É o nível em que a parcela flutuante cessa seu movimento ascendente, pois a sua temperatura se iguala com a temperatura ambiente. A partir do nível de convecção livre segue-se pela adiabática saturada até que novamente ela encontre com a curva da temperatura do ar.

Na figura a seguir são encontrados todos os níveis de condensação discutidos acima considerando dados hipotéticos de T e Td.

Figura A.2 – Níveis de condensação na atmosfera terrestre.



A.4 Estabilidade Atmosférica

O conceito de estabilidade atmosférica está estritamente relacionado à presença ou não de movimentos verticais devido aos gradientes verticais de temperatura. Suponha que uma parcela de ar é obrigada a subir na atmosfera devido a um impulso inicial. Se a temperatura da parcela for menor (densidade maior) que o ambiente na qual está imersa, essa parcela tenderá a se deslocar para seu estado inicial caracterizando uma condição de estabilidade atmosférica. Porém, se a temperatura da parcela que sobe pela atmosfera apresenta temperatura maior (densidade menor) que o ambiente ela permanecerá subindo caracterizando uma condição de instabilidade atmosférica. Resumindo, em condições de estabilidade, não há movimentos ascendentes que favoreçam a formação de nuvens e muito menos tempestades. O inverso acontece para condições de instabilidade.

A estabilidade atmosférica pode ser mensurada a partir do gradiente vertical de temperatura dado por:

$$\gamma = - \left(\frac{dT}{dz} \right) \quad (2.16)$$

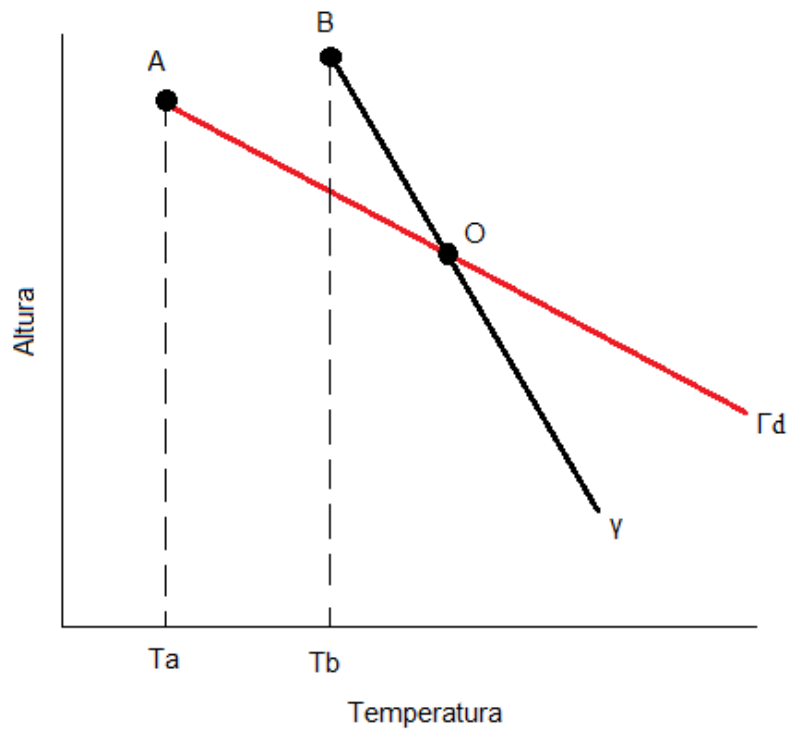
onde dT é a variação de temperatura e dZ a variação da altura. O sinal negativo (-) é devido a temperatura decrescer com a altura na atmosfera terrestre.

Se uma atmosfera apresenta condições em que a variação vertical da temperatura com a altura (γ) é menor que a variação dada pela razão adiabática seca (Γ_d), ou seja:

$$\gamma < \Gamma_d$$

tem-se condição de estabilidade atmosférica. Através da Figura A.3 pode-se observar uma parcela que sai do ponto O até o ponto A. Nota-se que a temperatura no ponto A será menor que a temperatura no ponto B ($T_a < T_b$) tornando a densidade da parcela maior que o meio obrigando a parcela a se deslocar para baixo.

Figura A.3 – Condição de estabilidade atmosférica.



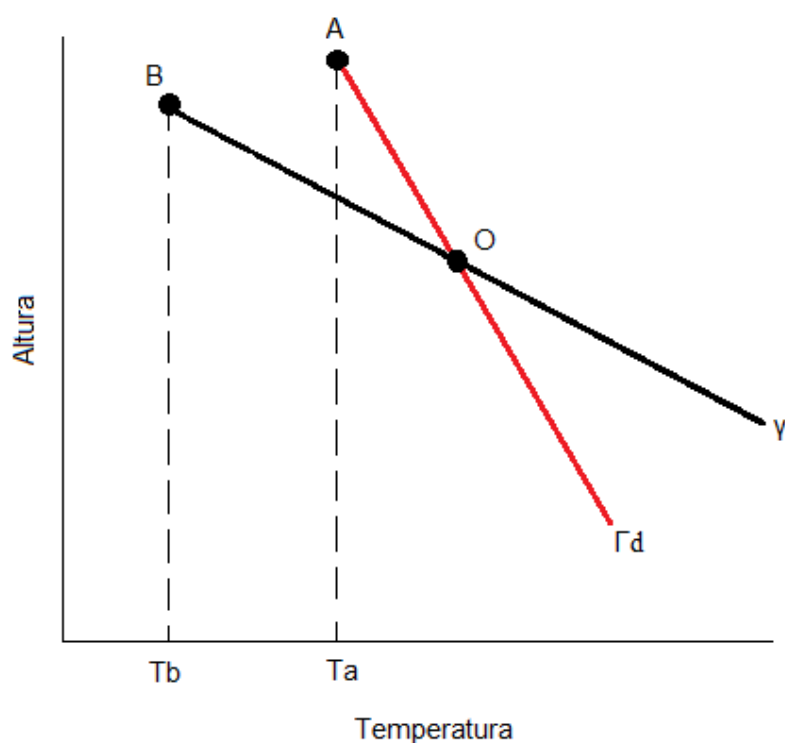
Fonte: Adaptado de Wallace e Hobbs (2006).

Porém, se a variação vertical da temperatura (γ) for maior que a razão adiabática seca (Γ_d), ou seja:

$$\gamma > \Gamma_d$$

tem-se condição de instabilidade atmosférica. Através da Figura A.4 pode-se observar uma parcela que sai do ponto O até o ponto A. Nota-se que a temperatura no ponto A será maior que a temperatura no ponto B ($T_a > T_b$) tornando a densidade da parcela menor que o meio obrigando a parcela a se deslocar para cima.

Figura A.4 – Condição de instabilidade atmosférica.



Fonte: Adaptado de Wallace e Hobbs (2006).

Pode-se ainda encontrar na atmosfera condições em que a variação vertical de temperatura seja igual à razão adiabática seca, ou seja:

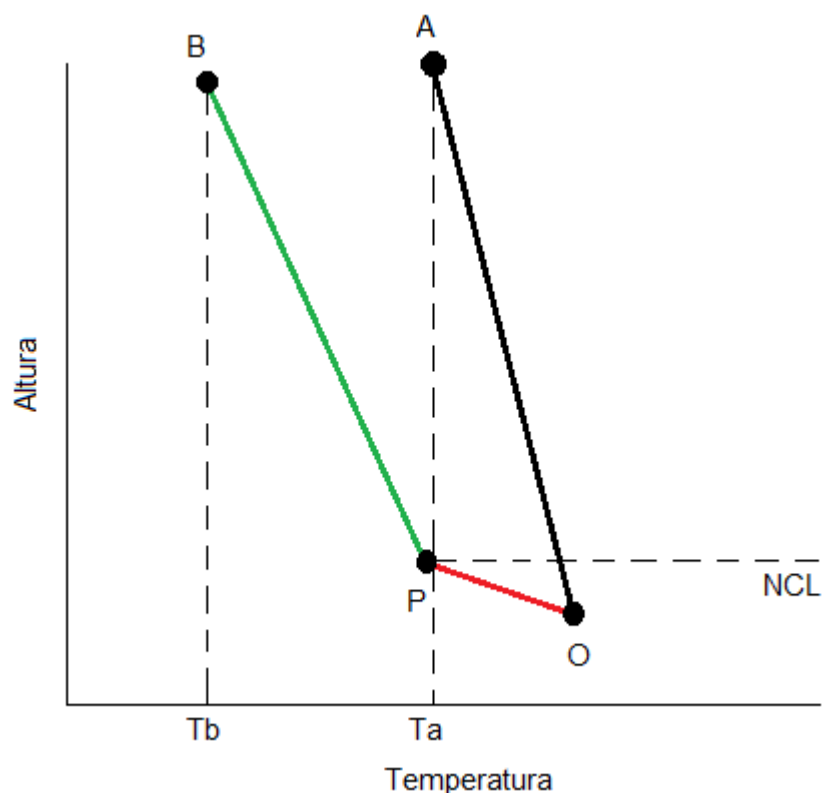
$$\gamma = \Gamma_d$$

Neste caso, tem-se condição de neutralidade, ou seja, a parcela de ar não sobe e não desce.

Em algum ponto da atmosfera a parcela de ar se tornará saturada sendo necessária então uma análise que leve em consideração tanto a insaturação como saturação da parcela de ar. Suponha que uma parcela de ar ascende pela adiábica seca (linha OP) conforme a Figura A.5 e atinge o NCL. A partir desse ponto ela ascende pela adiábica saturada (linha PB). O perfil vertical da temperatura ambiente é dado pela

linha OA. Dado que $T_a > T_b$ tem-se que a linha entre OP e PB sempre terá temperaturas inferiores à linha OA, ou seja, a temperatura da parcela de ar será inferior a temperatura do ambiente caracterizando uma condição de estabilidade. Assim, a parcela de ar voltará ao seu estado original.

Figura A.5 – Condição de estabilidade atmosférica com perfis adiabáticos seco e saturado.



Agora, suponha que uma parcela de ar que ascende na atmosfera com os padrões mostrados na Figura A.6. Novamente a parcela de ar sobe na atmosfera pela adiabática seca (linha OP) até atingir a saturação no ponto P (nível de condensação por levantamento). A partir desse ponto a parcela passa a subir pela adiabática saturada (linha PB). Dado que $T_a < T_b$, tem-se que a linha entre OP e PB sempre terá temperaturas superiores à linha OA, ou seja, a temperatura da parcela de ar será superior a temperatura do ambiente caracterizando uma condição de instabilidade. Assim, a

parcela de ar terá características flutuantes positivas, ou seja, ela terá condições de ascender na atmosfera. Considere agora uma parcela que ascende na atmosfera como ilustrado na Figura A.7 por uma razão adiabática seca (linha OP) e atinge o NCL no ponto P. Até esse ponto, a atmosfera é estável, pois a temperatura da parcela será menor que a temperatura ambiente. Se a parcela for forçada a continuar a subir pela atmosfera ela irá ascender pela adiabática saturada e atingirá o ponto Q onde a sua temperatura será igual à temperatura ambiente caracterizando o nível de convecção espontâneo. Acima desse nível, a parcela de ar continuará a subir pela adiabática saturada até o ponto B (linha QB). Dado que $T_a < T_b$, a parcela de ar irá subir livremente pela atmosfera ganhando acelerações ainda maiores caracterizando uma instabilidade condicional.

Figura A.6 – Condição de instabilidade atmosférica com perfis adiabáticos seco e saturado.

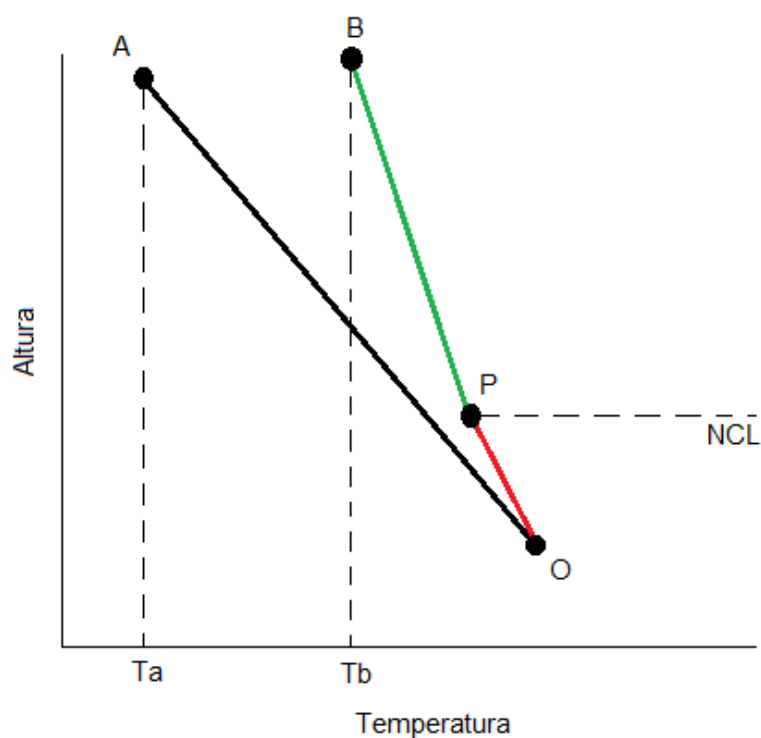


Figura A.7 – Características de uma atmosfera com instabilidade condicional.

