

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE ASTRONOMIA, GEOFÍSICA E CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS
DEPARTAMENTO DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS

GABRIEL ELIAS MANDANDA

**ANÁLISE DOS PARÂMETROS ATMOSFÉRICOS INDICATIVOS ÀS
TEMPESTADES ELÉTRICAS NO SUL E SUDESTE DO BRASIL**

São Paulo

2021

GABRIEL ELIAS MANDANDA

**ANÁLISE DOS PARÂMETROS ATMOSFÉRICOS INDICATIVOS ÀS
TEMPESTADES ELÉTRICAS NO SUL E SUDESTE DO BRASIL**

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

Área de Concentração: Meteorologia

Orientadora: Profa. Dra. Maria Assunção Faus da Silva Dias.

Versão Corrigida. O original encontra-se disponível na Unidade.

São Paulo

2021

Aos meus pais, Elias e Helena.

Agradecimento

Primeiramente agradeço a Deus por me ter dado a vida e saúde e por resplandecer a sua luz nos meus caminhos.

À minha orientadora, Profa. Dra. Maria Assunção Faus da Silva Dias pela orientação durante a realização desta pesquisa. Também agradeço pela paciência perante as minhas dificuldades. Foi um privilégio ter lhe como orientadora e os seus ensinamentos me acompanharão pelo resto da minha vida. Muito obrigado!

À minha família, em especial aos meus pais, meus irmãos Lázaro, Rosita, Isabel, Sara, Tio Marcos e a minha esposa Suely pela força, confiança e pelo encorajamento durante todo percurso acadêmico.

Ao Prof. Dr. Edmilson de Freitas e Dra. Rachel Albrecht pelas contribuições para melhoramento deste trabalho através das sugestões ao longo do exame de qualificação.

Ao pessoal do laboratório MASTER, especialmente ao Jean pelo apoio prestado.

Ao Prof. Dr. Augusto Morales pelo fornecimento dos dados das descargas elétricas (STARNET).

Aos funcionários da informática, Djalma, Samuel e Sebastião pela excelência no atendimento das minhas chamadas.

Aos colegas e amigos, Darsys, Fabio, Luís, Pedro, Lucas e a Katherine. Em especial, Alberto Bié, Raniel e Jorge por contribuírem no melhoramento desta pesquisa.

A família do Pastor Sergio, Mauro e Ângela, Galego, Pastor Deni e Rute, Adamastor, Erica, Robertinho, Rebeca e Raquel por me apoiarem desde o início até o fim do curso. Em especial agradeço a Laíz e a Juliana Generoso.

Aos Profs. Dr. Ricardo Hallak e Ricardo de Camargo pelas contribuições feitas para o melhoramento do presente trabalho.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pelo financiamento da bolsa de estudo. Pois, se não tivesse esse apoio seria impossível garantir estadia na Cidade de São Paulo.

Resumo

MANDANDA, G. E. **Análise dos Parâmetros Atmosféricos Indicativos às Tempestades Elétricas no Sul e Sudeste do Brasil**. 2021. 103 p., Dissertação (Mestrado em Ciências)- Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2021.

As regiões Sul e Sudeste do Brasil são locais susceptíveis à ocorrência das tempestades elétricas severas (TESs). Deste modo, o seu estudo torna-se necessário de modo a contribuir na redução dos seus impactos negativos. Nesse âmbito, esta dissertação apresenta uma climatologia de ocorrência das descargas elétricas no Sul e no Sudeste do Brasil e a análise de alguns parâmetros atmosféricos associados. Para alcançar esse objetivo foram utilizados os dados diários das descargas elétricas fornecidas pela STARNET e os dados de reanálises de Era-Interim no tempo prévio de 1200 UTC no período de 6 anos (janeiro de 2012 a dezembro de 2017). Para cada ponto de grade foram analisados os parâmetros atmosféricos nos dias com registro de ocorrência dos raios. Os parâmetros analisados incluem a Energia Potencial Convectiva Disponível (CAPE), espessura da camada quente (WCD), índice Total Totals (TT), KI, cisalhamento profundo (DLS), divergência de umidade em 850 hPa ($Div(qv)_{850}$), Severe Weather Threat (SW) e velocidade vertical em 500 hPa (ω_{500}). Nos dias com registro de pelo menos um raio foi feita a climatologia dos parâmetros atmosféricos para analisar a magnitude, a distribuição mensal e sazonal. E os dias com registro de mais de 50 raios (considerou-se nesta pesquisa como severos) foram feitas as combinações em função dos raios onde foram avaliadas as habilidades de cada parâmetro na previsão de ocorrência das TESs. Os resultados mostraram que no verão e na primavera ocorrem maiores atividades elétricas nas duas regiões (Sul e Sudeste) assim como maior possibilidade de ocorrência dos ingredientes necessários para a convecção (oferta de umidade e instabilidade condicional) e baixa atividade elétrica no inverno no Sudeste e no outono no Sul. A combinação dos parâmetros atmosféricos mostrou que a instabilidade atmosférica é indispensável na formação das TESs, observado pelo aumento simultâneo da CAPE, TT e KI com as descargas elétricas. Os parâmetros com maior habilidade de prever as TESs foram: KI, TT e WCD. Os ambientes sinóticos associados às TESs incluem aproximação de centro de baixa pressão na superfície, fluxo de umidade proveniente do quadrante noroeste/norte, fortes velocidades ascendentes em 500 hPa e divergência dos ventos em 250 hPa.

Palavras Chaves: tempestades elétricas, climatologia sinótica, instabilidade atmosférica, parâmetros atmosféricos, Sul e Sudeste do Brasil.

Abstract

MANDANDA, G. E. **Analysis of Indicative Atmospheric Parameters for Electrical Storms in South and Southeast Brazil**. 2021. 103 p., Dissertation (Master in Sciences)-Institute of Astronomy, Geophysics and Atmospheric Sciences, University of São Paulo, São Paulo, 2021.

The South and Southeast regions of Brazil are susceptible to severe electrical storms. In this way, its study becomes necessary in order to contribute to the reduction of its negative impacts. In this context, this dissertation intends to generate a climatology of occurrence of electric discharges in the South and Southeast of Brazil and to analyze a few associated atmospheric parameters. To achieve this goal, we used the daily data of the electric discharges provided by STARNET and the data of Era-Interim Analyses in the previous time of 12 UTC in the period of 6 years (January 2012 to December 2017). For each grid point the atmospheric parameters were analyzed on days with occurrence of lightning. The parameters analyzed include Convective Available Potential Energy (CAPE), Warm Cloud Depth (WCD), Total Totals (TT), KI, Deep Layer Shear (DLS), Low level (850 hPa) moisture divergence, Severe Weather Threat (SW) and vertical velocity at the 500 hPa level (ω_{500}). For the days with registration of at least one electrical discharge, the climatology of the atmospheric parameters was determined, which aimed to analyze the magnitude, the monthly and seasonal distribution. And the days with more than 50 electrical discharges (considered in this research as severe) the combinations were made according to the lightning where the abilities of each parameter were evaluated in the prediction of occurrence of severe electrical storms. The results showed that in summer and spring there are greater electrical activities in the two regions (South and Southeast) as well as greater possibility of occurrence of the necessary ingredients for convection (offer of humidity and conditional instability) and low electrical activity in winter in the Southeast and autumn in the South. The combination of atmospheric parameters showed that atmospheric instability is indispensable in the formation of thunderstorms, observed by the simultaneous increase of CAPE, TT and KI with lightning. The parameters with the greatest ability to predict the thunderstorms were KI, TT and WCD. Synoptic environments associated with thunderstorms include low-pressure center approach at the surface, humidity flow from the northwest/north quadrant, high upward velocity at the 500 hPa level, and divergence at 250 hPa.

Key-words: Thunderstorms, synoptic climatology, atmospheric instability, atmospheric parameters, South and Southeast Brazil.

LISTA DE FIGURAS

- Figura 3. 1: Localização geográfica da área de estudo referente a região Sul e Sudeste do Brasil. A área retangular (vermelha) representa a região Sul e a área quadrada (vermelha) é região Sudeste..... 34
- Figura 4.1: Pontos de grade analisados nesta pesquisa correspondentes a região Sul (vermelho) e Sudeste (azul). 40
- Figura 4.2: Distribuição mensal dos parâmetros termodinâmicos na região Sul, (a) CAPE [J/kg], (b) WCD [m], (c) TT [°C] e KI [°C]. A área pintada de azul corresponde ao intervalo entre os valores médios subtraídos e adicionados pelo desvio padrão, a media mensal (linha tracejada em azul), máximo (vermelho) e mínimo (marrom) mensal. 42
- Figura 4.3: Distribuição sazonal dos parâmetros termodinâmicos na região Sul, (a) CAPE, (b) WCD, (c) TT e (d) KI. A distribuição sazonal é constituída por quatro estacoes do ano, onde cada estação é composta por respectivos meses, nomeadamente: verão (dezembro, janeiro e fevereiro), outono (março, abril e maio), inverno (junho, julho e agosto). O diagrama apresenta a mediana (linha azul), os valores máximos e mínimos correspondentes aos percentis 90% e 10%. 42
- Figura 4.4: Distribuição mensal dos parâmetros dinâmicos na região Sul, (a) DLS [m/s], (b) $\text{Div}(qv)_{850} [10 - 6s - 1]$, (c) SW e (d) ω_{500} [Pa/s] . A área pintada de azul corresponde ao intervalo entre os valores médios subtraídos e adicionados pelo desvio padrão, a média mensal (linha tracejada em azul), máximo (vermelho) e mínimo (marrom) mensal. 46
- Figura 4.5: Distribuição sazonal dos parâmetros dinâmicos na região Sul, (a) DLS, (b) $\text{Div}(qv)_{850}$, (c) SW e (d) ω_{500} . A distribuição sazonal é constituída por quatro estacoes do ano, onde cada estação é composta por respectivos meses, nomeadamente: verão (dezembro, janeiro e fevereiro), outono (março, abril e maio), inverno (junho, julho e agosto). O diagrama apresenta a mediana (linha azul), os valores máximos e mínimos correspondentes aos percentis 90% e 10%.. 46
- Figura 4.6: (a) Distribuição mensal dos raios na região Sul, (b) Distribuição sazonal dos raios na região Sul. (a) a área pintada de azul corresponde ao intervalo entre os valores médios subtraídos e adicionados pelo desvio padrão, a média mensal (linha tracejada em azul), máximo mensal (vermelho). (b) o diagrama apresenta a mediana (linha azul), os valores máximos e mínimos correspondentes aos percentis 90 % e 10 %..... 48
- Figura 4.7: Histograma da frequência dos parâmetros termodinâmicos, dinâmicos e os raios. (a) CAPE [J/kg], (b) WCD [m], (c) TT [°C], (d) KI [°C], (e) DLS [m/s], (f) $\text{Div}(qv)_{850} [10 - 6s - 1]$, (g) SW, (h) ω_{500} [Pa/s] e (i) Raios..... 50
- Figura 4.8: Combinação dos parâmetros termodinâmicos e dinâmicos em função das TESs na região Sul. (a) CAPE e WCD, (b) CAPE e TT, (c) CAPE e KI, (d) CAPE e DLS, (e) CAPE e

SW, (f) DLS e WCD, (g) Div(qv)850 e TT e (h) ω_{500} e TT. As cores indicam o número médio dos raios encontrados em cada intervalo. 53

Figura 4.9: Combinação dos parâmetros termodinâmicos e dinâmicos em função TESs em cada estação do ano na região Sul . (a) CAPE e WCD, (b) CAPE e DLS, (c) TT e KI e (d) SW e KI. As cores indicam o número médio dos raios encontrados em cada intervalo. 57

Figura 4.10: Distribuição mensal dos parâmetros termodinâmicos na região Sudeste, (a) CAPE [J/kg], (b) WCD [m], (c) TT [°C] e (d) KI [°C]. A área pintada de azul corresponde ao intervalo entre os valores médios subtraídos e adicionados pelo desvio padrão, a média mensal (linha tracejada em azul), máximo mensal (vermelho) e mínimo mensal (marrom). ..59

Figura 4.11: Distribuição sazonal dos parâmetros termodinâmicos na região Sudeste, CAPE (a), WCD (b), TT (c) e KI (d). A distribuição Sazonal é constituída por quatro estações do ano, onde cada estação é composta pelos respectivos meses, nomeadamente: Verão (Dezembro, Janeiro e Fevereiro); Outono (Março, Abril e Maio); Inverno (Junho, Julho e Agosto); e Primavera (Setembro, Outubro e Novembro). O diagrama apresenta a mediana (linha azul), os valores máximos e mínimos correspondentes aos percentis 90 % e 10 %59

Figura 4.12: Distribuição mensal dos parâmetros dinâmicos na região Sudeste de DLS (a), Div(qv)850 (b), SW (c) e ω_{500} (d). A área pintada de azul corresponde ao intervalo entre os valores médios subtraídos e adicionados pelo desvio padrão, a média mensal (linha tracejada em azul), máximo mensal (vermelho) e mínimo mensal (marrom). 62

Figura 4.13: Distribuição sazonal dos parâmetros dinâmicos na região Sudeste, (a) CAPE, (b) WCD, (c) TT e (d) KI. A distribuição sazonal é constituída por quatro estações do ano, onde cada estação é composta pelos respectivos meses, nomeadamente: Verão (Dezembro, Janeiro e Fevereiro); Outono (março, abril e maio); inverno (junho, julho e agosto); e Primavera (Setembro, Outubro e Novembro). O diagrama apresenta a mediana (linha azul), os valores máximos e mínimos correspondentes aos percentis 90 % e 10 % 62

Figura 4.14: Distribuição mensal dos raios na região Sudeste e (b) Distribuição sazonal dos raios na região Sudeste (a). A área pintada de azul em (a) corresponde ao intervalo entre os valores médios subtraídos e adicionados pelo desvio padrão, a média mensal (linha tracejada em azul), máximo mensal (vermelho). (b) O diagrama apresenta a mediana (linha azul), os valores máximos e mínimos correspondentes aos percentis 90 % e 10 % 63

Figura 4.15: Histograma da frequência dos parâmetros termodinâmicos, dinâmicos e os raios na região Sudeste. (a) CAPE [J/kg], (b) WCD [m], (c) TT [°C], (d) KI [°C], (e) DLS [m/s], (f) Div(qv)850 [10 – 6s – 1], (g) SW, (h) ω_{500} [Pa/s] e (i) Raios. 65

Figura 4.16: Combinação dos parâmetros termodinâmicos e dinâmicos em função das TESs na região Sudeste. (a) CAPE e TT, (b) CAPE e KI, (c) KI e WCD, (d) TT e KI, (e) CAPE e DLS, (f) CAPE e SW, (g) SW e KI e (h) CAPE e Div(qv)850. As cores indicam o número médio dos raios encontrados em cada intervalo. 67

Figura 4.17: Combinação dos parâmetros termodinâmicos e dinâmicos em função das TESs em cada estação do ano na região Sudeste. (a) CAPE e WCD, (b) CAPE e DLS, (c) TT e KI e (d) SW e KI. As cores indicam o número médio dos raios encontrados em cada intervalo. ... 70

Figura 4.18: (a) Imagem de satélite GOES 13 das 1200 UTC do dia 07 de Junho de 2014, respectivamente. Fonte: CPTEC INPE (2014). (b) Sistema associado ao acumulado diário dos raios (sem as escalas) do dia 07/ 06/2014, Fonte: STARNET (2015)..... 76

Figura 4.19: (a) Campo de pressão reduzida a nível médio do mar (hPa) e ventos a 10 m (vetores) [m/s]. (b) Divergência dos ventos em 850 hPa (cores) [10 – 6/s], velocidade vertical (círculos brancos) [Pa/s] e Geopotencial em 500 hPa (contornos azuis). (c) Fluxo de umidade desde a superfície ate 700 hPa (Kg m/s) e divergência de umidade em 850 hPa [10 – 6/s]. (d) divergência dos ventos em 250 hPa (cores) [10 – 4/s]. Todas as figuras são das 12 UTC do dia 07 de Junho de 2014..... 77

Figura 4.20: Diagrama Skew-T log do Campo Grande de 0000 UTC do dia 07/06/2014. Fonte: Universidade de Wyoming (2015). 78

Figura 4.21: (a) e (b) Imagem de Satélite GOES 13 das 12 e 18 UTC do dia 23 de Novembro de 2015, respectivamente. Fonte: CPTEC INPE (2015). (c) Sistema associado ao acumulado diário dos raios (sem as escalas), Fonte: STARNET (2015)..... 79

Figura 4.22: (a) Campo de pressão reduzida a nível médio do mar (hPa) e ventos a 10 m (vetores) [m/s]. (b) Divergência dos ventos em 850 hPa (cores) [10 – 4s], velocidade vertical (círculos brancos) [Pa/s] e Geopotencial em 500 hPa (contornos azuis). Figuras das 1200 UTC do dia 23/11/2015. 80

Figura 4.23: Diagrama Skew T log de Londrina das 1200 UTC do dia 23/11/2015. Fonte: Universidade de Wyoming (2015). 81

Figura 4.24: (a) Fluxo de umidade desde a superfície até 700 hPa (Kg m/s) e divergência de umidade em 850 hPa [10^{-6} 1/s]. (b) Divergência dos ventos em 250 hPa (cores) [10^{-4} s⁽⁻¹⁾]. Figuras das 1200 UTC do dia 23/11/2015..... 82

LISTA DE TABELAS

Tabela 1: Apresentação dos valores máximos e mínimos dos parâmetros termodinâmicos e dinâmicos dos dias que ocorreram as TESs na região Sul do Brasil.	49
Tabela 2: Apresentação dos valores máximos e mínimos dos parâmetros termodinâmicos e dinâmicos dos dias que ocorreram as TESs na região Sudeste do Brasil.	64
Tabela 3: Classificação dos intervalos associados com a ocorrência das descargas elétricas no Sul do Brasil.	75
Tabela 4: Classificação dos intervalos associados com a ocorrência das descargas elétricas no Sudeste do Brasil.	75
Tabela 5: Apresentação dos valores dos parâmetros termodinâmicos e dinâmicos calculados no tempo prévio de 1200 UTC do dia 07 de Junho de 2014, na região Sul do Brasil.	79
Tabela 6: Apresentação dos valores dos parâmetros termodinâmicos e dinâmicos calculados no tempo prévio de 1200 UTC do dia 23 de Novembro de 2014 no Sudeste do Brasil.	82

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

ATD	Diferença do tempo chegada (do inglês, Arrival Time Difference)
FCS	Fenômenos Convectivos Severos
SW	SWEAT (do inglês, Severe Weather Threat)
WCD	Espessura da Camada Quente (do inglês, Warm Cloud Depth)
TT	Total Totals
CAPE	Energia Potencial Convectiva Disponível (do inglês, Convective Available Potential Energy)
JBN	Jatos de Baixos Níveis
JAN	Jatos de Altos Níveis
RS	Rio Grande do Sul
CCM	Complexos Convectivos de Mesoescala
CIN	Inibição Convectiva (do inglês, convective inhibition)
CVV	Cisalhamento Vertical do Vento
DLS	Cisalhamento Profundo (do inglês, Deep Layer Shear)
INPE	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
HN	Hemisfério Norte
HS	Hemisfério Sul
ZCAS	Zona de Convergência do Atlântico Sul
EUA	Estados Unidos da América
SCM	Sistemas Convectivos de Mesoescala
FGVP	Força do Gradiente Vertical de Pressão
Div(qv)850	Divergência de umidade em 850 hPa
ω_{500}	Velocidade Vertical em 500 hPa
GPS	Sistema de Posicionamento Global (do inglês, Global positioning System)
STARNET	do inglês Sferic Tracking and Ranging Network
NASA	National Aeronautics and Space Administration

ASAS

Alta Subtropical do Atlântico Sul

TESs

Tempestades Elétricas Severas

Sumário

1 INTRODUÇÃO	17
1.1 Regiões Favoráveis a Ocorrência de Tempestades: Sul e Sudeste do Brasil.....	19
1.2 Objetivos	20
1.3 Estruturas do Texto	20
REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	21
2.1 Teoria da Convecção e Índices Termodinâmicos	21
2.1.1 Ingredientes Termodinâmicos	22
2.2 Velocidade Vertical em 500 hPa (ω_{500})	26
2.4 Cisalhamento Vertical do Vento (CVV).....	27
2.5 Mecanismos de Disparo da Convecção	28
2.6 Estrutura Elétrica das Tempestades	29
2.7 Relação entre Tempestade Elétrica e Tempo Severo.....	32
2.8 Apresentação de alguns estudos realizados no mundo que determinaram os limiares dos parâmetros atmosféricos associados à tempo severo.....	33
3. DADOS E METODOLOGIA	34
3.1 Dados	35
3.1.1 Cálculo dos Parâmetros Dinâmicos e Termodinâmicos.....	35
3.2 Metodologia	37
3.2.1 Climatologia dos Parâmetros Dinâmicos e Termodinâmicos	38
3.2.2 Combinação dos Parâmetros Atmosféricos.....	39
3.2.3 Estudo de Casos	39
4 RESULTADOS E DISCUSSÕES.....	40
4.1 Tamanho das amostras analisadas	40
4.2 Climatologia das tempestades elétricas na região Sul do Brasil.....	41
4.2.1. Climatologia dos parâmetros termodinâmicos.....	41
4.2.2 Climatologia dos parâmetros dinâmicos	44
4.2.3 Climatologia dos raios versus parâmetros dinâmicos e termodinâmicos.....	47
4.3 Combinações dos parâmetros dinâmicos e termodinâmicos em função das descargas elétricas na região Sul	49
4.3.1 Histograma da frequência dos parâmetros termodinâmicos, dinâmicos e raios na região Sul.....	50
4.3.2 Combinação dos parâmetros atmosféricos dos dias que ocorreram as TESs.....	52
4.3.3 Combinação sazonal dos parâmetros atmosféricos dos dias que ocorreram as TES.....	55

4.4 Climatologia das Tempestades Elétricas no Sudeste	58
4.4.1 Climatologia dos parâmetros termodinâmicos na região Sudeste.....	58
4.4.2 Climatologia dos parâmetros dinâmicos	60
4.4.3. Climatologia dos raios versus parâmetros dinâmicos e termodinâmicos.....	63
4.5 Combinações dos parâmetros dinâmicos e termodinâmicos em função das descargas elétricas no Sudeste.....	64
4.5.1 Histograma de frequência dos parâmetros termodinâmicos, dinâmicos e raios na região Sudeste	64
4.5.2 Combinação dos parâmetros atmosféricos dos dias que ocorreram as TESs.....	66
4.5.3 Combinação sazonal dos parâmetros atmosféricos dos dias que ocorreram as TES	68
4.6 Comparações dos resultados da região Sul e Sudeste do Brasil	71
4.6.1 Climatologia dos parâmetros termodinâmicos	71
4.6.2 Climatologia dos parâmetros dinâmicos	72
4.6.3 Climatologia das Tempestades Elétricas	73
4.6.4 Comparação das combinações dos parâmetros atmosféricos na região Sul e Sudeste.	73
4.7 Estudos de Casos da Região Sul e Sudeste do Brasil	76
4.7.1 Caso da Região Sul	76
4.7.2 Caso da Região Sudeste	79
5 CONCLUSÕES E SUGESTOES	83
5.1 Sugestões para trabalhos futuros	86
6 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	87
APÊNDICE	100

CAPÍTULO I

1 INTRODUÇÃO

Os fenômenos convectivos severos (FCS) representam uma ameaça significativa para a vida da sociedade e os seus bens materiais. Para Prein e Holland (2018) as perdas dos bens materiais associadas aos FCS estão aumentando no mundo devido à combinação do aumento na densidade populacional e as riquezas materiais de uma população. Assim, o conhecimento dos ambientes propícios a sua formação e os seus limiares podem ajudar no melhoramento das previsões e ajudar a sociedade a se precaver (Brooks et al., 2003 e Doswell e Schultz, 2006). Os ambientes de formação dos FCS foram documentados nos trabalhos passados, na qual incluem a oferta de umidade na baixa troposfera, presença de instabilidade condicional, existência de moderado a intenso cisalhamento vertical do vento entre os níveis inferiores e superiores e um mecanismo de disparo (por exemplo, Moller, 2001, Doswell et al., 1996 e Houze, 1993). Esses fenômenos convectivos ocorrem com maior frequência no Sul e Sudeste do Brasil, evidenciados por vários estudos passados (por exemplo: Zipser et al., 2006; Silva Dias, 2011; Albrecht et al., 2016; Nascimento et al., 2016; Martins et al., 2017; Ribeiro e Basart, 2018, Wu et al., 2020; entre outros). Os resultados de Albrecht et al. (2016) mostram que o Brasil registra a maior densidade de raios no mundo, pelo fato de ocupar maior extensão territorial e estar próximo dos trópicos. Por exemplo, Pinto Jr. (2005) e INPE (2007) estimaram que os prejuízos anuais da densidade dos raios estão na ordem de um milhão de dólares. Assim sendo, este trabalho pretende gerar uma climatologia de ocorrência das tempestades elétricas no Sul e Sudeste do Brasil, assim como determinar os limiares dos parâmetros atmosféricos comuns usados nos estudos das tempestades, como Energia Potencial Disponível Convectiva (CAPE), velocidade vertical em 500 hPa (ω_{500}), divergência de umidade em 850 hPa ($Div(qv)_{850}$), cisalhamento profundo (DLS), espessura da camada quente (WCD), Total Totals (TT), Severe Weather Threat (SW) e KI (Rasmussen e Blanchard, 1998; Albrecht et al., 2011; Stolz et al., 2015; Stolz et al., 2017; Miller, 1972 e George, 1960). Uma breve história da aplicabilidade de alguns parâmetros atmosféricos na meteorologia operacional foi apresentada por George (1960), Miller (1972) e Rasmussen e Blanchard (1998) nas latitudes médias nos EUA onde apresentaram os limiares associados à ocorrência dos FCS. Recentemente, várias pesquisas foram desenvolvidas em várias partes do mundo com intuito de avaliar a estrutura vertical da atmosfera dos dias com registro de ocorrência das descargas elétricas (por exemplo: Tyagi et al., 2011; Stolz et al., 2015, 2017; Dewan et al. 2018; Liu et al., 2019, 2020 e Sahu et al., 2020). Assim sendo, esta pesquisa

pretende analisar os parâmetros atmosféricos nos dias com registro dos raios num tempo anterior à sua ocorrência.

Para Betz et al. (2009) e Macgorman e Rust (1998) os raios podem indicar uma convecção severa. Essa relação pode ser explicada por meio da dinâmica e da microfísica da formação de hidrometeoros no processo de eletrificação das nuvens (Macgorman e Rust, 1998). Ávila et al. (2010) demonstraram a correlação entre a convecção severa e as descargas elétricas nas regiões continentais do Hemisfério Norte (HN) e Sul (HS) e obtiveram os coeficientes de correlação de 0.8 e 0.6, respectivamente. Essa relação positiva indica que a contribuição no melhoramento das previsões dos raios pode ser útil também na previsão dos FCS. Assim sendo, neste trabalho as descargas elétricas foram usadas como indicador de tempo severo.

No Brasil poucos estudos foram feitos no sentido de ajustar e avaliar a aplicabilidade dos parâmetros usados na previsão dos eventos convectivos. Os trabalhos da Beneti e Silva Dias (1986), Tomaziello e Gandu (2008), Escobar e Andrade (2010), Oliveira e Oyama (2009), Lara et al. (2019) mostram a importância do uso dos índices termodinâmicos nas técnicas de previsão de FCS no Sul e Sudeste do Brasil. Também esta pesquisa pretende reforçar o uso dos índices termodinâmicos na previsão das descargas elétricas. Outra motivação desta pesquisa é que a maioria dos limiares usados no país são aquelas elaboradas nas latitudes médias do HN na qual são frequentemente usadas em estudos de casos (por exemplo: Hallak e Pereira Filho, 2012, Lara et al., 2019). Existe a possibilidade de que os limiares tornam-se mais eficientes quando são analisados em função da sua localização geográfica, pois os mesmos podem variar de uma região para outra. Deste modo, entende-se que o país carece de estudos sobre a eficiência dos índices de instabilidade para a previsão de eventos severos (Hallak e Pereira Filho, 2012). Portanto, esta pesquisa pretende contribuir no sentido de obter os limiares dos parâmetros atmosféricos associados à ocorrência de pelo menos 50 raios por dia (designado como tempestades elétricas severas) especificamente para as regiões Sul e Sudeste do Brasil.

1.1 Regiões Favoráveis a Ocorrência de Tempestades: Sul e Sudeste do Brasil

A região subtropical da América do Sul, a leste dos Andes, é um local favorável a ocorrência de eventos convectivos severos (Brooks et al., 2003; Nascimento, 2005). Para Marengo et al. (2004) essa região é influenciada pelo escoamento de quadrante norte em baixos níveis especialmente no verão que se apresenta como um jato de baixos níveis (JBN) através do critério clássico de Bonner (1968). O JBN tem uma grande importância na advecção de calor e umidade da bacia Amazônica para Sul e Sudeste da América do Sul (AS), gerando condições propícias para a convecção inicial e desenvolvimento de sistemas convectivos (Vera et al., 2006). Além disso, o JBN promove uma configuração no perfil vertical do vento que possibilita a formação de tempestades severas (Nascimento, 2005) e permite um ocasional acoplamento entre JBN e a corrente de Jato em altos níveis (JAN), que caracteriza um mecanismo dinâmico importante para desenvolvimento de tempestades severas (Ucellini e Johnson, 1979). Marcelino (2003) concluiu que além do JBN, outras forçantes sinóticas que possibilitam as condições favoráveis a tempestades são os sistemas baroclínicos.

Na América do Sul, especificamente a Argentina e o Brasil, são lugares do mundo onde são registradas as maiores atividades elétricas, volume de chuva e granizo (Cecil, Blankenship, 2012, Zipser et al., 2006). Os autores como António (1995); Silva Dias (1999); Marcelino (2003) e Nascimento (2005) enfatizaram a ocorrência de tempestades no Sul e Sudeste do Brasil.

Para Johns e Doswell (1992) as tempestades são capazes de gerar granizos maiores ou iguais a 2 cm ou rajadas de ventos com uma velocidade superior a 26 m/s. Antonio (2005) documentou a ocorrência da tempestade de supercélula no interior de São Paulo (SP). Também as tempestades se desenvolvem em Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCM), ambientes pelos quais apresentam aglomerados de nuvens convectivas, representadas pelas áreas com precipitações contínuas, que podem ser parcialmente estratiformes e parcialmente convectivas com formas variadas (Machado & Rossow, 1993; Houze, 1993). Esses aglomerados de nuvens podem ser classificados como: Linhas de Instabilidades (LI), os que apresentam formato de linha; Complexos Convectivos de Mesoescala (CCM), os que possuem um formato circular. Os SCM são responsáveis pela maior parte da precipitação no verão nas regiões tropicais e temperadas da América do Sul (Velasco & Fritsch, 1987; Vila, 2004). Geralmente, o tempo de vida dos SCM sobre a América é de 10 a 16 horas (Machado et al., 1998). Segundo Zipser et al. (2006) esses sistemas são responsáveis por registro de

grande quantidade de precipitação no globo e mais de 80% da precipitação no Sul do Brasil. Na região Sul do Brasil especificamente no Rio Grande do Sul (RS), esses sistemas têm um tempo de 6 a 12 horas de duração, com trajetória de oeste para leste e maior frequência nos períodos quentes do ano Eichholz (2011).

1.2 Objetivos

O objetivo deste trabalho é de gerar uma climatologia de ocorrência das tempestades elétricas no Sul e Sudeste do Brasil baseado na identificação de alguns casos de ocorrência das descargas elétricas. Especificamente essa pesquisa pretende responder às seguintes questões:

- Qual é a climatologia da região Sul e Sudeste do Brasil - especialmente a sua distribuição mensal e sazonalidade dos parâmetros atmosféricos indicativos de tempo severo nos dias que ocorreram as tempestades elétricas?
- Quais são os limiares dos parâmetros atmosféricos indicativos de tempo severo no Sul e Sudeste do Brasil?
- Como a estrutura termodinâmica da atmosfera afeta a ocorrência das Tempestades Elétricas Severas?
- Quais são os ambientes sinóticos favoráveis à ocorrência das Tempestades Elétricas Severas?

1.3 Estruturas do Texto

Este trabalho apresenta a seguinte estrutura: o Cap. II apresenta uma revisão bibliográfica dos principais trabalhos que foram úteis na sustentação do presente estudo; o Cap. III mostra a metodologia e os dados utilizados na pesquisa; Cap. IV apresenta os resultados e as discussões das motivações do trabalho; e o Cap. V contém as conclusões do presente trabalho.

CAPÍTULO II

REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1 Teoria da Convecção e Índices Termodinâmicos

Para melhor entendimento do processo dinâmico que antecipa as tempestades elétricas, torna-se necessário realizar uma breve revisão de alguns conceitos relacionados com a teoria da convecção, para a fundamentação da metodologia que será escrita no próximo capítulo III.

A convecção é uma forma de transporte de calor na atmosfera, que envolve o transporte vertical de massa em uma coluna atmosférica (Peixoto e Oort, 1992). A convecção é descrita a partir da equação de conservação de momento caracterizada por um processo não hidrostático, desprezando o termo de atrito (Emanuel, 1994) dada por:

$$\frac{Dw}{Dt} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial(p')}{\partial z} - \left(\frac{\rho'}{\bar{\rho}}\right)g \quad (2.1)$$

Onde w é a velocidade vertical, $\frac{Dw}{Dt}$ é a aceleração vertical acompanhando a parcela, g é aceleração devido a gravidade, ρ é densidade e p é a pressão e as barras (–) representam o estado básico em equilíbrio hidrostático e apóstrofes (') indicam o campo de perturbação. No lado direito da equação (2.1) estão apresentadas as principais forçantes que modulam as correntes verticais dentro de uma célula convectiva, em que, a primeira é a aceleração vertical que acompanha a parcela de ar devido ao gradiente vertical da pressão (FGVP) e a flutuabilidade, respetivamente. Essas duas forçantes constituem as forçantes dinâmicas (FGVP) e termodinâmicas (flutuabilidade). Esta última será explorada mais adiante.

Na meteorologia não existe uma observação direta da velocidade vertical sobre uma grande área, mas existem formas de estimá-la, analisando os processos atmosféricos contribuintes na modulação das forçantes. Deste modo, torna-se desafiante a previsão dos eventos convectivos severos. As avaliações dos processos atmosféricos que modulam as forçantes buscam situações que favorecem a convecção, particularmente aquelas que geram fortes correntes ascendentes e descendentes. As fortes correntes ascendentes estão associadas à formação de pedras de gelo e as fortes correntes descendentes podem resultar em fortes rajadas observadas em superfície.

Moller (2001), Doswell et al. (1996) e Houze (1993) documentaram que os ingredientes sinóticos necessários para o desenvolvimento de tempestades incluem: oferta de umidade na baixa troposfera, presença de instabilidade condicional, existência de moderado a intenso cisalhamento vertical do vento e um mecanismo de disparo.

2.1.1 Ingredientes Termodinâmicos

Para melhor entendimento dos ingredientes termodinâmicos será apresentado o termo da flutuabilidade da equação 2.1.

$$B = -\frac{\rho'}{\bar{\rho}}g \quad (2.2)$$

O termo de flutuabilidade $(-\frac{\rho'}{\bar{\rho}}g)$ indica a instabilidade atmosférica que resulta em geração de acelerações verticais associadas à variação de densidade no fluido atmosférico. A partir da equação 2.2 podem ser derivados os parâmetros indicativos a instabilidade condicional na atmosfera.

A densidade atmosférica é devida a variação da temperatura (T) e umidade (q). Dessa forma, é conveniente reescrever a equação (2.2) usando o conceito da temperatura virtual ¹ (T_v), equação do estado para os gases ideais e desprezando as contribuições das variações de pressão sobre as variáveis de densidade.

$$[\frac{Dw}{Dt}]_B = \frac{T_v'}{\bar{T}_v}g = \frac{T_v - \bar{T}_v}{\bar{T}_v}g \quad (2.3)$$

Onde $[\frac{Dw}{Dt}]_B$ representa a contribuição isolada de B para aceleração vertical, T_v é a temperatura virtual da parcela de ar e \bar{T}_v é a temperatura virtual do ambiente.

A T_v apresenta altos valores na medida em que a temperatura e umidade do ar aumentam. Logo, analisando a equação (2.3) quanto maior [menor] for a T_v da parcela de ar em relação \bar{T}_v maior será a aceleração ascendente [descendente]. Na mesma análise, torna-se evidente a noção de flutuabilidade, onde, a flutuabilidade positiva indica movimentos ascendentes e a flutuabilidade negativa associa-se a movimentos descendentes. A instabilidade ocorre quando uma parcela de ar mais quente ($T_v' > 0$) que o ambiente sobe por

¹ $T_v \approx T(1 + 0.61 \times w_v)$, onde w_v é a razão de mistura de vapor de água [kg/kg], T é a temperatura [K]; T_v é a temperatura que o ar seco deveria ter para apresentar a mesma densidade que o ar úmido a mesma pressão.

conta própria devido à flutuabilidade positiva, permitindo que o ar nos níveis baixos da atmosfera suba para os níveis superiores da atmosfera.

A equação (2.3) representa uma medida local de flutuabilidade, mas com objetivos de análise e previsão convectiva, a flutuabilidade positiva é medida pela energia potencial convectiva disponível (CAPE) e a flutuabilidade negativa pela inibição convectiva (CIN). Essas duas medidas serão abordadas logo a seguir.

ÍNDICES DE INSTABILIDADES

Índice CAPE (do inglês, *Convective Available Potential Energy*)

CAPE é a energia potencial que uma parcela de ar tem quando é elevada até ao nível de convecção espontânea (NCE) e se torna mais quente que o ar circundante, experimentando flutuabilidade ascendente. Medida da integral na vertical da flutuabilidade da parcela entre os níveis de convecção espontânea (NCE) e equilíbrio (NE) (Riemann-Campe et al., 2009).

$$CAPE = g \int_{NCE}^{NEL} \left(\frac{T_v - \bar{T}_v}{\bar{T}_v} \right) dz \quad (2.4)$$

Onde NCE é o nível de convecção espontânea e NEL é o nível de equilíbrio ou nível de perda de empuxo para uma determinada parcela ascendente.

A CAPE pode ser convertida em energia cinética máxima por unidade de massa de ar disponibilizada pela convecção de ar úmido proveniente da camada limite pelo processo pseudo-adiabático. Dessa maneira, através dessa conversão da CAPE pode-se estimar a velocidade vertical máxima da corrente ascendente (w_{max}), dada pela seguinte equação:

$$w_{max} = \sqrt{2CAPE} \quad (2.5)$$

w_{max} está relacionada ao perfil vertical da CAPE (Evans e Doswell, 2003). Para Rasmussen e Blanchard (1998) e Craven et al. (2002) a velocidade vertical máxima da corrente ascendente (w_{max}) é importante para o movimento relativo dos hidrometeoros dentro da nuvem.

Portanto, CAPE é um indicador da instabilidade atmosférica, bastante usada para avaliar os eventos convectivos. Em especial, CAPE é usada nas pesquisas para analisar a sua influência na ocorrência das descargas elétricas (Williams and Renno, 1993; Lopes et al., 2001; Romps et al., 2014; Galanaki et al., 2015; Silva et al., 2018; Dewan et al., 2018). Esses

estudos documentaram que o aumento das descargas elétricas relaciona-se com o aumento de CAPE.

Índice CINE (do inglês, convective inhibition)

CINE é a inibição convectiva que representa o trabalho necessário para elevar uma parcela de ar da superfície (SUP) até o nível de convecção espontânea (NCE), ou seja, o trabalho que deve ser realizado pela parcela de ar contra o ambiente para ascender forçadamente desde a superfície até o NCE. Este índice representa a flutuabilidade negativa. Não havendo qualquer CINE a condição inicial da convecção tende a ser generalizada promovendo o consumo rápido da energia potencial convectiva, diminuindo a possibilidade de obter valores extremos de instabilidade convectiva. Porém, neste trabalho não serão utilizados os dados da CINE.

$$\text{CINE} = g \int_{\text{SUP}}^{\text{NCE}} \left(\frac{T_v - \bar{T}_v}{\bar{T}_v} \right) dz \quad (2.6)$$

ÍNDICE K (KI)

O índice KI foi definido por George (1960) e pode ser interpretado como uma medida indicativa à possibilidade de ocorrência das tempestades que se baseia na taxa vertical da temperatura, conteúdo e extensão vertical da umidade nos baixos níveis da atmosfera (850 e 700 hPa). Também o índice KI fundamenta-se pela análise do gradiente de temperatura entre os níveis de 850 e 500 hPa e do teor de umidade abaixo de 700 hPa. E torna-se significativo quando há calor e umidade em abundância na camada entre 850 e 750 hPa (BENETTI e SILVA DIAS, 1986). Para Bluestein (1993) o KI é útil na previsão das tempestades na ausência de forçantes sinóticas intensas e é particularmente útil para ambientes convectivos e com potencial para produzir chuvas intensas. A definição de KI é dada pela seguinte equação:

$$\text{KI} = (T_{(850)} - T_{(500)}) + Td_{850} - (T_{(700)} - Td_{700}) \quad (2.7)$$

Onde $T_{(850)}$ e $T_{(500)}$ são temperaturas de ar em nível de pressão de 850 hPa e 500 hPa, respectivamente. Td_{850} e Td_{700} são temperaturas do ponto de orvalho em nível de pressão de 850 hPa e 700 hPa, respectivamente.

Tyagi et al. (2011) e Tajbakhsh et al (2012) analisaram vários índices com intuito de prever a ocorrência das tempestades elétricas e constataram que KI é um dos índices adequados. Recentemente Lara et al (2019) analisaram as condições atmosféricas de grande escala associadas a três eventos de tornados ocorridos no estado do Rio Grande do Sul, na

qual avaliaram alguns índices termodinâmicos e dinâmicos e constataram que o KI é o melhor previsor dos eventos convectivos.

ÍNDICE TOTAL TOTALS (TT)

O TT foi desenvolvido por Miller (1972). Esse índice utiliza taxa de variação vertical de temperatura (ou lapse rate em inglês) de 850 a 500 hPa e Td de 850 hPa para examinar a profundidade de umidade da camada limite. Originalmente desenvolvido para determinar a frequência das tempestades e não a sua intensidade. Dada pela seguinte equação:

$$TT = T_{850} + Td_{850} - 2T_{500} \quad (2.8)$$

Onde T_{500} é a temperatura do ar em nível de pressão de 500 hPa.

ÍNDICE SWEAT (SW)

O índice SW (do inglês, Severe Weather Threat) foi formulado por Miller (1972), dada pela seguinte equação:

$$SW = 20(TT - 49) + 12Td_{850} + 2V_{850} + 2V_{500} + 125\{sen(cis) + 0.2\} \quad (2.9)$$

$$cis = (dir_{500} - dir_{850}) \quad (2.10)$$

Os termos TT e Td_{850} são os mesmos definidos anteriormente, V_{850} e V_{500} são velocidade do vento em nós, *cis* é a diferença entre as direções do vento (em graus) entre 500 hPa e 850 ($dir_{500} - dir_{850}$). Miller (1972) estabeleceu algumas condições onde o valor de TT não deve ser inferior a 49 e se for este termo (TT-49) será igualado à zero. Se Td_{850} for menor que zero, o mesmo termo será igualado à zero. Os valores do V_{850} e V_{500} devem ser de pelo menos 15 nós. Para o termo *cis* (Eq. 2.10) foi utilizada neste trabalho a modificação feita por Nascimento (2005) para o hemisfério Sul. Nascimento (2005) estabeleceu as seguintes condições: (i) dir_{850} deve estar entre 290° e 360° ou entre 0° e 50°; (ii) dir_{500} deve estar entre 230° e 330°; (iii) Se porventura a dir_{850} esteja entre 0° e 50°, deve-se somar por 360° ao valor da dir_{850} antes de calcular *cis*. Essa modificação considera a advecção quente. Schultz (1989) testou sete índices de instabilidades durante o desenvolvimento convectivo e constatou que o SW é o melhor indicador de tempo severo, provavelmente por ser um índice que incorpora as informações do cisalhamento vertical do vento (Equação 2.10).

2.2 Velocidade Vertical em 500 hPa (ω_{500})

ω_{500} analisa os movimentos verticais do ar em 500 hPa expressando se a grande escala é favorável ou não a movimentos verticais. Os movimentos ascendentes (ω_{500} negativa) estão frequentemente associados à instabilidade atmosférica (Ucellini e Johnson, 1979). E a subsidência (ω_{500} positivo) favorece a estabilidade atmosférica. Quando há subsidência forma-se uma inversão térmica e geralmente existe CINE.

2.3 Espessura da Camada Quente (WCD)

WCD (do inglês Warm Cloud Depth) é a distância vertical entre o nível de condensação por levantamento (NCL) e a isoterma de 0 °C, dada por :

$$WCD = H_{T[0]} - H_{NCL} \quad (2.11)$$

Onde $H_{T[0]}$ é a altura da isoterma de 0°C e H_{NCL} é a altura do NCL.

A WCD abrange a camada que existe água predominantemente na forma líquida que poderá vir a se congelar acima da isoterma de 0 °C. O aumento de NCL implica na diminuição da distância vertical (WCD) o que pode resultar em menos entranhamento ar, forte corrente ascendente e finalmente, maior conteúdo de água líquida na fase mista (Williams et al., 2005 e Carey e Buffalo, 2007). WCD mais rasa aumenta a possibilidade de maiores concentrações de água super-resfriada na fase quente da nuvem, e por sua vez, menos tempo será gasto para as gotas interagirem no processo de colisão e coalescência resultando em subida de maior quantidade de água líquida para a fase mista (Pierce, 1958 e Rosenfeld & Woodley, 2003). Isso é importante uma vez que a presença de gelo nessa fase é necessária para a eletrificação das nuvens (Takahashi, 1978). Stolz et al. (2015) também afirmou que a maior densidade de raios ocorre quando WCD é mais rasa. Por outro lado, altos valores de WCD implicam em uma longa trajetória das gotículas para a fase mista, portanto nesse percurso muitas gotículas podem ser perdidas.

Stolz et al. (2017) em seu modelo de regressão linear múltipla para a previsão das atividades globais das descargas elétricas documentaram que a WCD está entre os preditores mais influentes responsáveis pela variação da intensidade convectiva. Recentemente, Liu et al. (2019) combinaram quatro (4) parâmetros CINE, CAPE, CVV entre os níveis de 1-3 km e WCD, nessa combinação, os autores constataram que WCD é um dos parâmetros indicativos a ocorrência das descargas.

2.4 Cisalhamento Vertical do Vento (CVV)

CVV representa a variação vertical da velocidade do vento em diferentes níveis. Nas tempestades, baixo CVV resulta em fraca injeção do ar e o fluxo que sai da nuvem em forma de corrente descendente da precipitação empurra o ar quente e úmido, resultando em tempestade com correntes ascendentes de curta duração. Por outro lado, alto CVV provoca inclinação das correntes ascendentes dentro da nuvem fazendo com que a precipitação que deveria cair contras essas correntes precipite no ar claro originando as correntes descendentes. Isso faz com que a tempestade dure mais tempo. Para Weisman e Klemp (1986), fraco CVV gera uma única célula de vida curta de tempestade, CVV fraco a moderado, gera tempestades multicelulares e de moderado a forte gera tempestades supercelulares. Em concordância, Silva Dias (1987) documentou que forte CVV resulta em tempestades intensas, organizadas e persistentes. Rasmussen e Blanchard (1998) realizaram a climatologia dos parâmetros convectivos nos dias com registro de ocorrência das tempestades nos EUA. Nessa climatologia, um dos parâmetros analisado foi CVV entre a superfície e o nível de 6 km, designado por cisalhamento profundo (DLS, do inglês, Deep Layer Shear). Esses autores descobriram nos seus resultados que as tempestades unicelulares e multicelulares ocorrem em ambientes com DLS entre 5 a 15 m/s, e as tempestades supercelulares entre 11 a 21. Portanto, através desses resultados entende-se que o DLS é importante na determinação do tipo de tempestade que se forma.

A relação entre cisalhamento vertical do vento geostrófico e o gradiente de temperatura é dada pela relação do vento térmico:

$$-\frac{\partial V_g}{\partial p} = \frac{R}{f_p} \mathbf{k} \times \nabla_p T \quad (2.12)$$

Onde p é a pressão (usada aqui como coordenada vertical), V_g é o vento geostrófico, R é a constante de gás para ar seco, $\nabla_p T$ é gradiente de temperatura em uma superfície de pressão, \mathbf{k} é o vetor unitário na vertical e f é o parâmetro de coriolis. Considerando que em latitudes medias o vento geostrófico é uma boa aproximação do vento real, conclui-se que o CVV está diretamente associado ao gradiente horizontal de temperatura na camada, sendo um indicador de sistemas baroclínicos.

O CVV também pode estar presente na ausência de baroclinidade em grande escala (Doswell, 1991; e Markowski e Richardson, 2006). Grandes acelerações do vento horizontal também podem contribuir para CVV de maneira não prevista na equação do vento térmico

(Markowski e Richardson, 2005), por exemplo, perto das frentes de rajadas, assim sendo, nesta pesquisa será utilizada a equação de DLS, bem como a sua designação descrita pelo Rasmussen e Blanchard (1998) que é bastante usada nas pesquisas relacionadas às tempestades severas (por exemplo: Craven e Brooks, 2004; Foss, 2011; Liu et al., 2019), dada por:

$$DLS = \left| \overrightarrow{V_{6km}} - \overline{V_{(0-500m)}} \right| \quad (2.13)$$

Onde DLS é o módulo da diferença vetorial entre o vento a 6000 m de altura ($V_{(6km)}$) e o vento médio nos primeiros 500 m acima do solo ($\overline{V_{0-500m}}$)

2.5 Mecanismos de Disparo da Convecção

O mecanismo de disparo é que dá força de elevação da parcela dos baixos níveis da atmosfera até o nível onde a flutuabilidade positiva é realizada. O mecanismo de disparo permite que o ar em baixos níveis da troposfera supere a inibição (CINE) convectiva de baixos níveis. Existem vários mecanismos de levantamento das parcelas de ar. Alguns desses mecanismos são: frentes, convergência em baixos níveis, efeitos orográficos, jatos de baixos níveis (JBNs) e circulações locais como brisa marítima, entre outros.

O disparo da convecção depende fortemente do mecanismo de levantamento em mesoescala associado a processos de convergência em baixos níveis (Johnson e Mapes, 2001). Os trabalhos de Freitas (2003) e Oliveira & Silva Dias (1982) afirmam que as tempestades severas observadas na região de São Paulo podem ser consequência de penetração das brisas marítimas. Marengo et al. (2004), Silva Dias (1987) e Nascimento (2005) afirmam que os JBNs contribuem de várias formas na convecção severa efetuando transporte de umidade proveniente da Amazônia para as latitudes mais altas.

Portanto, a região que possui a maior combinação desses mecanismos de elevação é frequentemente o local em que as tempestades se desenvolvem porque não é suficiente haver umidade e instabilidade condicional no ambiente sem que haja um mecanismo que libera a instabilidade para desenvolver a tempestade.

2.6 Estrutura Elétrica das Tempestades

A estrutura elétrica das tempestades pode ser definida a partir do modelo tripolo eletrostático descrito por Williams (1989), que se originou através das observações do campo elétrico no interior de nuvem cumulonimbus, onde se observou três camadas de cargas: uma camada de cargas negativas entre os níveis de isoterma de $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$ e $-25\text{ }^{\circ}\text{C}$, uma camadas de cargas positivas acima da camada negativa e outra camada de cargas positivas abaixo da camada de cargas negativas próxima a isoterma $0\text{ }^{\circ}\text{C}$.

Para explicar os campos elétricos associados às nuvens das tempestades elétricas e o confinamento dos centros de cargas dividiu-se a teoria de eletrificação em duas categorias: Eletrificação por Convecção e a Eletrificação por Precipitação.

A *eletrificação por convecção* está relacionada com a dinâmica do desenvolvimento das nuvens. De acordo com Wagner e Telford (1981), o campo elétrico de bom tempo atrai íons positivos próximos à superfície terrestre. E com a existência de instabilidade atmosférica, as correntes ascendentes transportam os íons positivos da superfície para interior das nuvens onde são capturados pelos hidrometeoros tornando a nuvem carregada. À medida que a nuvem se desenvolve verticalmente até os níveis mais altos da atmosfera, os íons negativos produzidos acima de 6 km pela radiação cósmica são atraídos pelas cargas positivas e introjetadas na nuvem tornando o seu topo negativamente carregado, também conhecido por camada de blindagem. Os hidrometeoros existentes na camada de blindagem capturam íons negativos e transportam para níveis baixos próximos à base da nuvem através de correntes descendentes e entranhamento lateral.

A *eletrificação por precipitação* está associada à formação e a interação entre as propriedades físicas da água e os hidrometeoros. Este mecanismo é o mais aceito atualmente para explicar a estrutura do centro das cargas observada nas tempestades, visto que, explica que a separação de cargas nas nuvens dá-se devido à colisão entre as partículas e a advecção ou sedimentação originada pela dinâmica atuante. Na medida em que os hidrometeoros crescem na nuvem poderá haver transferência de cargas entre eles, em particular quando há colisões em curto tempo que gera fricção. Se porventura houver rupturas de gotas ou de cristais de gelo a eletrificação poderá ocorrer por processos **indutivos** (que exigem primeiramente um campo elétrico) e **não-indutivos** (que não precisa de um campo elétrico) (Takahashi, 1978; Mason, 1988; Saunders et al., 1991, Lenard, 1892).

Processo indutivo: Durante o movimento de queda das partículas com alta condutividade, a nuvem acaba tendo as suas cargas deslocadas para a região de cargas diferentes por causa da indução elétrica presente. Logo depois, a parte superior passa a ter polaridade negativa e a inferior positiva com campo apontado para baixo. O processo de indução ocorre quando há colisão entre partículas de tamanhos diferentes. Neste caso, a troca de carga ocorre na medida em que as partículas menores (ex: gotículas de água, cristais de gelo) colidem com a parte inferior das partículas maiores (ex: grandes gotas, graupel). Geralmente, após a colisão os hidrometeoros menores saem com cargas positivas e os maiores carregados negativamente. Logo após, os movimentos ascendentes carregam os hidrometeoros menores para regiões do topo da nuvem e os maiores acabam ficando nas regiões próximas a base da nuvem, devido à densidade, formando deste modo os centros de cargas positivas e negativas respectivamente. Ainda que esteja bem explícito, este processo está associado a algumas incertezas para explicar o processo inicial da eletrificação da nuvem (Stolzenburg et al., 1998).

Processo não-indutivo: As colisões entre graupel/granizo e gelo formam o mecanismo mais eficiente para que ocorram as trocas das cargas na nuvem (Takahashi, 1978 e Saunders et al., 1991). Mecanismo na qual é dependente do tamanho dos hidrometeoros, do conteúdo de água líquida dentro da nuvem, da temperatura e da velocidade de impacto entre hidrometeoros (Reynolds et al., 1957; Takahashi, 1978; Saunders et al., 1991). Porém, este mecanismo é o mais aceito para explicar a estrutura tripolar das cargas observadas na nuvem de tempestade. O experimento de Takahashi (1978) mostrou que a região com temperatura de ar inferior a $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$ o sinal da carga transferida para o graupel depende da temperatura do ar e da quantidade de água líquida e as regiões com temperaturas superiores, o graupel sempre é positivamente carregado independentemente da quantidade de água líquida. Esses resultados foram confirmados por Saunders et al. (2006).

Takahashi (1978) demonstrou o impacto da temperatura sobre a transferência de cargas, onde observou que a colisão entre graupel e cristais de gelo a uma temperatura inferior de aproximadamente $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$, o graupel fica carregado positivamente e cristal de gelo negativamente. Já nas regiões com temperaturas superiores a $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$ o inverso ocorre. Além da temperatura, o conteúdo de água líquida influencia a carga após a colisão e o potencial de eletrificação do graupel. Visto que, o graupel é pouco eletrificado com muita quantidade de água líquida, isto é, a partícula não possui a tendência de trocar carga, o que diminui a

possibilidade para que a nuvem se eletrifique (Takahashi, 1978). Pelo contrário, menor quantidade de água líquida o graupel fica mais suscetível a eletrificação.

Pela ação de gravidade o graupel negativamente carregado permanece nas regiões baixas da nuvem tornando assim a região carregada negativamente. Pela ação de velocidades ascendentes, os cristais de gelo são elevados para regiões altas devido a sua baixa densidade tornando assim a região carregada positivamente. Porém, a velocidade ascendente também carrega uma porção de graupel, em que, a diminuição dessa velocidade faz com que o graupel caia geralmente para fora da coluna ascendente pela falta de sustentação. Essa queda do graupel pode ser vista nas regiões abaixo de $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$, onde serão eletrificados positivamente podendo trocar sinal e criar um pequeno pólo positivo nos níveis baixos. Os resultados similares a do Takahashi (1978) foram obtidos por Krehbiel et al. (1983) que analisaram as tempestades em diferentes regiões na qual observaram o centro das cargas negativas no intervalo entre $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$ e $-20\text{ }^{\circ}\text{C}$ onde existia água super-resfriada e gelo. Essa região varia com intensidade da corrente ascendente (Stolzenburg et al., 1998).

Kumjian et al. (2014) descreveram que as partículas de graupel são formadas devido a ascensão de gotas de água em regiões mais frias e menos úmidas. Isto é, a velocidade ascendente carrega uma fração de gotículas que desenvolvem em níveis baixos por difusão e coalescência para regiões mais frias. Assim sendo entende-se que a convecção é importante na formação do graupel assim como na eletrificação das tempestades.

2.7 Relação entre Tempestade Elétrica e Tempo Severo

As tempestades elétricas resultam dos processos de crescimento dos hidrometeoros causados por colisões de graupel e cristais de gelo em uma nuvem super-resfriada (Reynolds et al., 1957; Takahashi, 1978). Essa colisão dos hidrometeoros gera centros de cargas elétricas com sinais contrários a partir das suas interações dentro das nuvens de tempestades. Durante a criação das cargas, o campo elétrico dentro das nuvens aumenta até quebrar a rigidez dielétrica do ar, após a ocorrência deste processo formam-se as descargas elétricas que podem ocorrer dentro da nuvem ou próximo ao solo (Pinto Jr., 2005).

Guo et al. (2016) documentaram que as descargas elétricas indicam as condições dinâmicas e termodinâmicas associadas à convecção profunda na atmosfera. O processo de eletrificação dos hidrometeoros relacionado com a formação de raios depende da capacidade do ar quente e úmido da superfície romper a estabilidade atmosférica e alcançar regiões acima da isoterma de 0 °C (Zipser et al., 2006a).

A convecção profunda geralmente produz uma descarga elétrica acompanhada por maior intensidade de velocidades ascendentes (Soula e Chauzy, 2000; Lang et al., 2002; MacGorman e Rust, 1998). Essas velocidades ascendentes são fundamentais no transporte de conteúdo de água líquida, assim como na separação das cargas o que aumenta a frequência dos raios nas nuvens. Para Betz et al. (2009) e Schultz et al. (2011) os raios podem ser considerado um indicador importante de forte convecção atmosférica. Para Williams et al. (1999) a relação entre raios e tempo severo é usualmente observada no aumento rápido de taxa de raios totais.

Macgorman e Rust (1998) documentaram que a relação entre o tempo severo e atividades elétricas pode ser explicada através da dinâmica e microfísica no processo de eletrificação das nuvens. Durante a convecção, fortes correntes ascendentes nas tempestades transportam vapor de água e água líquida super-resfriada para a nuvem favorecendo assim a condensação, e o aumento de tamanho e número das partículas congeladas (Macgorman e Rust, 1998). Havendo transferência de cargas, pode-se esperar uma distribuição acentuada das cargas, o que eventualmente poderá resultar em colisões dos hidrometeoros (cristais de gelo, graupel, granizo) provocando o aumento de raios.

2.8 Apresentação de alguns estudos realizados no mundo que determinaram os limiares dos parâmetros atmosféricos associados à tempo severo.

O conhecimento dos fatores que influenciam as descargas elétricas é importante para melhor entendimento dos mecanismos da sua geração e posteriormente contribuir nas suas previsões (Saha et al., 2017). Tanto a convecção quanto as descargas elétricas são controladas por variáveis dinâmicas e termodinâmicas como CAPE (Stolz et al., 2015; Bang e Zipser, 2016), índices termodinâmicos (TT, KI, SW), cisalhamento vertical do vento (Igel e Van Den Heever, 2015) e espessura da camada quente (Stolz et al., 2015, 2017). Varias pesquisas no mundo foram desenvolvidas nas últimas décadas com intuito de gerar a climatologia dos parâmetros convectivos e determinar os limiares associados à ocorrência das tempestades, a partir dos dados de sondagem para ajudar na previsão dos eventos convectivos severos. Exemplos desses trabalhos foram desenvolvidos nos Estados Unidos da América (EUA) onde foram comparados os valores de CAPE e DLS durante a ocorrência das tempestades, na qual se constatou que as tempestades fracas de curta duração (DLS entre 5 a 15 m/s) ocorrem quando CAPE é principalmente cerca de 500 J/kg e as tempestades severas de tornados de longa duração (DLS entre 11 a 21 m/s) ocorrem quando a CAPE excede 1000 J/kg (Rasmussen e Blanchard, 1998; Craven et al., 2002). No Noroeste da Espanha observou-se a ocorrência de granizo com CAPE médio de 360 J/kg e a ocorrência das descargas elétricas com 260 J/kg (Lopes et al., 2001). No Norte da Itália, eventos de tornados foram observados quando o índice KI excedeu 30 °C e os valores de CAPE entre 700-2500 J/kg e o índice SW entre 250-300 (Costa et al., 2001). Na Grécia uma alta probabilidade de ocorrência de granizo observou-se com KI superior a 25 °C e o índice TT com valores superiores a 44 °C (Dalezios e Papamanolis, 1991). Comparando os limiares apresentados na EUA e na Europa é evidente que baixos valores de CAPE na Europa associam-se a ocorrência das tempestades convectivas. Assim sendo, torna-se necessário a determinação dos limiares em função da sua localização geográfica. Como foi documentado por Hallak e Pereira (2012), o Brasil possui uma carência de estudos que comprovem a eficiência dos índices de instabilidades para a previsão de eventos severos. Uma vez que, no país (Brasil) são utilizados majoritariamente os limiares estabelecidos em outras regiões, geralmente, no Hemisfério Norte (exemplo Da Silva et al., 2017).

CAPÍTULO III

3. DADOS E METODOLOGIA

Para alcançar os objetivos, primeiramente é examinada a distribuição mensal e sazonal dos parâmetros atmosféricos fundamentais para análise da convecção nas regiões de estudo correspondentes a Sul (retângulo a vermelho) e Sudeste (quadrado a vermelho) do Brasil com uma extensão de aproximadamente a 420.540 km² e 645.606 km², respectivamente. Vários autores documentaram a respeito dessas regiões como favoráveis a ocorrência dos FCSs (exemplo, Silva Dias e Grammelsbacher, 1991; António, 1995; Marcelino et al., 2003; Nascimento, 2005; Silva Dias, 2011 e Martins et al., 2017) tornando-se, deste modo, a razão da escolha da área de estudo. O objetivo é fornecer a climatologia dos ingredientes mais importantes para explicar a formação de tempestades elétricas com potencial de serem severas em escala sinótica. O período de estudo compreende os 6 (seis) anos entre janeiro de 2012 e dezembro de 2017. Período na qual foi selecionado em função da disponibilidade de dados das descargas elétricas.



Figura 3. 1: Localização geográfica da área de estudo referente a região Sul e Sudeste do Brasil. A área retangular (vermelha) representa a região Sul e a área quadrada (vermelha) é a região Sudeste.

3.1 Dados

STARNET (do ingles Sferic Tracking and Ranging Network)

A STARNET foi criada pela empresa Resolution Inc (RDI) a partir do programa de desenvolvimento inovativo de pequenas empresas da NASA. O sistema STARNET consiste em um conjunto de antenas receptoras que detectam as descargas eléctricas através do ruído de rádio (EZ) na faixa de frequência de VFL (7-15 kHz). A localização das descargas eléctricas em sua área de cobertura é feita através de um método desenvolvido por Lee (1989) denominado ATD (Arrival Time Difference). O Sistema é composto por redes de detecção de sensores VFL que fazem constantes medições do campo eléctrico vertical, sincronizados no tempo através do GPS tornando-se possível o monitoramento da evolução temporal e espacial das descargas eléctricas. STARNET abrange a América do Sul e mede raios nuvem-terra. Nesta pesquisa foram utilizados os dados acumulados diários de descargas eléctricas numa resolução espacial de 1° por 1° (Morales e Anselmo, 2011). Esses dados foram utilizados como indicador da convecção baseado em vários fundamentos (alguns exemplos, Macgorman e Rust, 1998; Betz et al., 2009; Schultz et al., 2011).

Reanálises

ERA-Interim é uma reanálise atmosférica global produzida pelo Centro Europeu de Previsões Meteorológicas de Médio Prazo (ECMWF) com uma resolução espacial de 0.75° x 0.75° (75 km). A reanálise consiste em conjuntos de dados meteorológicos constituídos termodinamicamente e dinamicamente em modelo de circulação atmosférica global a partir de dados de radiossonda, aviões e satélites. Utilizou-se nesta pesquisa os dados diários da superfície e de níveis de pressão fornecidas pela reanálise do Era-Interim (Dee et al., 2011). Em nível de pressão usou-se dados do vento, temperatura do ar, altura geopotencial, umidade relativa e velocidade vertical em 500 hPa. Também foram utilizados os dados de CAPE fornecidos pela reanálise. Através desses conjuntos de dados foram obtidos e calculados os parâmetros dinâmicos e termodinâmicos, como será abordado logo a seguir.

3.1.1 Cálculo dos Parâmetros Dinâmicos e Termodinâmicos

Os parâmetros analisados nesta pesquisa foram calculados a partir dos dados de reanálise de Era Interim. Os tais parâmetros incluem SW, TT, KI, WCD, DLS, divergência de umidade em 850 hPa designado aqui por $Div(qv)_{850}$, velocidade vertical em 500 hPa (ω_{500}) e CAPE. Esses dois últimos foram usados os valores fornecidos pela reanálise. As

equações usadas para calcular cada parâmetro foram abordadas no Capítulo II com a exceção da equação de divergência de umidade em baixos níveis. Aqui serão apresentados os procedimentos feitos na obtenção dos valores de cada parâmetro.

Cálculo dos Parâmetros Termodinâmicos

No cálculo dos índices termodinâmicos, KI (Eq. 2.7) e TT (Eq. 2.8) a reanálise fornece alguns valores em nível de pressão, como: $T_{(850)}$, $T_{(500)}$ e $T_{(700)}$, mas não fornece $Td_{(850)}$ e $Td_{(700)}$. Deste modo, usou-se a equação descrita pelo Bolton (1980) para calcular $Td_{(850)}$ e $Td_{(700)}$ dada por:

$$e_{s(T)} = 6,11 \exp\left(\frac{17,67 T}{T+243,5}\right) \quad (3.1)$$

$$Ur = \frac{e_{(Td)}}{e_{s(T)}} \times 100\% \quad (3.2)$$

A partir da temperatura fornecida pela reanálise em nível de pressão [°C] usou-se a equação (3.1) para determinar a pressão de vapor de saturação do ar $e_{s(T)}$ que depende da temperatura do ar, logo em seguida aplicou-se a Equação (3.2) para calcular a pressão de vapor $e_{(Td)}$ que depende da temperatura do ponto de orvalho [°C]. E por último, usou-se a equação (3.1) em função de Td , aplicaram-se as operações matemáticas e obteve-se uma equação de $Td_{(e)}$ dada por:

$$Td_{(e)} = \frac{243,5 \ln(e) - 440,8}{19,48 - \ln(e)} \quad (3.3)$$

Para o cálculo de WCD (Eq. 2.11) foram usadas também as equações descritas por Bolton (1980), na qual permitiu calcular a temperatura e pressão no nível de condensação por levantamento T_{NCL} (Eq. 3.4) e P_{NCL} (Eq. 3.5).

$$T_{NCL} = \left(\frac{1}{T+55} - \frac{\ln\left(\frac{Ur}{100}\right)}{2840}\right)^{-1} + 55 \quad (3.4)$$

$$P_{NCL} = 1000 \left(\frac{T_{NCL}}{\theta}\right)^{3,4965035} \quad (3.5)$$

Onde θ é a temperatura potencial. Usou-se T e Ur de 1000 hPa. Após a obtenção dos valores de P_{NCL} fez-se a interpolação linear com altura geopotencial de modo a obter a sua altura H_{NCL} . E a altura de isoterma de 0 °C $H_{T[0]}$ obteve-se através da interpolação do perfil vertical da atmosfera. E finalmente calculou-se WCD.

Cálculo dos Parâmetros Dinâmicos

SW incorpora informações relacionadas com a dinâmica e termodinâmica da atmosfera, isso faz com que seja considerado um parâmetro dinâmico e termodinâmico. Mas nesta pesquisa será posto no grupo dos parâmetros dinâmicos. Para o seu cálculo, a maioria dos termos já foram abordados acima, apenas falta apresentar as equações usadas para calcular as direções dos ventos em 500 e 850 hPa. As direções dos ventos foram calculadas através das equações de componentes zonais e meridionais, dadas por:

$$u = -|V|\text{sen}(\alpha) \quad (3.6)$$

$$v = -|V|\text{cos}(\alpha) \quad (3.7)$$

DLS é um parâmetro dinâmico usado nas previsões da convecção profunda por Rasmussen e Blanchard (1998) a partir dos dados de sondagem. No entanto, na área de estudo há falta de redes de sondagens e horários suficientes disponíveis, deste modo, foram usados os dados de reanálises em nível de pressão. Por causa disso, adaptou-se a Equação 2.11, usando-se o valor médio entre o vento de 10 m e vento em 950 hPa em modificação ao vento médio entre a superfície e 500 m e, para a velocidade do vento em 6000 m, utilizaram-se os valores do vento no nível de 450 hPa. Após a modificação, calculou-se a sua magnitude (DLS).

Div(qv)850 é um parâmetro dinâmico que calcula o fluxo de umidade em 850 hPa. Valores negativos indicam à convergência de umidade e valores positivos a divergência de umidade. A Div(qv)850 foi calculada pela seguinte equação:

$$\text{Div}(qv)850 = \nabla \cdot (q\vec{V}_H) \quad (3.8)$$

Onde q é a umidade específica do ar e $\vec{V}_H = V_x\vec{i} + V_y\vec{j}$ é o vento horizontal nas componentes zonal (V_x) e meridional (V_y).

3.2 Metodologia

A metodologia baseou-se primeiramente nos dados acumulados diários das descargas elétricas (Morales e Anselmo, 2011) no Sul e Sudeste do Brasil como mostra a Figura 3.1. Para cada área analisou-se valores individuais em cada ponto de grade. Nesses valores individuais foram considerados os dias com pelo menos um raio (soma dos raios). Para cada ponto fez-se a coincidência espacial e temporal no horário prévio de 1200 UTC com os parâmetros dinâmicos e termodinâmicos. Depois disso, fez-se a climatologia. Metodologia

similar foi documentada por Tyagi et al. (2011), porém, os parâmetros atmosféricos que eles analisaram foram calculados a partir dos dados de sondagem no horário prévio de 1200 UTC.

3.2.1 Climatologia dos Parâmetros Dinâmicos e Termodinâmicos

A climatologia foi feita nos pontos de grade com pelo menos um raio, onde foram analisados os parâmetros dinâmicos e termodinâmicos. Os parâmetros termodinâmicos incluem a Energia Potencial Convectiva Disponível (CAPE), Espessura da Camada Quente (WCD), índice Total Totals (TT) e KI. Os estudos passados sugerem o uso desses índices como uma ferramenta importante para diagnosticar ambientes com potencial de tempo severo (Exemplo: Fawbush and Miller, 1953; Ramis et al., 2009; Tajbakhsh et al., 2012; Da Silva et al., 2015; Gubenko e Rubinshtein, 2015; Machado et al., 2017; Da Silva et al., 2017). Por sua vez, os parâmetros dinâmicos calculados foram DLS, divergência de umidade em 850 hPa [Div(qv)850], SWEAT (SW) e velocidade vertical em 500 hPa (ω_{500}). Todos esses parâmetros foram abordados no Capítulo II e representam parâmetros indicativos da possibilidade de ocorrência de eventos convectivos severos. A climatologia fez-se através de análise da distribuição mensal e sazonal dos parâmetros dinâmicos e termodinâmicos no horário prévio de 1200 UTC, nas duas áreas de estudo (Sul e Sudeste). A distribuição mensal inclui os valores mínimos, médios e máximos. Ao passo que, a distribuição sazonal é constituída por quatro estações do ano, onde cada estação é composta pelos respectivos meses, nomeadamente: verão (dezembro, janeiro e fevereiro); outono (março, abril e maio); inverno (junho, julho e agosto); e primavera (setembro, outubro e novembro). Para cada estação, os valores foram apresentados por meio de gráficos boxplot, em que, os valores máximos e mínimos são correspondentes aos percentis 90 % e 10 %. A partir desses gráficos analisaram-se os valores da mediana, variabilidade (intervalo interquartilico) inclusive os percentis 25%, 50% e 75%. Porém, não foram incluídos os valores extremos (outlier) para uma boa visibilidade dos resultados.

A metodologia da climatologia apresentada nesta pesquisa é diferente daquela documentada por Rasmussen e Blanchard (1998) e Craven e Brooks (2004), em que se basearam em série de dados de ocorrência confirmada de tempestades e analisaram os dados de sondagens nas proximidades. Além desses autores, também difere daquela documentada por Foss (2011), que analisou dados de radiossondagens na região subtropical da América do Sul (AS).

3.2.2 Combinação dos Parâmetros Atmosféricos

Para Doswell e Schultz (2006) o limiar de único parâmetro não representa valor significativo para a previsão de eventos convectivos, porém, é mais eficiente quando é feita uma combinação entre os índices. Deste modo, nesta pesquisa foram feitas as combinações dos parâmetros termodinâmicos (CAPE, WCD, TT e KI) e dinâmicos (DLS, $\text{Div}(qv)_{850}$, SW e ω_{500}) em cada ponto de grade dos dias com registro de ocorrência de mais de 50 raios (Liu et al., 2020), CAPE superior a 100 J/kg (Brooks et al., 2003 e Prein e Holland, 2018) e valores positivos de KI. A combinação dos parâmetros meteorológicos constitui uma ferramenta importante em trabalhos com finalidades de diagnóstico e prognóstico da intensidade das atividades convectivas. Como exemplo, os trabalhos documentados pelo Stolz et al. (2015); Dewan et al. (2018); Liu et al. (2019) e Liu et al. (2020) na qual também apresentam as combinações dos parâmetros meteorológicos, onde identificam os intervalos dos valores associados a maior atividade elétrica. O conhecimento dos intervalos contribui no melhoramento das previsões das tempestades elétricas. Além das combinações, também nesse trabalho apresentam-se os histogramas de frequência de ocorrência de cada parâmetro.

3.2.3 Estudo de Casos

Através dos valores individuais das descargas elétricas obtidos em cada ponto de grade referente ao período de estudo foram escolhidos dois casos de estudos, dos quais, um para cada região estudada. Esses casos correspondem aos dias com registro de maior número de raios. Na região Sudeste foi escolhido o caso do dia 23 de Novembro de 2015 no ponto de grade de latitude de -22.5 e longitude de -49.5 no estado de São Paulo (Fig. 4.1) onde foi registrado um acumulado de 28472 raios/dia. Na região Sul foi escolhido o dia 07 de Junho de 2014, onde se registrou um valor acumulado de 48050 raios/dia em um ponto de grade com latitude de -25.5 e longitude de -52.5, concretamente no estado de Paraná (Fig. 4.1). Nesses casos de estudos foram analisadas as imagens de satélite (CPTEC INPE), campos de pressão reduzida ao nível médio do mar, ventos meridionais e zonais em níveis de 850, 500 e 250 hPa, divergência dos ventos, CVV, CAPE, fluxo de umidade desde a superfície até 700 hPa e sua convergência (850 hPa) e velocidade vertical (500 hPa). Esses estudos de caso visaram diagnosticar os ambientes favoráveis a tempo severo, como uma forma de auxiliar no conhecimento das situações atmosféricas com o potencial de se desenvolverem as TESs (Nascimento, 2005 e Silvas Dias, 1987).

CAPÍTULO IV

4 RESULTADOS E DISCUSSÕES

4.1 Tamanho das amostras analisadas

Uma vez que se trata das representações estatísticas dos parâmetros atmosféricos, torna-se necessário apresentar as informações relacionadas com as amostras analisadas. Na região Sul foram analisados 5 (cinco) pontos de grade (círculos vermelhos) e no Sudeste foram seis (6) pontos (círculos azuis) (Fig. 4.1). Tanto os raios como os parâmetros termodinâmicos e dinâmicos foram em torno desses pontos de grade (Fig. 4.1). Na região Sul foi obtido um total de 4415 casos com pelo menos um raio por dia, assim como 1786 casos com mais de 50 raios por dia. Na região Sudeste foi obtido 5884 casos com pelo menos um raio por dia e 2337 casos com mais de 50 raios/dia. As amostras com pelo menos um raio por dia foram importantes na elaboração da climatologia das tempestades elétricas e as amostras com mais de 50 raios foram consideradas nesta pesquisa como sendo casos severos.

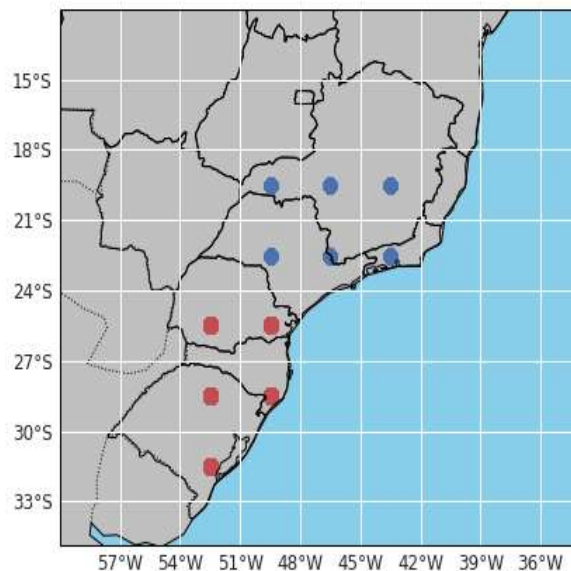


Figura 4.1: Pontos de grade analisados nesta pesquisa correspondentes a região Sul (vermelho) e Sudeste (azul).

4.2 Climatologia das tempestades elétricas na região Sul do Brasil

A climatologia da região Sul fez-se em uma área de aproximadamente a 420.540 km² (Fig. 3.1, 4.1), onde foram analisados os parâmetros termodinâmicos e dinâmicos no horário prévio de 1200 UTC dos dias com pelo menos uma descarga elétrica no período de seis anos (janeiro de 2012 até dezembro de 2017), através de uma amostra de 4415 casos.

4.2.1. Climatologia dos parâmetros termodinâmicos

A Figura 4.2 mostra a distribuição mensal da CAPE, WCD, TT, KI. Esses parâmetros são usados para analisar a estrutura vertical da atmosfera com relação à temperatura e umidade. Para CAPE (Fig. 4.2a) é possível observar que no mês de dezembro foi registrado o pico máximo de 3262 J/kg (vermelha). Também se percebe que primavera e verão registraram muitos valores acima da média. De forma geral, nota-se uma sazonalidade coerente, na qual, os valores de CAPE diminuem da estação chuvosa (dezembro e janeiro) para a estação seca (fevereiro a agosto) e aumentam no sentido contrário. Essa variação pode ser vista melhor na Figura 4.3a onde a mediana e os percentis q25, q75 e q90 apresentam altos valores no verão e primavera e baixos no outono e inverno. Assim sendo, esses resultados constituem o esperado, uma vez que CAPE é um parâmetro de instabilidade condicional sensível a pequenas variações da temperatura e umidade na camada limite planetária (Craven e Brooks, 2004). Sendo que, no verão é registrada maior radiação solar na superfície, por essa razão, esperam-se maiores flutuabilidades das parcelas importantes para a convecção. Através desses resultados pode-se concluir que no verão esperam-se altos valores de CAPE e baixos valores no outono. A distribuição mensal de WCD (Fig. 4.2b) mostra altos valores na estação chuvosa (vermelho), bem como baixos na estação seca (marrom). Na Figura 4.3b percebe-se que verão apresenta altos valores dos percentis q10, q25, q75 e q90. Dos quais, apresentam uma tendência de diminuir do verão até o inverno e em seguida tendem a aumentar. Esses altos valores obtidos no verão podem ser explicados possivelmente pelo aumento da umidade na CLP e elevação do nível de congelamento (Eq. 2.11). Se a baixa troposfera estiver úmida é bem provável que a altura do NCL esteja mais baixa, o que implica em altos valores de WCD. No verão espera-se maior conteúdo de umidade em baixos níveis devido a evaporação da água contida em grandes reservatórios (exemplo: oceanos, etc) ou mesmo maior taxa de evapotranspiração das plantas como resultado de maior incidência da radiação solar. No inverno espera-se uma situação contrária a do verão, com uma tendência de diminuição da altura de congelamento.

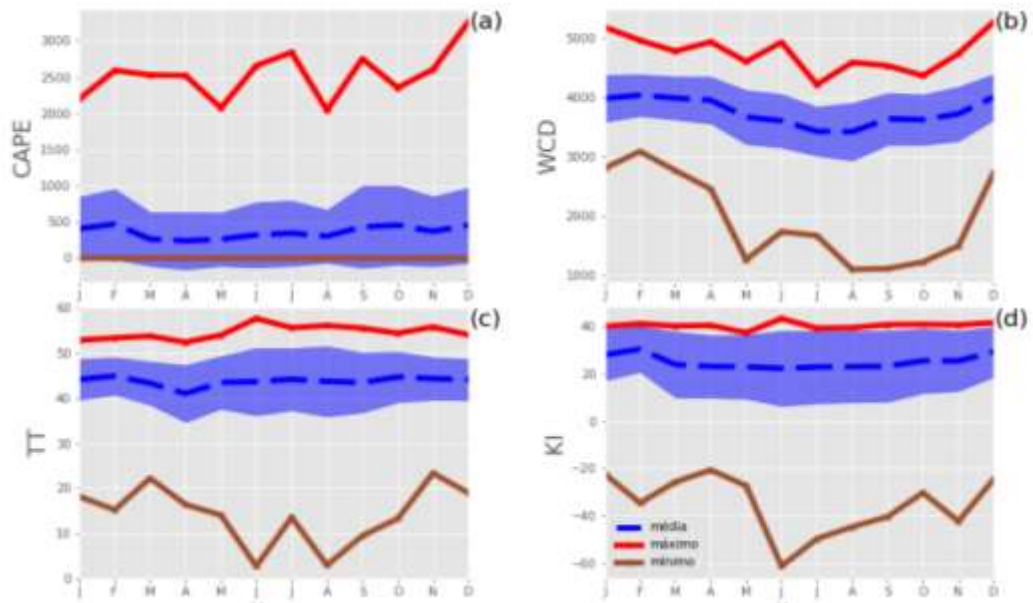


Figura 4.2: Distribuição mensal dos parâmetros termodinâmicos na região Sul, (a) CAPE [J/kg], (b) WCD [m], (c) TT [°C] e KI [°C]. A área pintada de azul corresponde ao intervalo entre os valores médios subtraídos e adicionados pelo desvio padrão, a média mensal (linha tracejada em azul), máximo (vermelho) e mínimo (marrom) mensal.

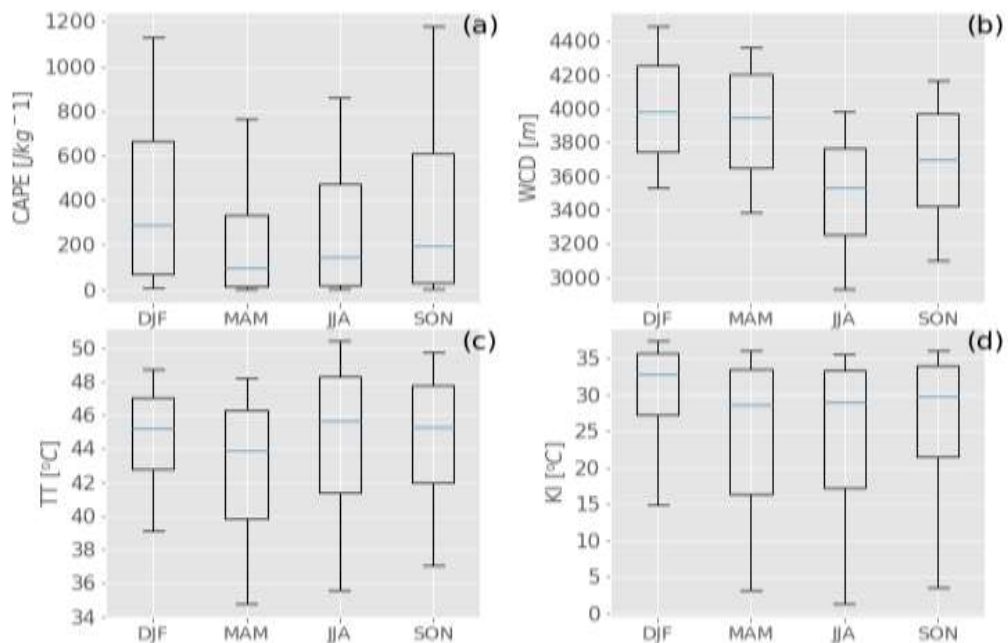


Figura 4.3: Distribuição sazonal dos parâmetros termodinâmicos na região Sul, (a) CAPE, (b) WCD, (c) TT e (d) KI. A distribuição sazonal é constituída por quatro estações do ano, onde cada estação é composta por respectivos meses, nomeadamente: verão (dezembro, janeiro e fevereiro), outono (março, abril e maio), inverno (junho, julho e agosto). O diagrama apresenta a mediana (linha azul), os valores máximos e mínimos correspondentes aos percentis 90% e 10%.

A Figura 4.2c mostra a distribuição mensal do índice TT. Através dela podem-se observar altos valores da média no mês de fevereiro, assim como baixos valores em abril. Também se percebe que no mês de junho registrou-se o pico máximo de 58 °C (vermelha). De todos os meses, novembro registrou altos valores de TT, o que pode ser visto pela variação dos valores mínimos (marrom) e os máximos mensais (vermelho). Quanto à variação sazonal, nota-se que outono (Figura 4.3c) apresenta baixos valores da mediana, q25, q75 e q90, ao passo que, inverno apresenta altos valores da mediana, q75 e q90. E verão apresenta altos valores de q10 e q25. Também no verão observa-se uma baixa variabilidade do TT comparado com outras estações (outono, inverno e primavera), apresentando menor intervalo interquartilico (q75 a q25). Segundo Henry (1987) o índice TT inclui a taxa de variação vertical de temperatura (ou lapse rate em inglês) de 850 a 500 hPa que é influenciada pela passagem de sistemas sinóticos que faz com que os seus valores aumentem. Carvalho e Fedorova (2011) estudaram as frentes quentes que ocorreram no Sul do Brasil e observaram o registro das descargas elétricas em algumas estações durante a sua passagem. Ribeiro (2014) concluiu que a maior frequência das frentes quentes ocorre no inverno e a maior parte delas precede a formação de ciclones extratropicais na Bacia do Rio Prata. O mesmo autor, através de compostos de precipitação verificou que o aumento da chuva no dia posterior a formação das frentes quente poderia ser explicado pelo aumento dos índices termodinâmicos após a passagem dos sistemas frontais. Assim sendo, é provável que os altos valores observados no inverno estejam relacionados com a passagem de sistemas frontais e/ou cavados em altitude, e/ou influenciados pelo fluxo do quadrante norte/noroeste ou mesmo os JBNs. Segundo Marengo et al. (2004) os JBNs no Sul do Brasil ocorrem com maior frequência na estação seca, período na qual foram observados altos valores de TT.

A Figura 4.2d mostra a variação mensal do índice KI. Através dela pode-se observar altos valores da média na estação chuvosa (fevereiro e dezembro) e também nota-se o pico máximo de 43 °C (vermelho) no mês de junho. Ainda no mês de junho verifica-se o pico mais baixo de -61 °C, isso se deve possivelmente a intrusão de massa de ar seco (marrom). Percebe-se também na mesma Figura (Fig. 4.2d) que KI apresenta menor variabilidade no mês de fevereiro e dezembro. Isso pode ser observado também na Figura 4.3d, em que, verão apresenta menor intervalo interquartilico (q25-q75). Na mesma Figura (Fig. 4.3d) verifica-se uma sazonalidade clara, onde os valores da mediana, q25, q75 e q95 diminuem do verão a outono e em seguida tendem a aumentar. Esses resultados constituem o esperado, visto que, o índice KI está relacionado com a presença de calor e umidade em 850 hPa, e a existência de

umidade desde a superfície até os níveis de 700 hPa, deste modo, maior contribuição esperase no verão, proporcionada possivelmente pela maior incidência da radiação solar.

Comparando os parâmetros termodinâmicos, nota-se que CAPE (Fig. 4.3a) e KI (Fig. 4.3d) apresentam uma sazonalidade similar com altos valores no verão e baixos no outono. Por outro lado, a WCD (Fig. 4.3b) apresenta também altos valores no verão e baixos no inverno. E TT (Fig. 4.3c) apresenta altos valores no inverno e baixos no outono.

4.2.2 Climatologia dos parâmetros dinâmicos

A Figura 4.4a mostra a variação mensal do cisalhamento profundo (DLS). Percebe-se que os valores médios apresentam uma tendência de diminuir da estação seca (junho e julho) para estação chuvosa (dezembro e janeiro). De junho a novembro o DLS apresenta maiores variabilidades com as médias mensais superiores a 19 m/s. Também se verifica um pico máximo de 67 m/s obtido no mês de novembro. Resultados similares podem ser vistos na variação sazonal (Figura 4.5a), em que, inverno e primavera apresentam altos valores da mediana e os percentis q25, q75 e q95 e baixos no verão e outono com uma sazonalidade coerente, na qual, os valores da mediana, q25, q75 e q90 aumentam do verão para inverno e diminuem no sentido contrário. Baixos valores de DLS observados no verão podem ser explicados pelo fato da atmosfera ser menos baroclínica, ou seja, uma época em que a atmosfera é mais tropical. Mas, na estação fria a situação tende a mudar principalmente na região subtropical da América do Sul, em que, a atmosfera tende a ser mais baroclínica o que se associa com a entrada de sistemas frontais, que também estão relacionados com os giros dos ventos na vertical (DLS). Essa associação pode ser explicada pela equação do vento térmico (Eq. 2.12). Dentre todas as estações do ano, primavera apresenta a maior variabilidade do DLS (Fig. 4.5a), o que pode ser visto, entretanto, por apresentar maior intervalo interquartilico (q25-q75). Isso se deve provavelmente o maior contraste térmico associado à maior frequência de sistemas frontais nessa estação do ano. Portanto esses resultados constituem o esperado, pois que, já foram documentados pelo Craven e Brooks (2004) e Foss (2011).

A Figura 4.4b apresenta a distribuição da divergência de umidade em 850 hPa ($Div(qv)_{850}$), pode-se observar que a distribuição mensal das médias (linha tracejada azul) estão em volta de 0 [1/s]. Isso é pelo fato dos valores se encontrarem na ordem de 10^{-6} . Lembrando que os valores negativos de $Div(qv)_{850}$ estão relacionados com a convergência

de umidade em baixos níveis o que é importante no disparo convectivo. Analisando os mínimos (marrom) e máximos (vermelho) mensais, pode-se ver que junho obteve-se maior convergência de umidade e Agosto maior divergência de umidade em baixos níveis (850 hPa). Quanto à sazonalidade da Div (qv)₈₅₀ (Figura 4.5b), percebe-se que verão apresenta mais convergência de umidade em baixos níveis (850 hPa) com baixos valores da mediana, q25, q75 e q90 e baixa convergência de umidade no outono. Portanto, alta convergência de umidade em 850 hPa no verão constitui o esperado, dado que, nessa época do ano, verifica-se forte influência dos jatos de baixos níveis (JBN) na qual transportam calor e umidade da região amazônica para a região Sul (Marengo et al., 2004).

A Figura 4.4c ilustra a distribuição mensal do SWEAT (SW). Pode-se ver entre maio e agosto os picos máximos entre 350 a 450 (linha vermelha). Também se nota que o mês junho apresenta maior variabilidade comparando com outros meses. Quanto à sua variação sazonal (Fig. 4.5c), percebe-se que os valores da mediana, q25 e q75 diminuem do verão a inverno e logo após tendem a aumentar. Sendo assim, verão apresenta altos valores de SW e baixos no inverno. SW engloba as informações de calor e umidade em baixos níveis (850 hPa) e mudança de direção dos ventos na vertical, deste modo, esses dois termos apresentam uma variação distinta ao longo do ano, pois a sua variação poderá influenciar a distribuição sazonal de SW. Onde o termo que engloba calor e umidade possivelmente tenha maior contribuição no verão devido à maior disponibilidade de calor e umidade e no inverno devido ao gradiente de temperaturas que influenciam as direções dos ventos na vertical.

A Figura 4.4d apresenta a distribuição da velocidade vertical em 500 hPa (ω_{500}). Através dela pode-se observar que o mês junho e setembro registraram movimentos ascendentes mais intensos (marrom) o que indica situações de forte advecção de vorticidade ciclônica influenciada pela aproximação de cavados em 500 hPa explicado pela equação quase-geostrófica. No entanto, esse mecanismo favorece a formação de instabilidade na superfície. Entre janeiro e março pode-se observar menor variabilidade de ω_{500} . Isso se pode observar melhor na Figura 4.5d, principalmente no verão onde apresenta menor intervalo interquartil de ω_{500} . Através desses resultados afirma-se que inverno apresenta maior variabilidade dos movimentos ascendentes em 500 hPa.

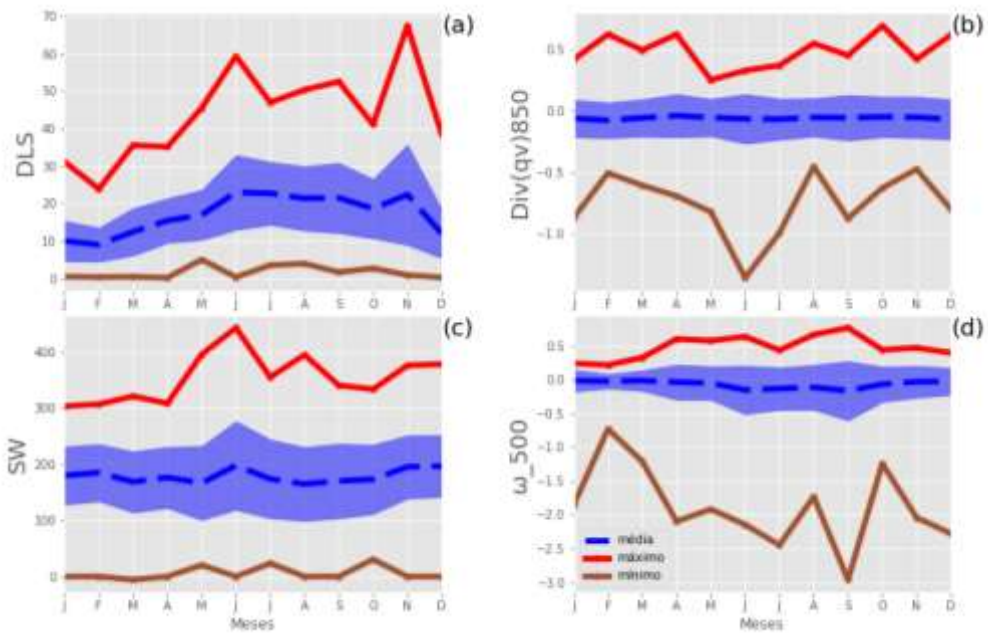


Figura 4.4: Distribuição mensal dos parâmetros dinâmicos na região Sul, (a) DLS [m/s], (b) Div(qv)850 [$10^{-6}s^{-1}$], (c) SW e (d) ω_{500} [Pa/s]. A área pintada de azul corresponde ao intervalo entre os valores médios subtraídos e adicionados pelo desvio padrão, a média mensal (linha tracejada em azul), máximo (vermelho) e mínimo (marrom) mensal.

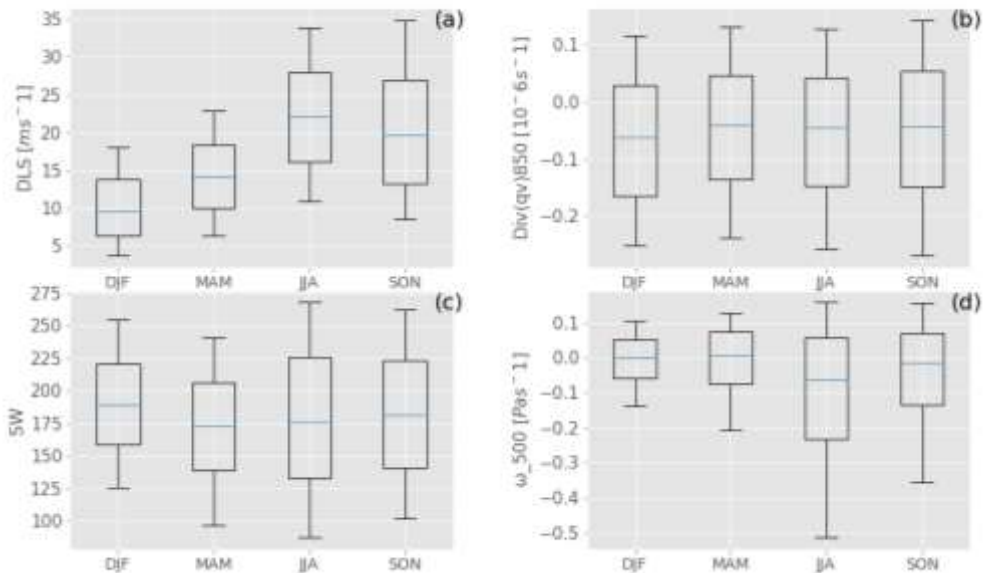


Figura 4.5: Distribuição sazonal dos parâmetros dinâmicos na região Sul, (a) DLS, (b) Div(qv)850, (c) SW e (d) ω_{500} . A distribuição sazonal é constituída por quatro estações do ano, onde cada estação é composta por respectivos meses, nomeadamente: verão (dezembro, janeiro e fevereiro), outono (março, abril e maio), inverno (junho, julho e agosto). O diagrama apresenta a mediana (linha azul), os valores máximos e mínimos correspondentes aos percentis 90% e 10%..

Comparados todos os parâmetros dinâmicos constatou-se que verão apresenta forte convergência de umidade em 850 hPa (Fig. 4.5b) e altos valores do índice SW (Fig. 4.5c), porém, baixos valores de DLS (Fig. 4.5a). No inverno verificou-se baixa convergência de umidade em baixos níveis (850 hPa) (Fig. 4.5b), fortes movimentos ascendentes (Fig. 4.5d) e altos valores de DLS (Fig. 4.5a), entretanto, baixos valores de SW (Fig. 4.5c).

4.2.3 Climatologia dos raios versus parâmetros dinâmicos e termodinâmicos.

A Figura 4.6a mostra a variação mensal dos raios. Através dela nota-se que no mês de Junho foi registrado o pico máximo de 48050 raios/dia (vermelho). Também se verifica uma baixa variabilidade dos raios de março a maio (Fig. 4.6). Isso pode ser visto também a partir do diagrama boxplot (Fig. 4.6b) em que outono apresenta menor intervalo interquartílico. De modo geral, os raios apresentam uma sazonalidade coerente na qual os valores da mediana, q25, q75 e q90 diminuem do verão a outono e depois tendem a aumentar (Fig. 4.6b). Deste modo, altos valores verificam-se no verão seguido pela primavera. Esses resultados estão de acordo com Anselmo (2015) que obteve nos seus resultados a estação chuvosa (verão) como sendo época do ano com mais tempestades elétricas na região Sul do Brasil. Sperling (2018) a partir da climatologia de ocorrência de granizo no Sul do Brasil, em especial no Rio Grande do Sul (RS) e Santa Catarina (SC) obteve nos seus resultados maior frequência de ocorrência de granizo em Setembro (primavera). Os resultados de Sperling (2018) estão de acordo com os resultados obtidos nesta pesquisa, visto que, o mês de Setembro apresenta maior variabilidade em todo ciclo anual (Fig. 4.6b). Em concordância com Martins et al. (2017) obtiveram também nos seus resultados menor frequência de tempestades de granizo no Sul do Brasil no outono, dado que, nesta pesquisa outono apresenta baixa atividade elétrica.

Comparando a distribuição sazonal das descargas elétricas com os parâmetros dinâmicos e termodinâmicos, constata-se que verão apresenta alta convergência de umidade em baixos níveis (Fig. 4.5b), forte instabilidade atmosférica associada a altos valores de CAPE, KI (Fig. 4.5a, d) e SW (Fig. 4.5c). E também se verifica altos valores de WCD (Fig. 4.3b) e baixos valores de DLS. A combinação desses parâmetros é importante para que haja a formação das descargas elétricas. Os parâmetros termodinâmicos indicam a disponibilidade de calor, umidade e instabilidade ao passo que os dinâmicos são fundamentais no disparo convectivo assim como na organização do sistema convectivo.

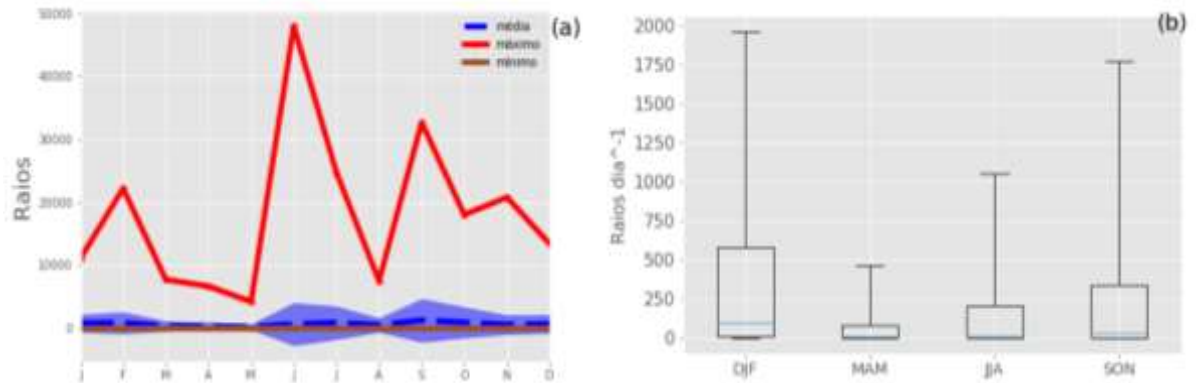


Figura 4.6: (a) Distribuição mensal dos raios na região Sul, (b) Distribuição sazonal dos raios na região Sul. (a) a área pintada de azul corresponde ao intervalo entre os valores médios subtraídos e adicionados pelo desvio padrão, a média mensal (linha tracejada em azul), máximo mensal (vermelho). (b) o diagrama apresenta a mediana (linha azul), os valores máximos e mínimos correspondentes aos percentis 90 % e 10 %.

No outono verifica-se uma situação contrária a da estação chuvosa (verão), sendo que, apresenta baixa convergência de umidade em 850 hPa (Fig. 4.5b), baixos movimentos descendente em 500 hPa (Fig. 4.5d) e baixa instabilidade atmosférica, o que pode ser visto pelo baixos valores de CAPE, TT e KI (Fig. 4.3a,c,d) associado a baixo número de raios. Inverno apresenta uma distribuição similar à observada no outono, em que apresenta baixos valores de CAPE, KI, SW e WCD, porém, verifica-se fortes movimentos ascendentes em 500 hPa, altos valores de TT e DLS associado a baixa atividade elétricas. Na primavera espera-se a ocorrência dos parâmetros termodinâmicos e dinâmicos o que constitui ingredientes para a convecção que resulta na ocorrência das descargas elétricas.

4.3 Combinações dos parâmetros dinâmicos e termodinâmicos em função das descargas elétricas na região Sul

A Tabela 1 mostra os valores máximos e os mínimos dos parâmetros termodinâmicos e dinâmicos registrados na região Sul. Através desses valores podem-se ver os intervalos associados à ocorrência diária das tempestades elétricas severas no Sul do Brasil.

Raios ≥ 50 [Raios/dia] Nr. Casos [1786]	CAPE [J/kg]	WCD [m]	TT [°C]	KI [°C]	SW	DLS [m/s]	ω_{500} [Pa/s]	Div(qv) ₈₅₀ [$10^{-6} s^{-1}$]
Máximos	3262	5183	58	43	542	58	0.41	0.63
Mínimos	100	2404	21	0	46	0.21	-2.96	-1.36

Tabela 1: Apresentação dos valores máximos e mínimos dos parâmetros termodinâmicos e dinâmicos dos dias que ocorreram as TESs na região Sul do Brasil.

As distribuições mensais e sazonais dos parâmetros apresentados na Tabela 1 foram apresentadas anteriormente (Fig. 4.2, 4.4 e 4.6a). O conhecimento dessas distribuições é importante no que diz respeito ao período na qual se espera maior contribuição de cada parâmetro para a formação das tempestades elétricas. Nos resultados anteriores também foi observado que verão e primavera apresenta maior atividade elétrica. Sendo assim, nessas estações do ano espera-se maior contribuição dos ingredientes necessários para a convecção. Ao passo que no outono e no inverno verificou-se baixa atividade elétrica associada à baixa contribuição dos ingredientes necessários para a convecção.

Após o conhecimento da distribuição dos ingredientes necessários para a convecção, torna-se necessário o conhecimento dos limiares associados à ocorrência das atividades elétricas no Sul do Brasil. Deste modo, logo a seguir serão apresentadas as correlações dos parâmetros termodinâmicos e dinâmicos em função dos raios, de modo a observar as distribuições de cada caso analisado, assim como, os intervalos associados à ocorrência maior numero de raios.

4.3.1 Histograma da frequência dos parâmetros termodinâmicos, dinâmicos e raios na região Sul

A Figura 4.7 ilustra a frequência de ocorrência dos parâmetros termodinâmicos, dinâmicos e raios. Através dela podem-se observar os intervalos mais frequentes de cada parâmetro durante a ocorrência das TESs. CAPE entre 100 a 500 J/kg apresenta maior frequência de ocorrência. No geral, nota-se que os valores de CAPE aumentam com a diminuição de número de casos das TESs (Fig. 4.7a; Fig. 4.2,3a), isto é, altos valores de CAPE (maior que 1500 J/kg) são menos frequentes. WCD entre 3500 a 4500 m ocorre com maior frequência e esta associado à maior número de caso das TESs (Fig. 4.7b).

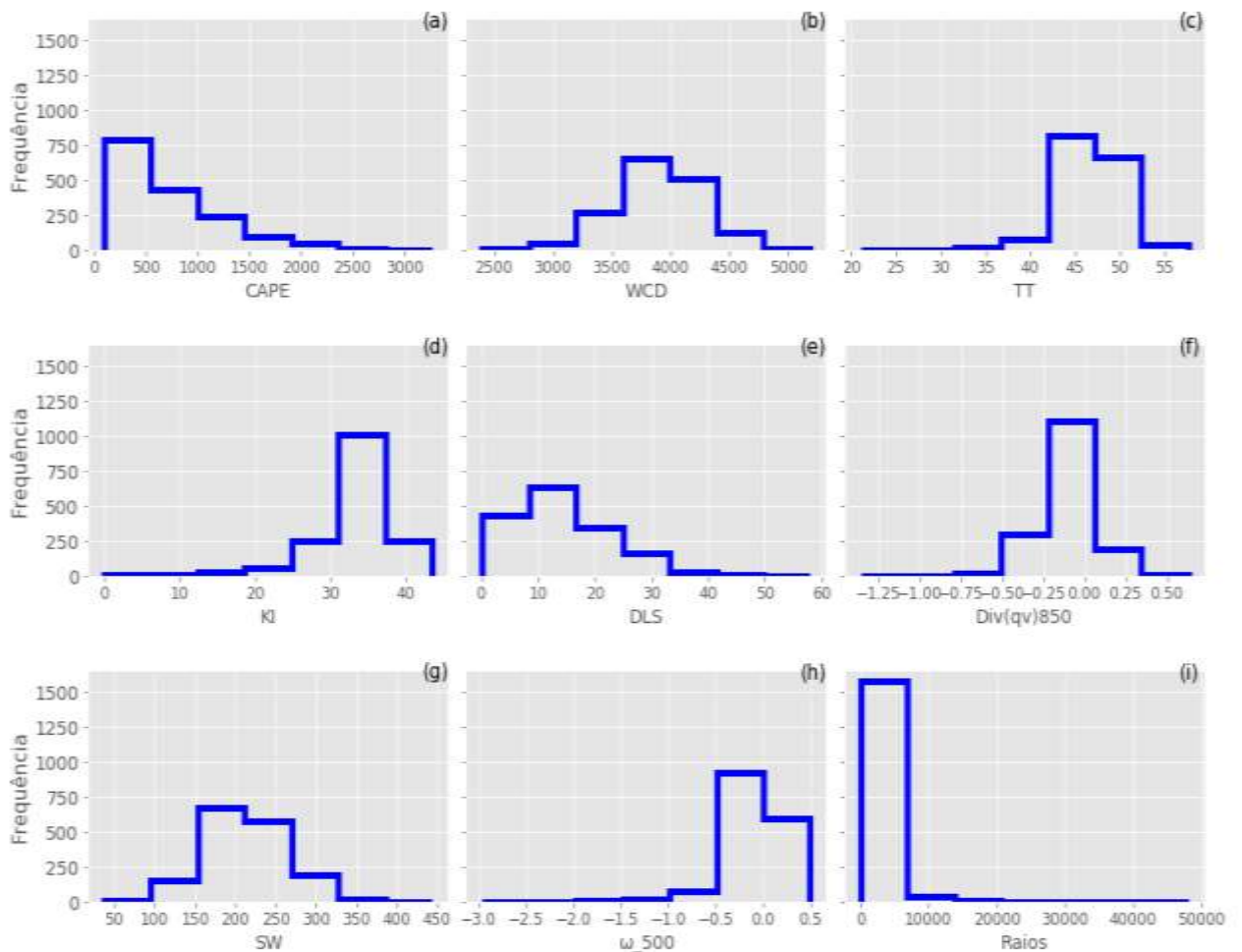


Figura 4.7: Histograma da frequência dos parâmetros termodinâmicos, dinâmicos e os raios. (a) CAPE [J/kg], (b) WCD [m], (c) TT [°C], (d) KI [°C], (e) DLS [m/s], (f) Div(qv)850 [$10^{-6}s^{-1}$], (g) SW, (h) ω_{500} [Pa/s] e (i) Raios.

A Figura 4.7c mostra a frequência de ocorrência de TT, na qual mostra que os maiores números de casos das TESs ocorrem em ambientes de TT entre 42 a 52 °C. Ao passo que KI apresenta maior frequência com valores entre 30 a 38 °C (Fig. 4.7d). Porém, KI inferior a 25 °C associa-se a ocorrência de menor número de caso das TESs.

Na Figura 4.7e nota-se que maior número de casos das TESs ocorreram em ambientes com DLS entre 0 a 18 m/s. Porém, DLS superior a 30 m/s é menos frequente, visto que associa-se a ocorrência de menor número de casos das TESs (Fig. 4.7e). Na Figura 4.7f observa-se que a maior parte dos casos das TESs ocorreram em ambientes de convergência de umidade em 850 hPa. Os valores de SW entre 150 a 250 são mais frequentes (Fig. 4.7g).

Na Figura 4.7h nota-se que as TESs ocorreram com maior frequência em ambientes instáveis (valores negativos de ω_{500}) associado a movimentos ascendentes em 500 hPa (Fig. 4.7h). Figura 4. 7i mostra que os acumulados diários dos raios ocorreram com no intervalo entre 50 a 8000 raios/dia.

4.3.2 Combinação dos parâmetros atmosféricos dos dias que ocorreram as TESs

A Figura 4.8 mostra a combinação dos parâmetros termodinâmicos e dinâmicos. Onde a área pintada representa os raios médios. Na combinação de CAPE e WCD (Fig. 4.8a), verifica-se uma tendência simultânea do aumento de CAPE com os raios. Ao passo que WCD, apresenta um intervalo médio associado à maior número de raios. CAPE entre 1500 a 3500 J/kg e WCD entre 3500 a 4500 m (Fig. 4.8a) associa-se a ocorrência de maior número de raios médios. Os limiares semelhantes associados à maior número de raios foram obtidos pelo Liu et al. (2019). De acordo com Albrecht et al. (2011) e Stolz et al. (2015) a WCD mais rasa é melhor para o processamento da CAPE, isso faz com que as velocidade das correntes ascendentes sejam influenciados pelo menor entranhamento do ar. Assim sendo, mais quantidade de água será levada para a fase mista da nuvem em pouco tempo (Carey e Buffalo, 2007). Porém, altos valores de WCD (maior que 4500 m), observam-se baixos valores dos raios médios devido ao baixo funcionamento de CAPE. Na combinação de CAPE e TT (Fig. 4.8b), e CAPE e KI (Fig. 4.8c), verifica-se um aumento coletivo de CAPE, TT e KI associado ao aumento dos raios médios. Com isso, entende-se que, para a formação dos raios a instabilidade atmosférica é indispensável. CAPE superior a 1500 J/kg combinado com TT superior a 40 °C (Fig. 4.8c) e o mesmo CAPE (superior a 1500 J/kg) associado com KI superior a 30 °C (Fig. 4.8d) associa-se a ocorrência de maior número das descargas elétricas. Dalezios e Papamanolis (1991) documentaram a ocorrência de granizo na Grécia e constataram que ocorre quando o índice KI é superior a 25 °C e TT superior a 44 °C. Carmo et al. (2017) baseados em 10 casos de chuva de granizo no Rio Grande do Sul, analisaram e calcularam vários índices de instabilidade a partir dos dados de sondagem onde analisaram alguns índices atmosféricos como KI e TT. Observaram nos ambientes de ocorrência de granizo TT superior a 40 °C e a maioria dos casos apresentaram KI superior a 25 °C. Portanto, esses resultados apresentam uma concordância com os resultados aqui obtidos (Fig. 4.8b,c; Fig. 4.7c,d). Na combinação de CAPE e DLS (Fig. 4.8d), observando os valores de DLS verifica-se um intervalo (15 a 40 m/s) relacionado com ocorrência de maior número de raios. Ao passo que CAPE superior a 1500 J/kg associa-se a ocorrência de maior número de raios. De modo geral, CAPE aumenta com os raios, pois, a instabilidade atmosférica é necessária para a eletrificação das nuvens. Segundo Weisman e Klemp (1986), a instabilidade controla a severidade das tempestades, o que se relaciona com a capacidade das parcelas acelerarem verticalmente.

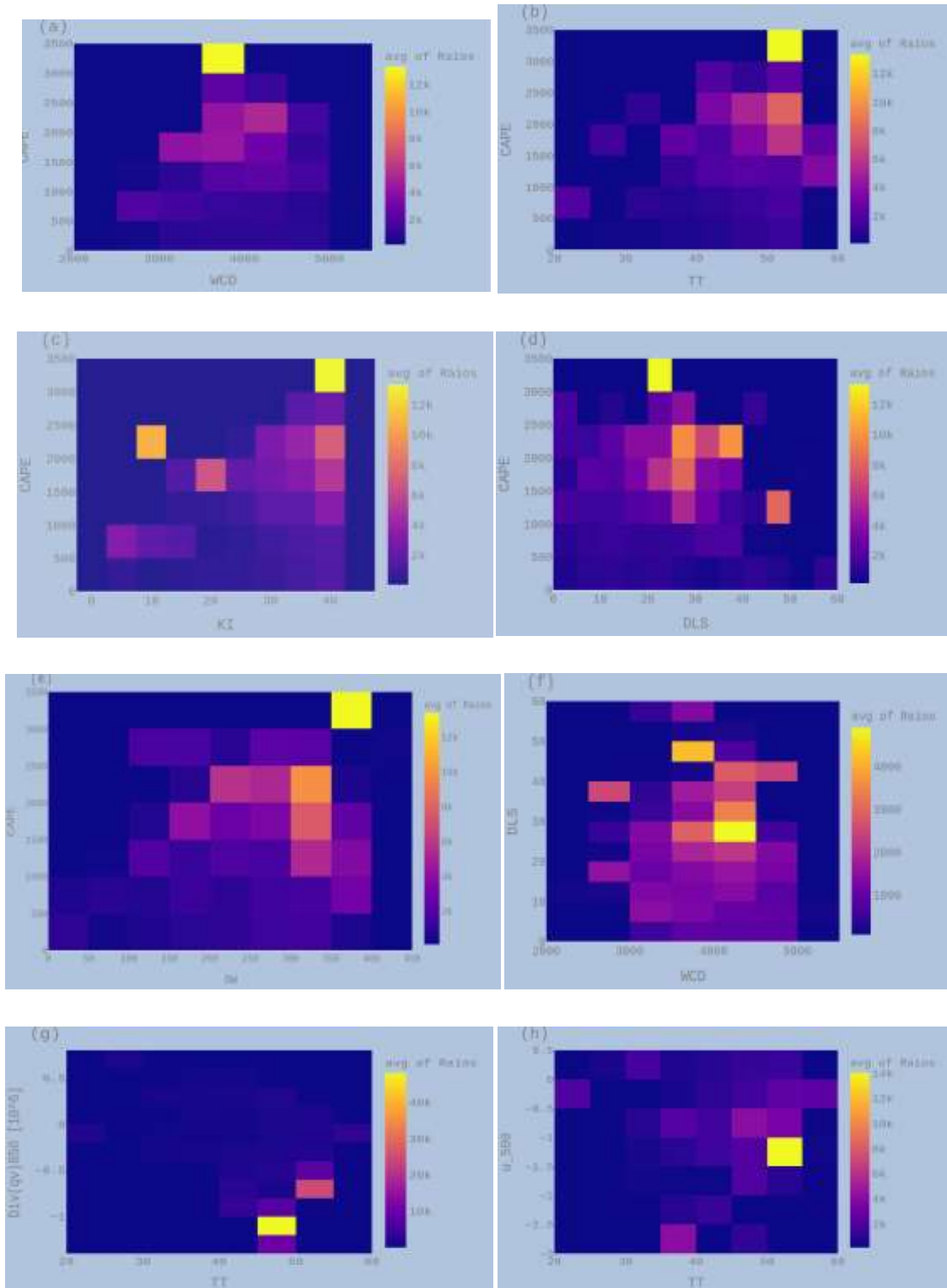


Figura 4.8: Combinação dos parâmetros termodinâmicos e dinâmicos em função das TESs na região Sul. (a) CAPE e WCD, (b) CAPE e TT, (c) CAPE e KI, (d) CAPE e DLS, (e) CAPE e SW, (f) DLS e WCD, (g) Div(qv)850 e TT e (h) ω_{500} e TT. As cores indicam o número médio dos raios encontrados em cada intervalo.

Os mesmos autores (Weisman e Klemp) documentaram que CVV influencia o padrão de desenvolvimento das nuvens de tempestades. Essa pesquisa concorda com Weisman e Klemp (1986). Porém, nota-se a diminuição dos raios médios na medida em que o DLS aumenta, sobretudo com DLS superior a 40 m/s (Fig. 4.8d). Isso se deve possivelmente a maior intrusão de ar seco sobre a nuvem, fazendo com que a quantidade de água existente para a eletrificação evapore.

Na combinação de CAPE e SW (Fig. 4.8e) verifica-se que SW entre 150 a 350 combinados com CAPE superior a 1000 J/kg associa-se a ocorrência de maior número de raios médios. Uma vez que, o SW é um parâmetro influenciado por parâmetros dinâmicos e termodinâmicos, porém, maiores valores podem não indicar situação de maior atividade elétrica, dependendo do termo com maior contribuição. Agora, se o termo com maior contribuição for o termo relacionado com CVV em 500 e 850 hPa, que também está relacionado com DLS, como já visto anteriormente que altos valores de DLS podem desfavorecer o processo de formação dos hidrometeoros, isto é, atuando no sentido de inibir a formação das descargas elétricas. Portanto, essa pode ser uma das possíveis explicações de observar baixos números de raios relativamente, durante a combinação de CAPE superior a 1000 J/kg e SW entre 350-400, apesar de ser observado maior valor médio dos raios no intervalo de CAPE entre 3000 e 3500 J/kg combinado com SW entre 350 a 400.

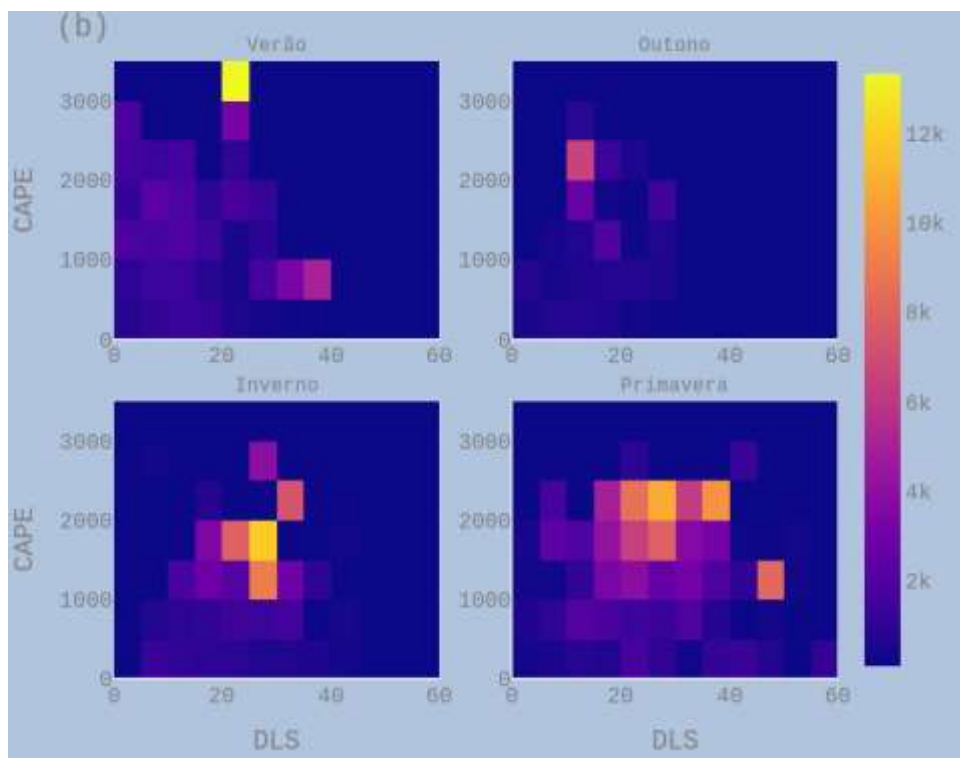
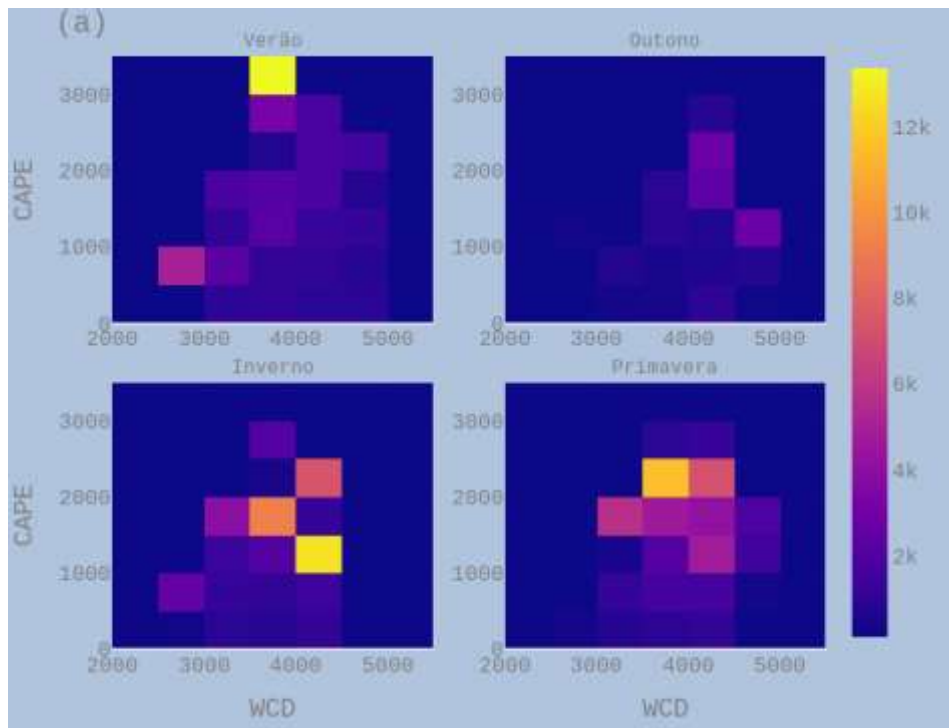
Na combinação de WCD e DLS verifica-se maior atividade elétrica com DLS entre 25 a 50 m/s, e WCD entre 3500 a 4500 m (Fig. 4.8f). Também na mesma Figura 4.8f pode-se ver a ocorrência dos raios com DLS mais baixo. DLS é um parâmetro importante na formação dos fenômenos convectivos severos (FCS), permitindo a coexistência das correntes ascendentes e descendentes, fazendo com que o sistema dure mais tempo. O que torna mais eficiente a formação das descargas elétricas combinado com WCD mais raso (3500 a 4500 m).

A combinação de TT superior a 40 °C e a convergência de umidade em 850 hPa resulta em maior atividade elétrica (Fig. 4.8g). E a combinação de TT e ω_{500} , verifica-se a ocorrência de maior número de raios em ambientes com altas velocidades verticais em 500 hPa (Fig. 4.8g). A convergência de umidade em baixos níveis é importante no disparo convectivo. Associado essa convergência com as velocidades verticais em 500 hPa, muitas parcelas de ar serão elevadas, criando assim, a desestabilização atmosférica fazendo com que mais quantidade de água seja elevada dos baixos níveis para os níveis médios. Esse processo é

fundamental para o processo de eletrificação das nuvens. Razão pela qual se verifica maiores números de raios com altos valores de TT, KI e CAPE (Fig. 4.8a,b,d,g).

4.3.3 Combinação sazonal dos parâmetros atmosféricos dos dias que ocorreram as TES

Na combinação de CAPE e WCD nota-se que outono apresenta baixos valores médios dos raios, assim como, baixos valores de CAPE comparado com outras estações (Fig. 4.9a, 4.3a). Também se percebe que verão e primavera apresentam altos valores de CAPE e WCD e baixos no outono e inverno (Fig. 4.3a,b, 4.2a,b). De modo geral, verifica-se em todas as estações o aumento simultâneo dos raios médios com CAPE. No verão, WCD entre 3500 e 4000 m combinado com CAPE entre 3000 a 3500 J/kg correlaciona-se com a ocorrência de mais de 12000 raios/dia. No outono, WCD entre 4000 e 5000 m combinado com CAPE superior a 1000 J/kg associa-se com mais de 2000 raios/dia. No inverno e na primavera verificam-se altos valores dos raios na combinação de WCD entre 3500 a 4500 m e CAPE entre 1000 a 2500 J/kg. Também se pode notar que outono e inverno apresentam maior ocorrência dos raios com CAPE entre 1000 a 2500 J/kg. Esses valores de CAPE nessas estações são altos, pois a atmosfera tende estar mais seca (Fig. 4.3a). Na combinação de CAPE e DLS (Fig. 4.9b), é notório em todas as estações que CAPE aumenta com os raios (Fig. 4.7a; 4.8a, 4.9b). Nota-se também a influência da distribuição sazonal de CAPE e DLS nos intervalos associados à ocorrência das descargas elétricas. Pode-se ver que verão e outono apresentam muitos casos com baixos valores de DLS, valores menores que 25 m/s comparados com inverno e primavera, onde a maioria dos casos com raios apresentam DLS superior a 15 m/s. Também se pode ver que verão e primavera apresentam muitos casos com CAPE superior a 2500 J/kg comparados com outono e inverno. No verão foram observados altos valores dos raios com CAPE entre 2500 a 3500 J/kg e DLS entre 20 a 25 m/s, no outono com CAPE entre 1000 a 2500 J/kg e DLS entre 10 a 20 m/s, no inverno com CAPE entre 1000 a 2500 J/kg e DLS entre 15 a 35 m/s e na primavera com CAPE entre 1000 a 2500 J/kg e DLS entre 15 a 40 m/s. Na combinação de TT e KI (Fig. 4.9c), verifica-se o aumento simultâneo de TT e KI associado ao aumento dos raios médios em todas as estações. Nessa mesma Figura 4.9c percebe-se que outono apresenta poucos casos com raios e inverno apresenta altos valores de TT (Fig. 4.9c; 4.3c). De modo geral, nota-se em todas as estações a ocorrência dos raios com KI superior a 20 °C. Na combinação de KI e SW, nota-se a ocorrência de maior número de raios com SW entre 200 a 350 associados a KI superior a 30 °C, principalmente no verão e no inverno. Ao passo que na primavera verifica-se a ocorrência de maior número de raios com KI superior a 30 e SW entre 150 a 300.



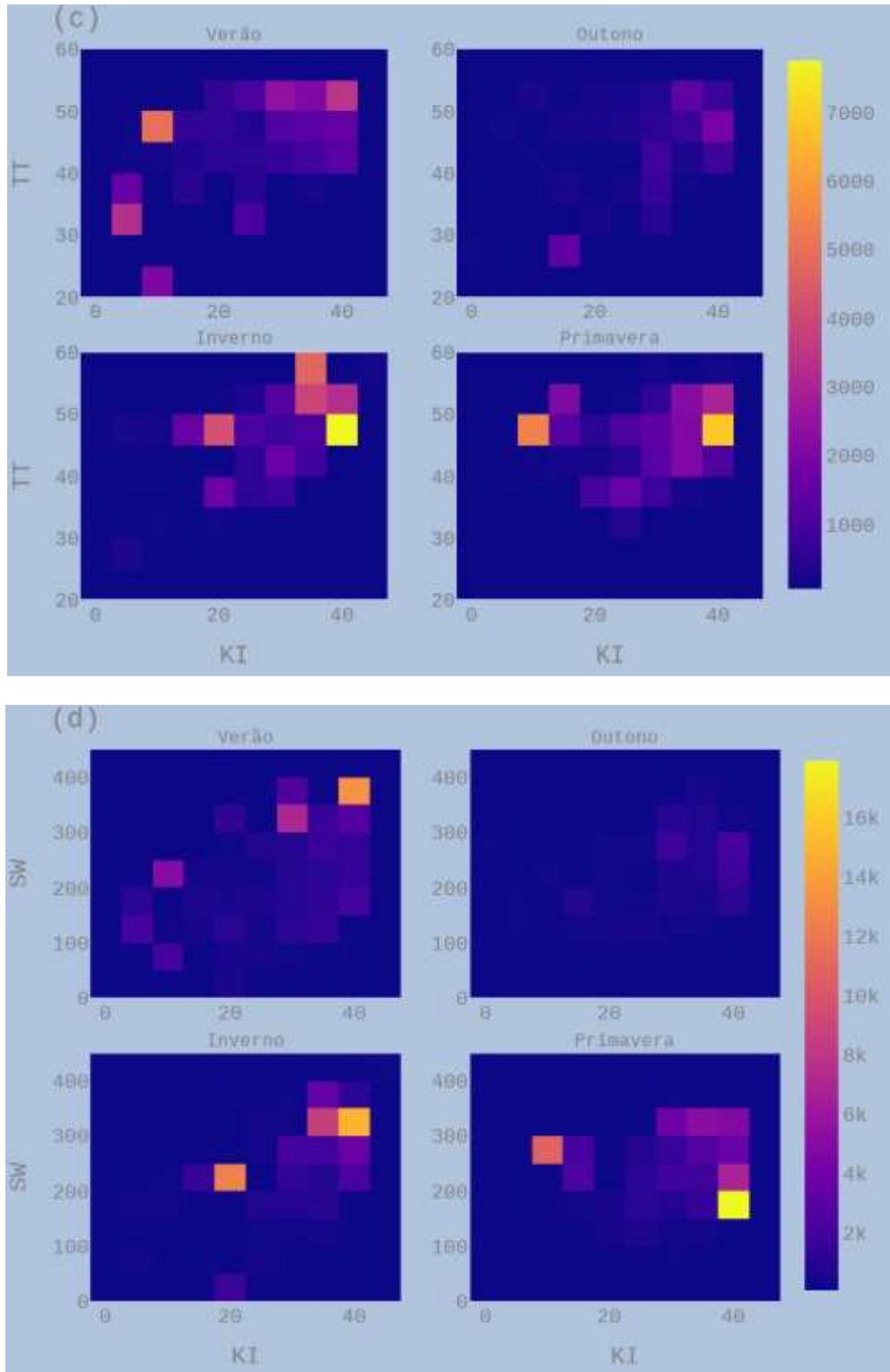


Figura 4.9: Combinação dos parâmetros termodinâmicos e dinâmicos em função TEs em cada estação do ano na região Sul . (a) CAPE e WCD, (b) CAPE e DLS, (c) TT e KI e (d) SW e KI. As cores indicam o número médio dos raios encontrados em cada intervalo.

4.4 Climatologia das Tempestades Elétricas no Sudeste

A climatologia da região Sudeste é correspondente a uma área de aproximadamente a 645.606 km² (Fig. 3.1, 4.1), a qual se analisou os parâmetros termodinâmicos e dinâmicos no horário prévio de 1200 UTC dos dias com pelo menos uma descarga elétrica no período de 6 anos (Janeiro de 2012 até Dezembro de 2017). Deste modo, a climatologia elaborou-se a partir de 5884 casos.

4.4.1 Climatologia dos parâmetros termodinâmicos na região Sudeste

A Figura 4.10 apresenta distribuição mensal de CAPE, WCD, TT e KI. Para CAPE (Fig. 4.10a), verifica-se de maio a agosto menor variabilidade (parte sombreada), assim como baixos valores médios. Percebe-se também que CAPE apresenta uma distribuição similar ao do ciclo anual da temperatura do ar, visto que, de maio a agosto a atmosfera tende a ser mais seca. O pico máximo de CAPE obteve-se no mês de novembro com um valor de 3127 J/kg (vermelho). Ainda na mesma Figura 4.10a pode-se ver que os valores médios (tracejado) e os máximos (vermelho) mensais diminuem da estação quente para estação fria, logo depois tendem a aumentar. A variação similar pode ser vista na Figura 4.11a, em que, os valores da mediana e dos percentis q25, q75 e q90 diminuem da estação chuvosa (verão) a estação seca (inverno) e depois tendem a aumentar. No entanto, CAPE apresenta altos valores no verão e baixos no inverno (Fig. 4.10a). Esses resultados constituem o esperado, uma vez que, CAPE está diretamente associada com existência de calor e umidade em baixos níveis, a qual ocasiona a flutuabilidade das parcelas de ar, o que se espera com maior frequência no verão. Porém, no inverno espera-se menor oferta de umidade em baixos níveis, o que induz a baixos valores de CAPE. Para WCD (Fig. 4.10b), observam-se os picos mais baixos na estação de transição (setembro e outubro). O que se relaciona possivelmente a existência de baixa umidade no perfil vertical da atmosfera. Olhando as médias e os mínimos mensais nota-se que os valores de WCD aumentam de verão até outono e depois diminuem até inverno e posteriormente aumenta (Fig. 10b). O comportamento semelhante pode ser visto na Figura 4.11b, mostrada pela variação da mediana e dos percentis q25, q75 e q90. Era suposto que WCD apresente altos valores no verão, dado que nesse período a altura da isoterma de 0 °C tende a apresentar altos valores e também há maior possibilidade de calor e umidade nos baixos níveis da atmosfera comparativamente. Uma vez que os casos analisados basearam-se nos dados das descargas elétricas, é provável que a atmosfera esteja em condições que levam a altos valores de WCD no outono.

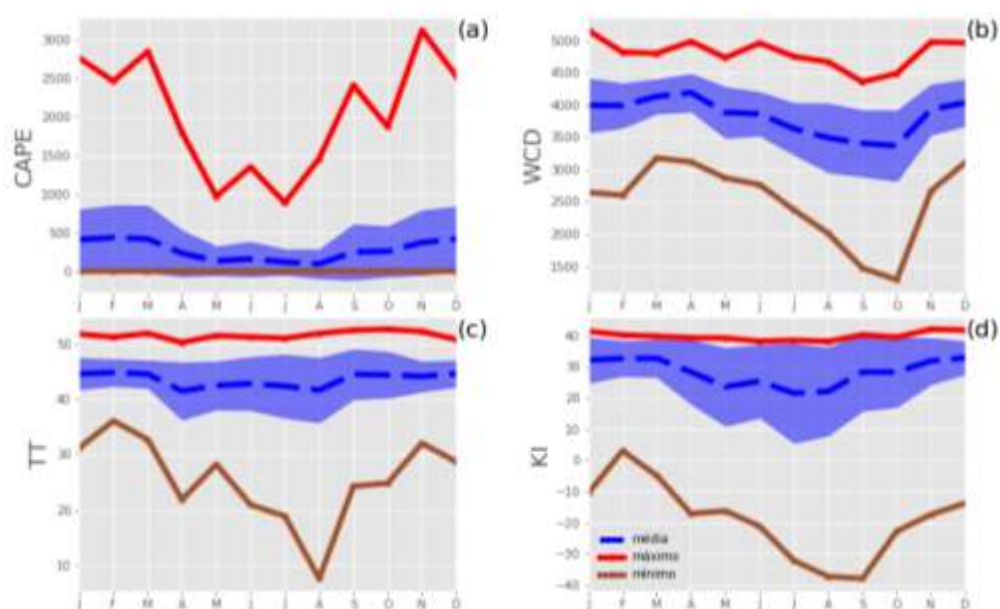


Figura 4.10: Distribuição mensal dos parâmetros termodinâmicos na região Sudeste, (a) CAPE [J/kg], (b) WCD [m], (c) TT [°C] e (d) KI [°C]. A área pintada de azul corresponde ao intervalo entre os valores médios subtraídos e adicionados pelo desvio padrão, a média mensal (linha tracejada em azul), máximo mensal (vermelho) e mínimo mensal (marrom).

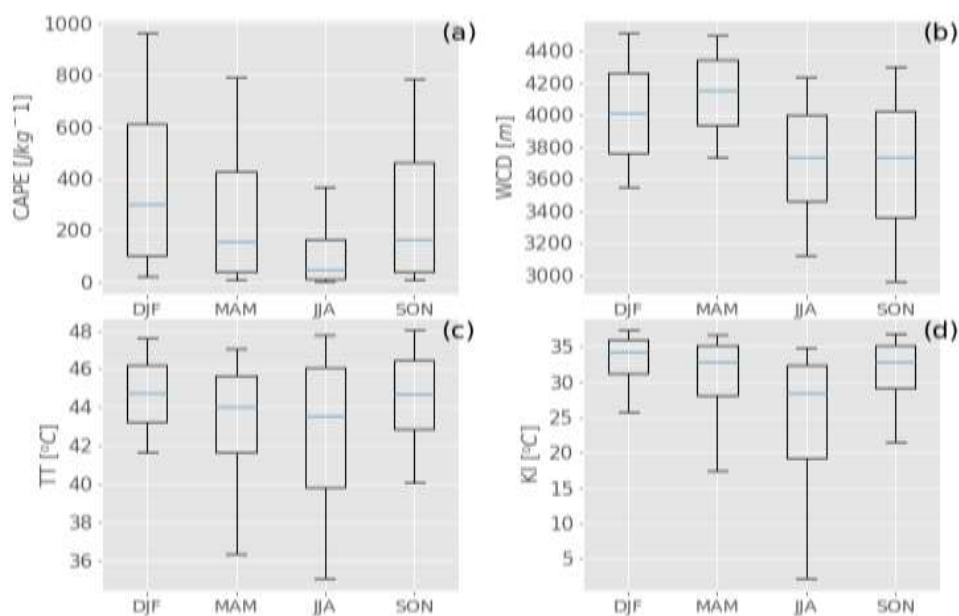


Figura 4.11: Distribuição sazonal dos parâmetros termodinâmicos na região Sudeste, CAPE (a), WCD (b), TT (c) e KI (d). A distribuição Sazonal é constituída por quatro estações do ano, onde cada estação é composta pelos respectivos meses, nomeadamente: Verão (Dezembro, Janeiro e Fevereiro); Outono (Março, Abril e Maio); Inverno (Junho, Julho e Agosto); e Primavera (Setembro, Outubro e Novembro). O diagrama apresenta a mediana (linha azul), os valores máximos e mínimos correspondentes aos percentis 90 % e 10 %.

Para TT (Fig. 4.10c) verifica-se o mínimo (marrom) no mês de agosto (7.6 °C). Além disso, percebe-se também que a distribuição da média mensal apresenta altos valores no verão e na primavera, e baixos no intervalo entre abril a agosto. De uma forma geral, nota-se uma sazonalidade coerente, onde os valores da mediana, percentis q10 e q25 (Figura 4.11c) apresentam uma tendência de diminuir de verão até inverno e posteriormente aumenta. Contudo, verificam-se altos valores de TT no verão e baixos no inverno.

Para KI (Fig. 4.10d) nota-se uma baixa variabilidade no verão (Fig. 4.10d, Fig. 4.11d), assim como, alta variabilidade no inverno. Agosto e setembro foram registrados os picos mais baixos (marrom), o que indica uma situação de uma atmosfera seca (Fig. 4.10d). O KI apresenta uma sazonalidade coerente, na qual, os valores da mediana, percentis, q10, q25, q75, q90 diminuem de verão até inverno e logo em seguida tendem a aumentar (Fig. 4.11d). No inverno (Fig. 4.11d) verificam-se baixos valores de KI, porém, maior intervalo interquartilício (q25-q75). E no verão verificam-se altos valores de KI, porém, com baixa variabilidade (Fig. 4.11d). Contudo, através desses resultados obtidos pode-se concluir que KI apresenta baixos valores no inverno e altos no verão.

Comparando os parâmetros termodinâmicos, nota-se que CAPE, TT e KI (Fig. 4.11a, c, d) apresentam variações sazonais similares, em que, os seus altos valores verificam-se no verão e baixos no inverno, Além disso, também os valores médios mensais apresentam uma distribuição semelhante, onde, os seus valores diminuem de verão para inverno e logo em seguida tendem a aumentar. Portanto, verão apresenta altos valores. WCD apresentam altos valores no outono, assim como baixos valores no inverno.

4.4.2 Climatologia dos parâmetros dinâmicos

A Figura 4. 12 apresentam variações mensais de DLS, $\text{Div}(q_v)_{850}$, SW e ω_{500} . Para DLS (Fig. 4.12a), no mês de Novembro registrou-se o seu pico máximo de 54 m/s. Observando os mínimos nota-se valores em torno do 0 m/s, logo após Junho nota-se uma tendência do aumento desses mínimos (Fig. 4.12a). Portanto, essa variação associa-se ao contraste térmico. Através da média podemos ver uma sazonalidade onde os valores do DLS tendem a aumentar da estação chuvosa até a estação seca, e em seguida tendem a diminuir (Fig. 4.12a). Essa variação também pode ser vista na Figura 4.13a, onde, os valores da mediana, q10, q25, q75, q95 aumentam de verão para inverno e logo após inverno tendem a diminuir. No entanto, altos valores assim como maior variabilidade de DLS verifica-se no inverno e na primavera e baixo no verão e no outono (Fig. 4.13a). Esses resultados constituem

o esperado, uma vez que, no inverno espera-se maior entrada dos sistemas frontais relacionados com fortes mudanças de direção do vento na vertical.

Para $\text{Div}(q_v)_{850}$ (Fig. 4.12b), observando os mínimos (marrom) nota-se que houve três dias, dos quais foi verificada alta convergência de umidade em baixos níveis (janeiro, junho e novembro). Também se percebe que as médias de $\text{Div}(q_v)_{850}$ não variaram muito devido a sua escala. De modo geral, no verão e na primavera verificam-se baixos valores da mediana o que significa a ocorrência de alta convergência de umidade em 850 hPa (Fig. 4.13b). Por outro lado, outono e inverno apresentam valores positivos da mediana, o que indica situações de alta divergência de umidade em 850 hPa (Fig. 4.13b). Primavera e verão correspondem estações do ano com alta convergência de umidade em baixos níveis. De acordo com Marengo et al. (2004) o fluxo de umidade associado aos JBNs na região Sudeste do Brasil ocorrem frequentemente no verão.

Para SW (Fig. 4.12c), observam-se os picos máximos (vermelho) nos meses de transição (primavera) e dezembro com valores superiores entre 300 a 350, assim como o mínimo (marrom) mais baixo no mês de Setembro. Também se percebe através da média uma sazonalidade coerente na qual os valores de SW diminuem da estação quente para estação fria e depois tendem a aumentar. O mesmo comportamento pode ser visto através de diagramas box plot (Fig. 4.13c), em que os valores da mediana, q10, q25, q75, q90 diminuem do verão até inverno, logo após inverno tendem a aumentar. Esses resultados constituem o esperado, visto que, no verão espera-se mais instabilidade atmosférica.

Para ω_{500} (Fig. 4.12d), verifica-se fortes velocidades verticais no mês de setembro (-1.59 Pa/s). Também se percebe que verão e primavera constituem estações com ocorrência de mais velocidades verticais (ω_{500}) comparativamente com outras estações do ano (Figura 4.13d).

Comparando os parâmetros dinâmicos, no verão constatou-se altos valores de SW (Fig. 4.13c), alta convergência de umidade em 850 hPa (Fig. 4.13b) e baixos movimentos ascendentes em 500 hPa (Fig. 4.13d), porém baixos valores de DLS (Fig. 4.13a). Ao passo que, no inverno registrou-se altos valores de DLS (Fig. 4.13a), baixa convergência de umidade em 850 hPa (Fig. 4.13b), fortes movimentos descendentes em 500 hPa (Fig. 4.13d) e baixos valores de SW (Fig. 4.13c).

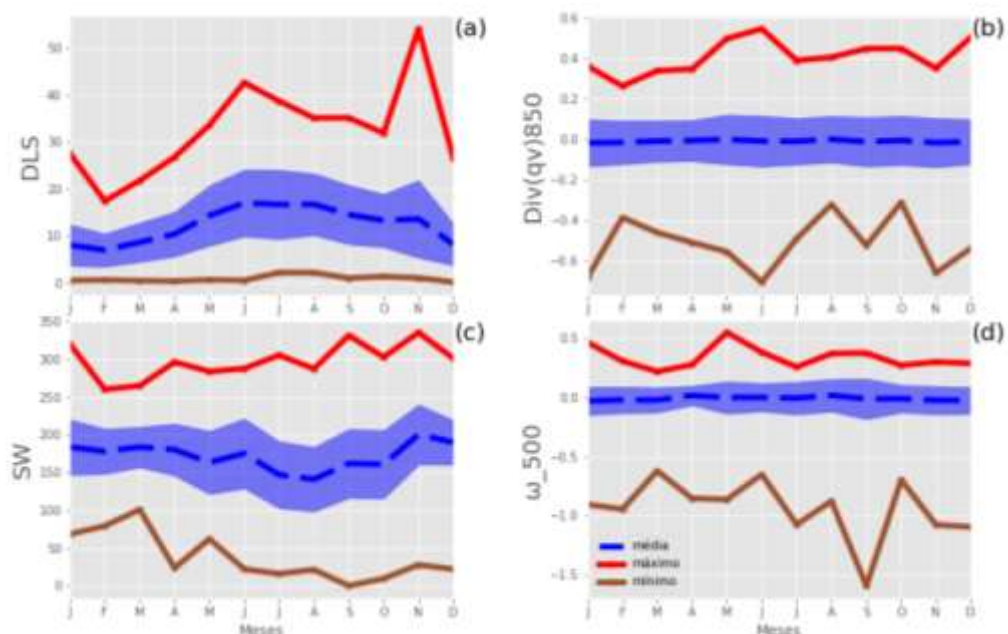


Figura 4.12: Distribuição mensal dos parâmetros dinâmicos na região Sudeste de DLS (a), $\text{Div}(qv)850$ (b), SW (c) e ω_{500} (d). A área pintada de azul corresponde ao intervalo entre os valores médios subtraídos e adicionados pelo desvio padrão, a média mensal (linha tracejada em azul), máximo mensal (vermelho) e mínimo mensal (marrom).

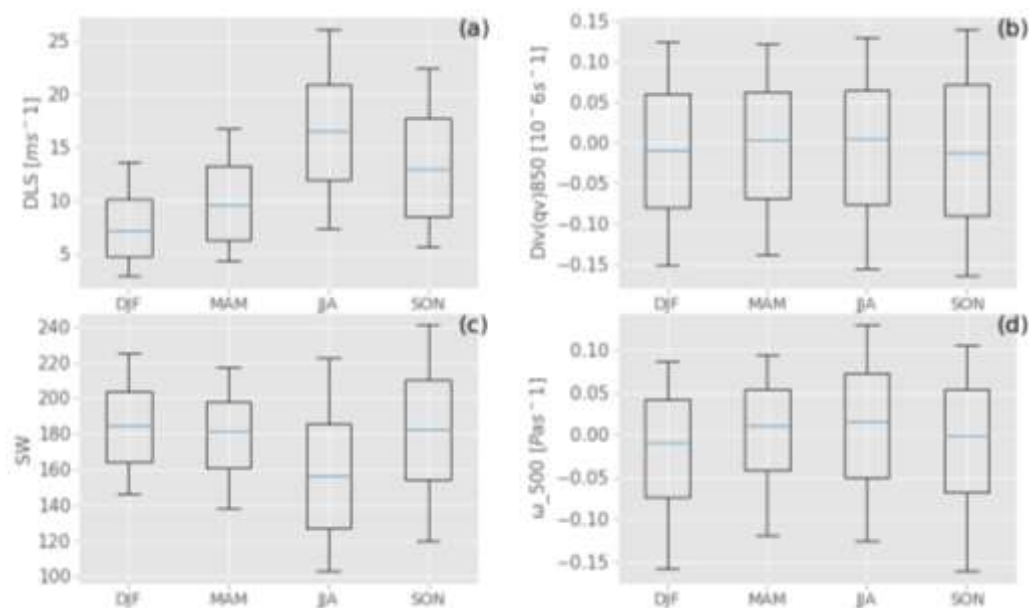


Figura 4.13: Distribuição sazonal dos parâmetros dinâmicos na região Sudeste, (a) CAPE, (b) WCD, (c) TT e (d) KI. A distribuição sazonal é constituída por quatro estações do ano, onde cada estação é composta pelos respectivos meses, nomeadamente: Verão (Dezembro, Janeiro e Fevereiro); Outono (março, abril e maio); inverno (junho, julho e agosto); e Primavera (Setembro, Outubro e Novembro). O diagrama apresenta a mediana (linha azul), os valores máximos e mínimos correspondentes aos percentis 90 % e 10 %.

4.4.3. Climatologia dos raios versus parâmetros dinâmicos e termodinâmicos

A Figura 4.14a mostra distribuição mensal dos raios. Através dela podem-se observar quatro picos máximos (vermelha) observados no mês de janeiro, fevereiro, setembro e novembro com valor superior a 25000 raios/dia. Também se pode verificar a maior variabilidade dos raios no verão o que também pode ser visto a partir do diagrama box plot na Figura 4.14b, que apresenta uma sazonalidade clara onde os valores da mediana, q75, q90 diminuem de verão a inverno e em seguida tendem a aumentar (Fig. 4.14b). Através desses resultados pode-se concluir que o maior número de raios registrou-se no verão e menor no inverno. Os resultados similares foram obtidos pelo Enno et al. (2020).

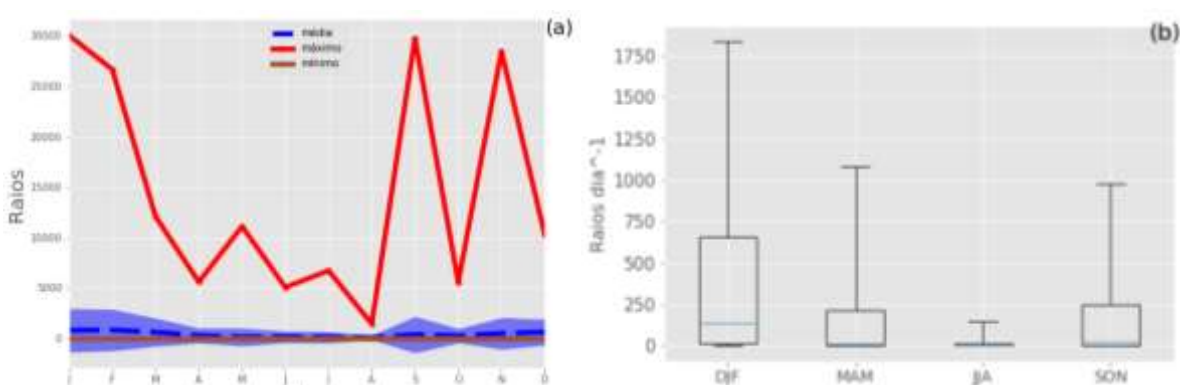


Figura 4.14: Distribuição mensal dos raios na região Sudeste e (b) Distribuição sazonal dos raios na região Sudeste (a). A área pintada de azul em (a) corresponde ao intervalo entre os valores médios subtraídos e adicionados pelo desvio padrão, a média mensal (linha tracejada em azul), máximo mensal (vermelho). (b) O diagrama apresenta a mediana (linha azul), os valores máximos e mínimos correspondentes aos percentis 90 % e 10 %.

Comparando os parâmetros dinâmicos e termodinâmicos e as descargas elétricas, constatou-se no verão forte convergência de umidade em baixos níveis em 850 hPa (Fig. 4.13b) e fortes velocidades verticais em 500 hPa (Fig. 4.13d). A combinando da divergência de umidade em 850 hPa com a velocidade vertical em 500 hPa influenciam na intensificação da instabilidade atmosférica na qual altos valores de CAPE, TT, KI e SW (Fig. 4.11a,c,d e 4.13c) podem contribuir na ocorrência de maior número das descargas elétricas (Fig. 4.14). No inverno observou-se o contrário com fraca convergência de umidade em baixos níveis (Fig. 4.13b), o que favoreceu baixa instabilidade atmosférica resultando em baixos valores de CAPE, TT, KI, SW (Fig. 4.11a,c,d 4.13.c) como consequência baixo número de raios foram obtidos (Fig. 4.14).

4.5 Combinações dos parâmetros dinâmicos e termodinâmicos em função das descargas elétricas no Sudeste.

A Tabela 2 ilustra os máximos e mínimos dos parâmetros atmosféricos observados as 1200 UTC nos dias que ocorreram mais de 50 raios. Esses valores apresentados na Tabela correspondem aos limiares associados a ocorrências das TESs no Sudeste do Brasil.

Raios ≥ 50 [Raios/dia] Casos [2337]	CAPE [J/kg]	WCD [m]	TT [°C]	KI [°C]	SW	DLS [m/s]	ω_{500} [Pa/s]	Div(qv) ₈₅₀ [$10^{-6} S^{-1}$]
Máximos	3127	5158	53	42	407	44	0.39	0.41
Mínimos	100	2204	33	12	75	0.16	-1.46	-0.70

Tabela 2: Apresentação dos valores máximos e mínimos dos parâmetros termodinâmicos e dinâmicos dos dias que ocorreram as TESs na região Sudeste do Brasil.

4.5.1 Histograma de frequência dos parâmetros termodinâmicos, dinâmicos e raios na região Sudeste

A Figura 4.15 mostra a frequência de ocorrência dos parâmetros termodinâmicos, dinâmicos e raios. Valores de CAPE entre 100 a 500 J/kg apresentam maior frequência de ocorrência. De modo geral observa-se que o aumento de CAPE associa-se com a diminuição da frequência dos seus valores (Fig. 4.15a). De outra forma, observa-se que altos valores de CAPE (valores superiores a 1500 J/kg) são menos frequentes (Fig. 4.15a). WCD entre 3500 a 4500 m apresenta maior frequência de ocorrência, na qual esta associada à maior número de caso das TESs (Fig. 4.15b).

A Figura 4.15c mostra que os valores de TT entre 42.5 °C a 47.5 °C ocorrem frequentemente, na qual estão associados a maior número de casos das TESs. KI entre 30 °C a 38 °C é mais frequente (Fig. 4.15d). Porém valores abaixo de 25 °C são menos frequentes e associam-se a ocorrência de menor número de caso das TESs.

Na Figura 4.15e observa-se que DLS apresenta maior frequência de ocorrência com valores entre 0 a 10 m/s, intervalo na qual se verifica maior número de casos das TESs. Porém, DLS superior a 28 m/s é menos frequente (Fig. 4.15e). Na Figura 4.15 observa-se que maior número das TESs ocorrem em ambientes de convergência de umidade em 850 hPa. SW entre 170 a 200 é mais frequente (Fig. 4.15g).

Na Figura 4.15h nota-se que as TESs ocorrem com maior frequência em ambientes de instabilidade. A Figura 4. 15i mostra que os valores dos acumulados diários das descargas elétricas entre 50 a 8500 ocorrem com maior frequência na região Sudeste do Brasil.

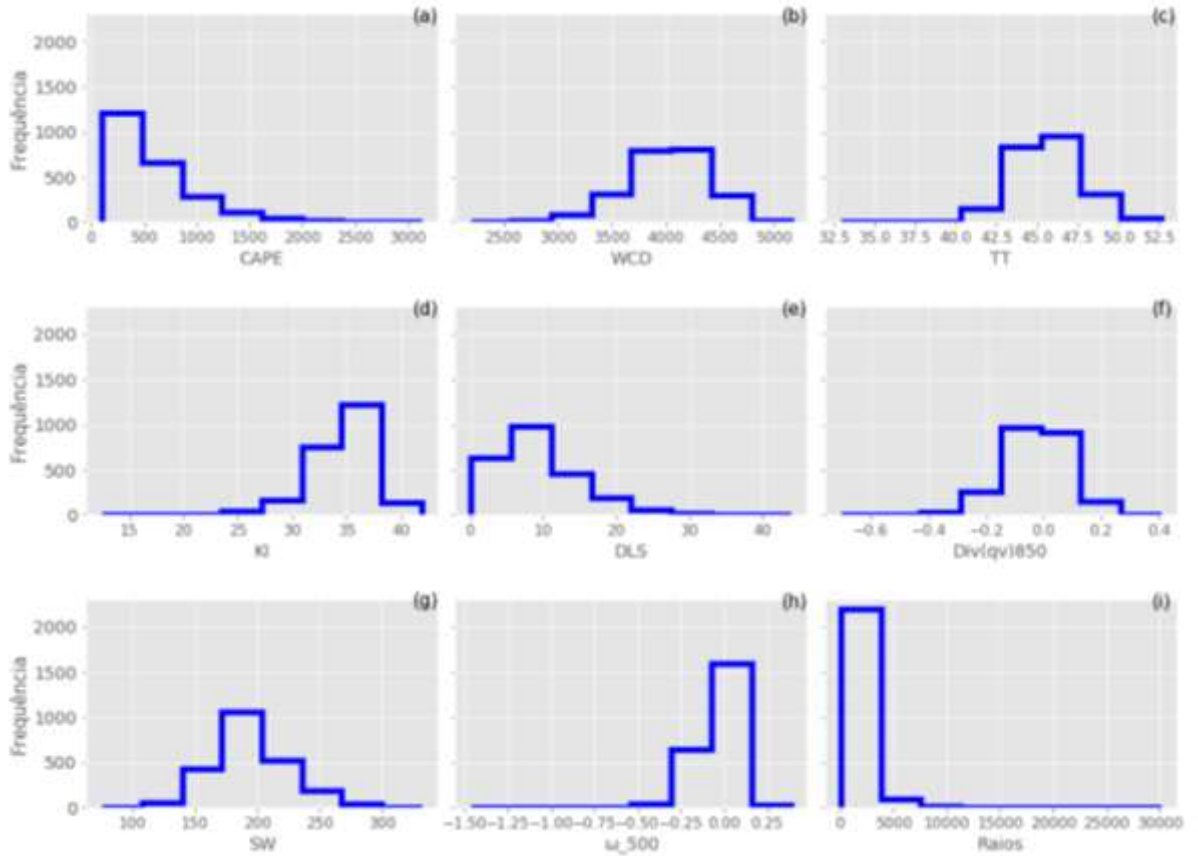


Figura 4.15: Histograma da frequência dos parâmetros termodinâmicos, dinâmicos e os raios na região Sudeste. (a) CAPE [J/kg], (b) WCD [m], (c) TT [°C], (d) KI [°C], (e) DLS [m/s], (f) Div(qv)850 [10^{-6}s^{-1}], (g) SW, (h) ω_{500} [Pa/s] e (i) Raios.

4.5.2 Combinação dos parâmetros atmosféricos dos dias que ocorreram as TESs

Na combinação de CAPE e TT (Fig. 4.16a), verifica-se o aumento simultâneo dos raios médios na medida em que CAPE e TT aumentam. Altos valores dos raios observam-se com CAPE entre 2000 a 3000 J/kg e TT entre 45 a 50 °C. Olhando o intervalo de TT entre 45 a 50 e os valores de CAPE superiores a 500 J/kg, é notório o aumento dos raios na medida em que CAPE vai aumentando. Na combinação de CAPE e KI (Fig. 4.16b), observa-se que CAPE entre 2000 a 2500 J/kg e KI entre 35 a 45 associa-se com ocorrência de maior número de descargas elétricas. Olhando para mesma Figura 4.15b nota-se que os raios são observados principalmente com KI superior a 20 °C. Na medida em que KI aumenta com CAPE também os raios tendem a aumentarem. Na combinação de KI e TT (Fig. 4.16d), verifica-se maior número de raios com KI superior a 35 °C e TT entre 45 a 50 °C. Observando a Figura 4.16d, nota-se que o TT a partir de 30 até 50 °C, combinado com KI superior 20 °C associa-se com ocorrência de maior número de raios. Na medida em que os seus valores aumentam também os raios tendem a aumentar. De acordo com Tajbakhsh et al. (2012) concluíram na sua pesquisa que a instabilidade é um fator crítico na determinação do início da tempestade, e também nos resultados, constataram que os índices de instabilidade são indicadores apropriados de instabilidade. Portanto, verifica-se nas Figuras (4.16 a,b) que TT, KI e CAPE apresentam uma relação positiva com as descargas elétricas, pois a instabilidade é crucial para o processo de eletrificação das nuvens. Na combinação de KI e WCD (Fig. 4.16c), verifica-se a ocorrência de maior número de raios médios com WCD entre 4000 a 4500 e KI entre 40 a 45 °C. Na combinação de CAPE e SW, nota-se a ocorrência de maior número de raios médios com CAPE entre 2000 a 2500 J/kg e SW entre 150 a 300. Na combinação de SW e KI verificam-se altos valores dos raios com KI entre 40 a 45 °C e SW entre 150 a 250. Carmo et al. (2019) analisaram os índices termodinâmicos em casos de chuvas na região Sul e Sudeste do Brasil e constataram nos seus resultados que a maioria dos casos de chuvas intensas ocorrem com KI entre 30 a 45 °C, TT entre 45 a 50 °C e SW entre 200 a 300. Portanto, os limiares obtidos pelo Carmo et al. (2019) apresentam uma concordância com os limiares apresentados nesta pesquisa (Fig. 4.16 b,d,f) apesar de serem dois eventos diferentes. Na combinação de CAPE e DLS (Fig. 4.16b), verifica-se que o DLS apresenta um intervalo na qual se relaciona com maior atividade elétrica. Isso pode ser visto na combinação de CAPE entre 2000 a 2500 J/kg e DLS entre 15 a 25 associados à ocorrência de mais de 7000 raios/dia.

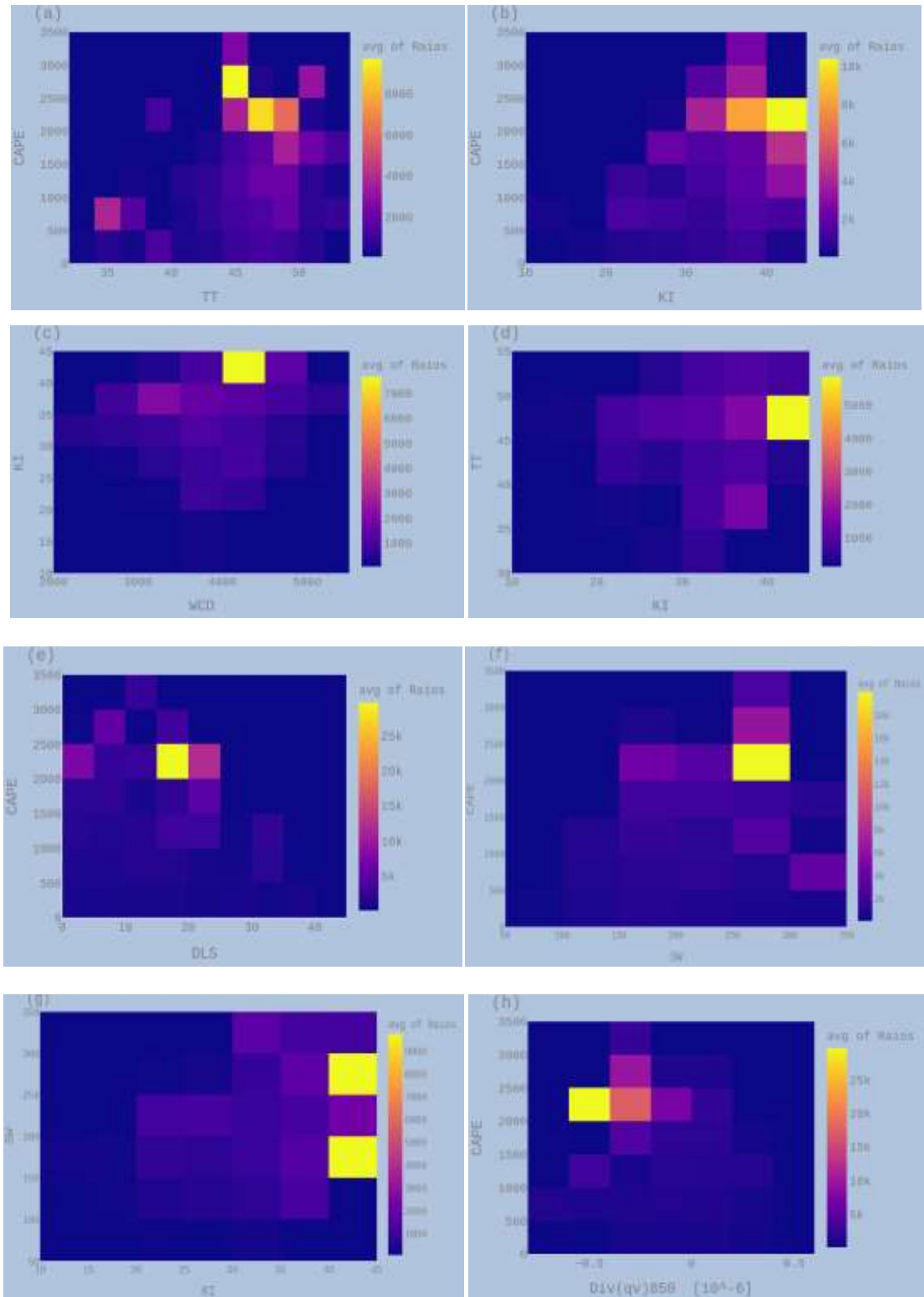
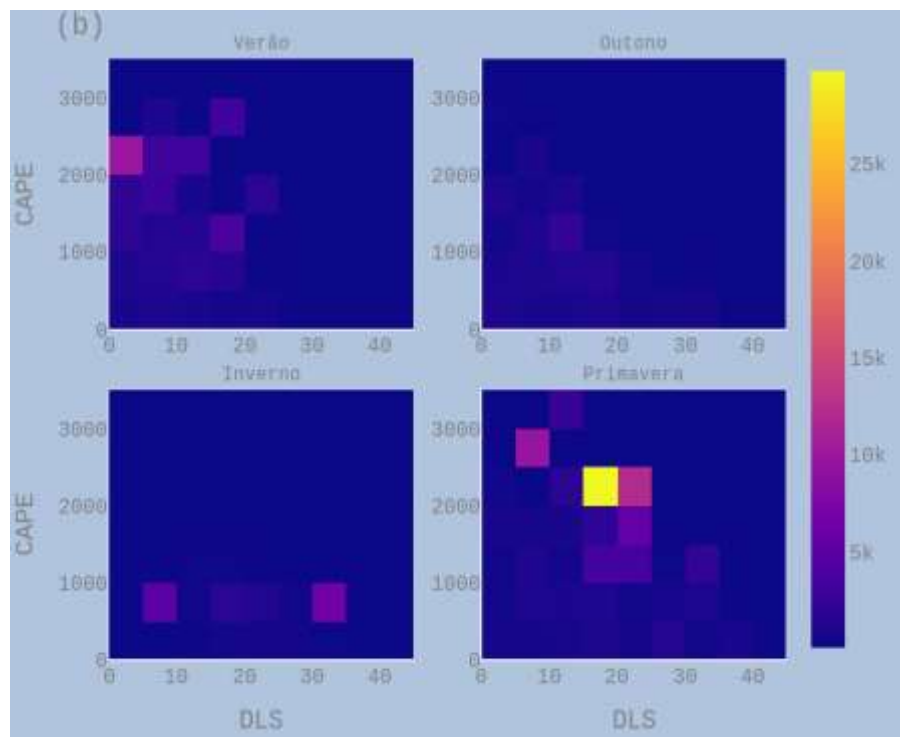
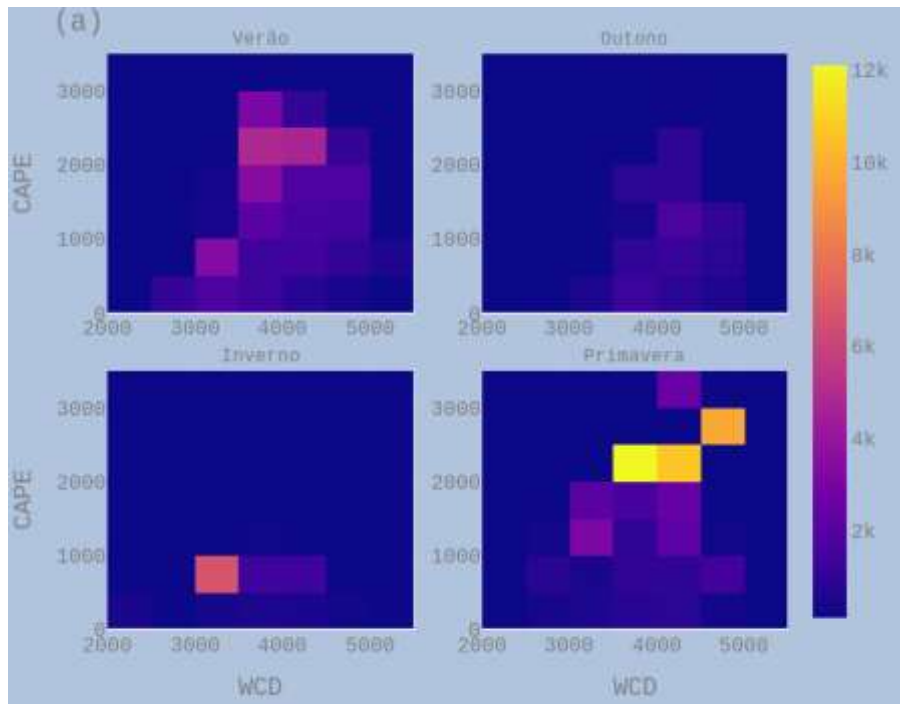


Figura 4.16: Combinação dos parâmetros termodinâmicos e dinâmicos em função das TESs na região Sudeste. (a) CAPE e TT, (b) CAPE e KI, (c) KI e WCD, (d) TT e KI, (e) CAPE e DLS, (f) CAPE e SW, (g) SW e KI e (h) CAPE e Div(qv)850. As cores indicam o número médio dos raios encontrados em cada intervalo.

Na combinação de CAPE e $\text{Div}(q_v)_{850}$ (Fig. 4.16h) nota-se que maior número de raios ocorre em ambientes de convergência de umidade em baixos níveis. Através da convergência de umidade em 850 hPa a atmosfera tende a se desestabilizar fazendo com que as massas de ar úmido sejam elevadas para os níveis médios da atmosfera. Associando a convergência de umidade em 850 hPa com fortes movimentos ascendentes em 500 hPa, a instabilidade tenderá a se intensificar, o que eventualmente contribuirá fortemente no processo da eletrificação das tempestades.

4.5.3 Combinação sazonal dos parâmetros atmosféricos dos dias que ocorreram as TES

Na combinação de CAPE e WCD (Fig. 4.17a), verifica-se um intervalo de WCD associado a maior número das descargas elétricas. Esse intervalo de WCD pode ser visto melhor no verão e no inverno entre 3500 a 5000 m. Ao passo que na primavera, WCD entre 4000 a 5000 m associa-se a altos valores dos raios (Fig. 4.17a). No outono não está bem claro esse intervalo, mas pode-se ver maior número de raios entre 3500 a 5000 m (Fig. 4.17a). De modo geral, observa-se que CAPE aumenta simultaneamente com os raios, enquanto que WCD entre 3500 a 4500 associa-se ao aumento dos valores médios dos raios. Na combinação de CAPE e DLS, nota-se que verão e primavera apresentam altos valores da CAPE, bem como baixos valores no outono e inverno. No inverno e na primavera verificam-se altos valores de DLS e baixos no verão e outono. Portanto, esses resultados são coerentes com as suas distribuições sazonais. No verão e no outono observam-se maior números de casos das TESs com DLS abaixo de 20 m/s. No inverno verifica-se maior número de raios com CAPE entre 500 a 1000 J/kg. Esses resultados são coerentes, pois na primavera espera-se a ocorrência de altos valores de CAPE e DLS (Fig. 4.3a; Fig. 4.5a). Na mesma estação, percebe-se a ocorrência de maior número de raios médios com CAPE entre 2000 a 3000 J/kg e DLS entre 15 a 25 m/s. CAPE e DLS são fundamentais no desenvolvimento assim como na organização dos eventos convectivos severos. Para o desenvolvimento das tempestades de longa duração é necessária uma quantidade suficiente de energia potencial e cisalhamento do vento (Kaltenbock et al., 2009).



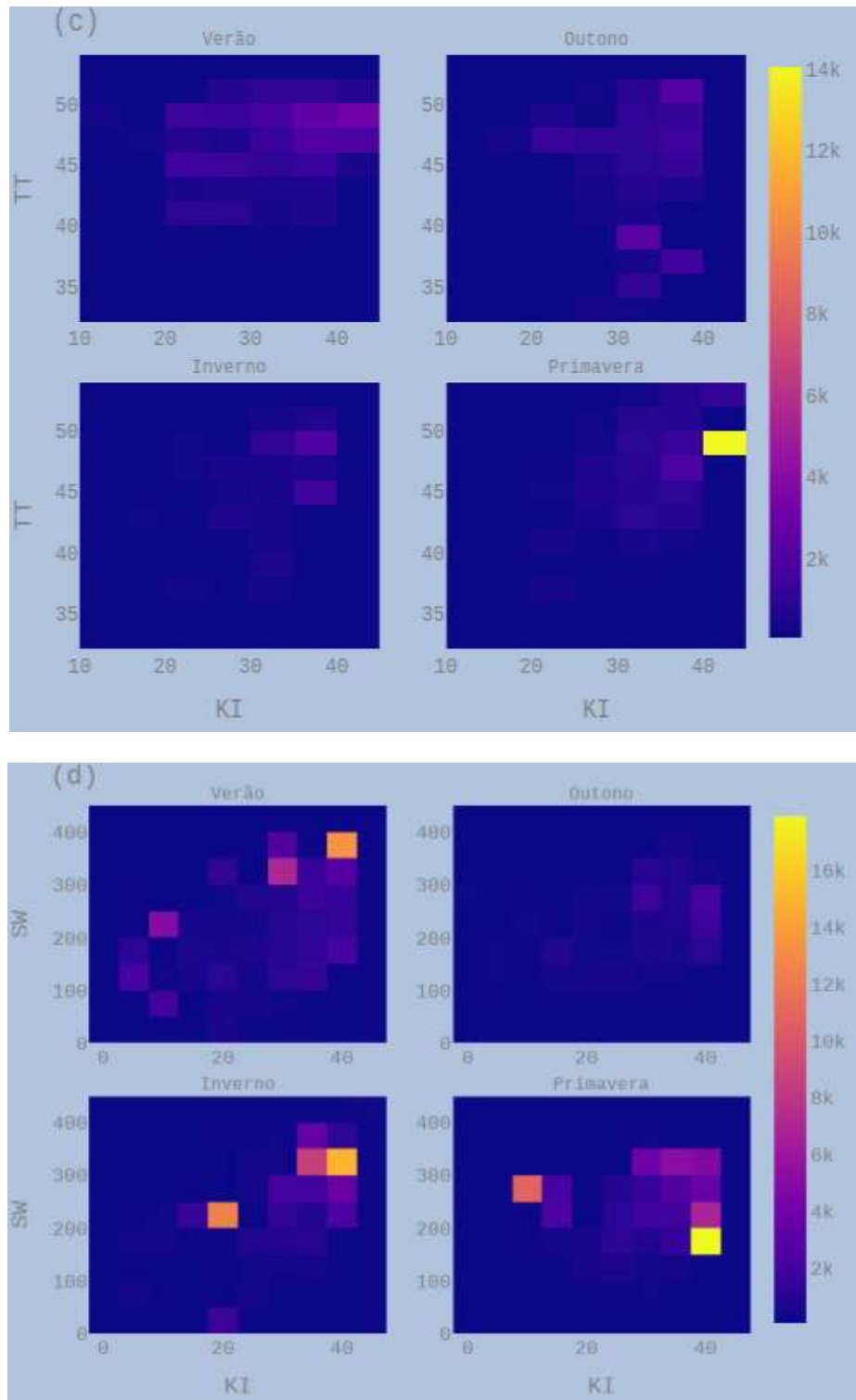


Figura 4.17: Combinação dos parâmetros termodinâmicos e dinâmicos em função das TESs em cada estação do ano na região Sudeste. (a) CAPE e WCD, (b) CAPE e DLS, (c) TT e KI e (d) SW e KI. As cores indicam o número médio dos raios encontrados em cada intervalo.

Na combinação de KI e TT (Fig. 4.17c), percebe-se o aumento simultâneo de KI e TT associado ao aumento dos raios. Observando verão, inverno e primavera, nota-se que a combinação de TT superior a 40 °C e TT superior a 20 °C espera-se a ocorrência das descargas elétricas (Fig. 4.15c). Conforme vão aumentando há maior tendência dos raios aumentarem. Contudo, a combinação dos parâmetros termodinâmicos, CAPE, TT e KI (Fig. 4.15 a, b) de modo geral mostram uma relação positiva com aumento das descargas elétricas.

4.6 Comparações dos resultados da região Sul e Sudeste do Brasil

4.6.1 Climatologia dos parâmetros termodinâmicos

Na região Sul e Sudeste obtiveram-se altos valores de CAPE no verão (Fig. 4.3a, 4.11a) e baixos no outono no Sul (Fig. 4.3a) e no inverno no sudeste (Fig. 4.11a). De acordo com Riemann-Campe et al. (2009) constataram nos seus resultados que o ciclo anual de CAPE atinge os seus máximos no verão (HN: JJA). O que concorda também com os resultados de Holley et al. (2014) que se basearam em climatologia de CAPE em Grã-Bretanha usando modelo WRF na qual obtiveram altos valores de CAPE no verão e baixos no inverno. Além desses autores, também esses resultados estão de acordo com Silva et al. (2018).

A região Sul e Sudeste apresenta baixos valores de WCD no inverno (Fig. 4.3b, 4.11b) e altos no verão no Sul (Fig. 4.3b) e outono no Sudeste (Fig. 4.11b). Comparando as distribuições sazonais da WCD na região Sul (Fig. 4.2b) e Sudeste (Fig. 4.11b) constata-se que a região Sudeste apresenta altos valores. Para Stolz et al. (2015) uma das possíveis razões da diminuição de WCD com o aumento da latitude é provavelmente à diminuição da umidade na camada limite e a diminuição de nível de congelamento.

O índice TT na região Sudeste apresentou altos valores no verão e baixos no inverno (Fig. 4.11c). Ao passo que, na região Sul, altos valores de TT foram obtidos no inverno e baixos no outono (Fig. 4.11c). Os resultados obtidos na região Sudeste (Fig. 4.11c) concordam com Silva et al. (2018) que realizaram uma climatologia de alguns índices para ajudar na previsão de raios em Belém, onde constataram altos valores de TT no verão e baixos no inverno.

O índice KI nas duas regiões (Sul e Sudeste) apresenta altos valores no verão e baixos no inverno no Sudeste e no outono no Sul (Fig. 4.3d, 4.11d). Esses resultados estão de acordo com o trabalho de Silva et al. (2018). O mesmo autor obteve baixos valores no inverno, o que

está de acordo com os resultados obtidos na região Sudeste. Comparando essas duas regiões, Sudeste obteve altos valores de KI comparativamente com a região Sul. Apesar de o maior pico ser registrado no Sul.

4.6.2 Climatologia dos parâmetros dinâmicos

DLS nas duas regiões (Sul e Sudeste) apresenta altos valores no inverno e baixos no verão (Fig. 4.5a, 4.13a). Esses resultados estão de acordo com Rasmussen e Blanchard (1998) e Craven e Brooks (2004) que produziram também a climatologia de DLS a partir de dados de sondagens na qual, constataram que o DLS apresenta altos valores no inverno (HN: dezembro, janeiro e fevereiro) o que está em concordância com Taszarek et al. (2018). Comparando as duas regiões, Sul apresenta altos valores comparativamente com Sudeste. As diferenças semelhantes foram constatadas pelo Liu et al. (2020) quando verificou baixos valores de DLS nos trópicos e altos no subtropicais. Isso se deve a baroclinia que se faz sentir mais nas regiões subtropicais comparado com as regiões tropicais. Essa é a possível explicação da região Sul apresentar altos valores de DLS comparativamente com Sudeste.

SW apresenta altos valores no verão e baixos no inverno nas duas regiões (Fig. 4.5c, 4.13c). Esses resultados estão em concordância com Philippopoulos et al. (2010) que avaliaram a climatologia dos índices de instabilidade no sudeste da Europa a partir das observações de sondagem de 36 anos na qual obtiveram altos valores de SW no verão e baixos no inverno. No entanto, a região Sul obteve altos valores de SW comparado com Sudeste.

No verão foi verificada maior convergência de umidade em baixos níveis nas duas regiões estudadas. Comparando as duas regiões, maior convergência de umidade em baixos níveis (850 hPa) verificou-se na região Sul (Fig. 4.5b).

Quanto a velocidade vertical em 500 hPa (ω_{500}), na região Sudeste obteve-se fortes movimentos ascendentes no verão (Fig. 4.13d) e no inverno no Sul (Fig. 4.5d). Tanto a divergência de umidade em 850 hPa quanto velocidade vertical em 500 hPa contribuíram na desestabilização da atmosfera levando ao desenvolvimento das descargas elétricas.

4.6.3 Climatologia das Tempestades Elétricas

As descargas elétricas nas duas regiões (Sul e Sudeste) apresentaram altos valores no verão assim como baixos valores no inverno (Fig 4.6b, 4.14b). Em concordância com Liu et al. (2019) e Albrecht et al. (2016) obtiveram nos seus resultados maior taxa de raios no verão para vários países do mundo. Para Taszarek et al. (2019) e Firouzabadi et al. (2019) verão e primavera constituem épocas que se registra muitas tempestades convectivas severas. Os resultados similares foram verificados nas duas regiões estudadas. De acordo com Anselmo (2015) no verão verificam-se mais tempestades elétricas no Sul e no Sudeste do Brasil. As atividades elétricas no verão são possibilitadas pela disponibilidade de umidade. Comparando as duas regiões de estudo, Sul registrou maior pico de 48050 raios/dia enquanto que Sudeste registrou 30043 raios/dia. Esses resultados concordam com Zipser et al. (2006), que documentaram a respeito da região Sul do Brasil como sendo um dos lugares do mundo onde ocorrem muitas atividades elétricas. Também os resultados estão em concordância com Mulholland et al. (2018) que basearam-se em dados de radar na Argentina (campanha de campo, RELÂMPAGO) na qual obtiveram o maior pico dos raios no verão associado a altos valores de CAPE. Visto que, nas duas regiões, CAPE apresenta uma variação sazonal similar com as descargas elétrica (Fig. 4.3a, 4.11a). Na região Sudeste, CAPE, TT e KI apresentam uma variação sazonal similar a das descargas elétricas, altos valores no verão e baixos no inverno. Ao passo que na região Sul, as descargas elétricas apresentam uma variação similar a de CAPE e KI com altos valores no verão e baixos no outono. No entanto, essa estação com altos valores das descargas elétricas (verão), nas duas regiões, caracterizou-se pelos baixos valores de DLS e altos valores de WCD.

4.6.4 Comparação das combinações dos parâmetros atmosféricos na região Sul e Sudeste.

Na região Sudeste constatou-se que em ambientes com CAPE superior a 500 J/kg podem desenvolver as TESs enquanto que no Sul valores superiores a 1000 J/kg. Esses resultados estão de acordo com algumas pesquisas feitas pelo Mukhopadhyay et al. (2003) que encontraram nos seus resultados CAPE superior a 898.8 J/kg como indicativo de tempestades elétricas. Tyagi et al. (2011) e Rodrigues e Bech (2020) documentaram que CAPE superior a 1000 J/kg associa-se à ocorrência dos raios. Uma das razões dessas diferenças de CAPE foi documentada por Rasmussen e Blanchard (1998), em que, o mesmo valor de CAPE pode estar associado a diferentes graus de instabilidade dependendo do

formato da área positiva do diagrama skew T-logP usada para calcular a CAPE. Na região Sul verificou-se que em ambientes de TT superior a 21 °C ocorrem as TESs e no Sudeste valores superiores a 33 °C. Altos valores dos raios ocorrem com TT entre 45-55 °C no Sul, e TT entre 45-50 °C no Sudeste. Ambientes com KI superior a 0 °C podem ocorrer as TESs na região Sul e valores superiores a 12 °C no Sudeste. Valores mais altos dos raios associaram-se com KI superior a 35 °C nas duas regiões (Sul e Sudeste). Ambientes com SW superior a 46 no Sudeste podem desenvolver as TES enquanto que no Sudeste valores superiores a 75. E altos valores dos raios obtiveram-se em ambientes com SW entre 200 a 350 no Sul e SW entre 200 a 300 no Sudeste. Fernandes et al. (2018) apresentaram os limiares indicativos a possibilidade de ocorrência de tempo mais severo com chuvas torrenciais, rajadas de ventos, fortes descargas elétricas e até com presença de tornados no Brasil baseado em modelo ETA, na qual obtiveram KI superior a 33 °C e TT superior a 48 °C como indicativo de tempo severo. Esses resultados estão de acordo com os limiares apresentados nesta pesquisa. Além do mais, várias pesquisas literárias documentaram a respeito dos limiares associados aos eventos convectivos severos. Exemplo: Pepler e Lamb (1989) encontraram nos seus resultados que KI superior a 20 °C, TT superior a 44 °C e SW superior a 300 como indicativo as tempestades na estação chuvosa no Centro Norte da América. Haklander e Delden (2003) documentaram os limites dos índices associados às tempestades na Europa e constaram que KI superior a 21 °C, TT superior a 46.7 °C, SW superior a 134. Kunz (2007) analisou alguns parâmetros termodinâmicos no tempo prévio de 1200 UTC no sudeste da Alemanha e constatou que TT superior a 48.1 °C, KI superior a 26.1 °C associa-se a ocorrência das TES. Tyagi et al. (2011) constaram quem CAPE superior a 1000 J/kg, KI superior a 24 °C, TT superior a 46 °C e SW superior a 180 correspondem os limiares associados à ocorrência das TES. Chernokulsky et al. (2019) constataram que CAPE superior a 623 J/kg, TT superior a 51.4 °C, KI superior a 33.9 °C, SW superior a 242 e DLS superior a 23.4 m/s constituem os limiares associados a ocorrência de tornados. Para Henry (1987) o índice KI superior de 30 °C é alto e com potencial para ocorrência de tempestades, e valores acima de 40 °C são extremamente altos. Portanto, alguns limiares apresentados acima estão de acordo com os resultados obtidos nesta pesquisa. Em seguida segue uma sugestão dos limiares indicativos à ocorrência das tempestades elétricas no Sul e Sudeste do Brasil.

Tabela 3: Classificação dos intervalos associados com a ocorrência das descargas elétricas no Sul do Brasil.

Parâmetros	Baixo	Moderado	Intenso
CAPE [J/kg]	100 -1000	1000-2000	Mais de 2000
WCD [m]	Mais de 5000 e Abaixo de 3000	3000-3500	3500-4500
TT [°C]	Abaixo de 35	35-45	45-55
KI [°C]	10-20	20-35	Mais de 35
SW	Abaixo de 150	150-200 e Mais de 350- 450	200-350
DLS [m/s]	0-5 e Mais de 50	5 -15 30-50	15-30

Tabela 4: Classificação dos intervalos associados com a ocorrência das descargas elétricas no Sudeste do Brasil.

Parâmetros	Baixo	Moderado	Intenso
CAPE [J/kg]	100-500	500-1500	Mais de 1500
WCD [m]	Mais de 5000 Abaixo de 2500	3000-3500 4500-5000	3500-4500
TT [°C]	30-40	40-45	45-50
KI [°C]	1- 20	20-35	Mais de 35
SW	Abaixo de 150	300-400 150-200	200-300
DLS [m/s]	Mais de 30	1-15	15-25

4.7 Estudos de Casos da Região Sul e Sudeste do Brasil

Foram diagnosticados apenas dois casos, um para cada região de estudo, nos dias que ocorreram muitas descargas elétricas.

4.7.1 Caso da Região Sul

No dia 7 de Junho de 2014 algumas cidades do sul do Brasil em especial no estado de Paraná (PR) sofreram com uma TES associada a um sistema convectivo (Fig. 4.18a). Esse sistema resultou em ocorrência de 48050 raios/dia sobre o ponto com as seguintes coordenadas: latitude de -25,5 e longitude de -52,5 (Fig. 4.18b, 4.1).

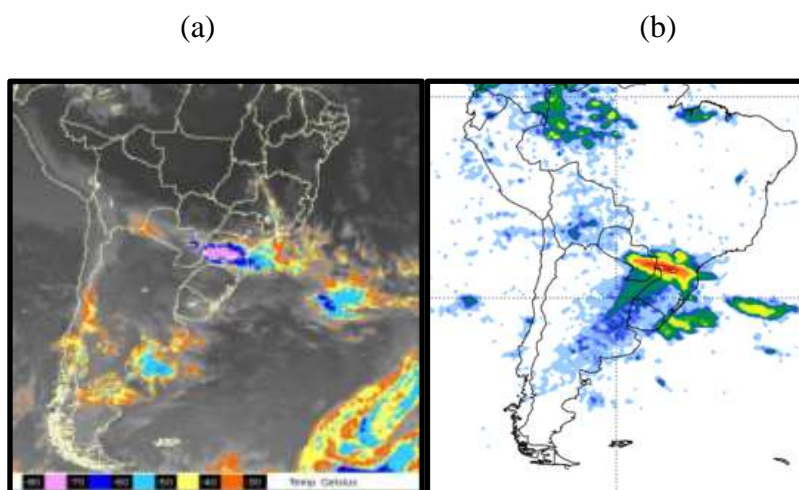


Figura 4.18: (a) Imagem de satélite GOES 13 das 1200 UTC do dia 07 de Junho de 2014, respectivamente. Fonte: CPTEC INPE (2014). (b) Sistema associado ao acumulado diário dos raios (sem as escalas) do dia 07/06/2014, Fonte: STARNET (2015).

Olhando para as cartas sinóticas das 1200 UTC do dia 7 de Junho de 2014, para o campo de pressão reduzida a nível médio do mar (Fig. 4.19a), nota-se alguns sistemas que contribuíram na convecção observada no estado do PR (Fig. 18 a, b). Esses sistemas incluem um centro de baixas pressões a oeste do estado do Paraná e ao Sudeste a alta subtropical do Atlântico Sul (ASAS) e ao Sul da América (SA) um centro de Baixas. Associando a circulação do centro de baixas pressões que esta se aproximando no estado de Paraná e a ASAS, resulta em forte confluência dos ventos a leste da baixa (PR). A ASAS além de impedir o deslocamento dos sistemas, a sua circulação contribuiu intensamente no transporte de umidade em direção a PR. Isso pode ser visto na Figura 4.19b, onde, a região do PR caracterizada pela forte convergência dos ventos em 850 hPa. Nota-se também forte influência dos ventos de norte/noroeste que atuam no sentido de intensificar a convecção no PR, em que, transportam calor e umidade proveniente da região amazônica (Fig. 4.19c).

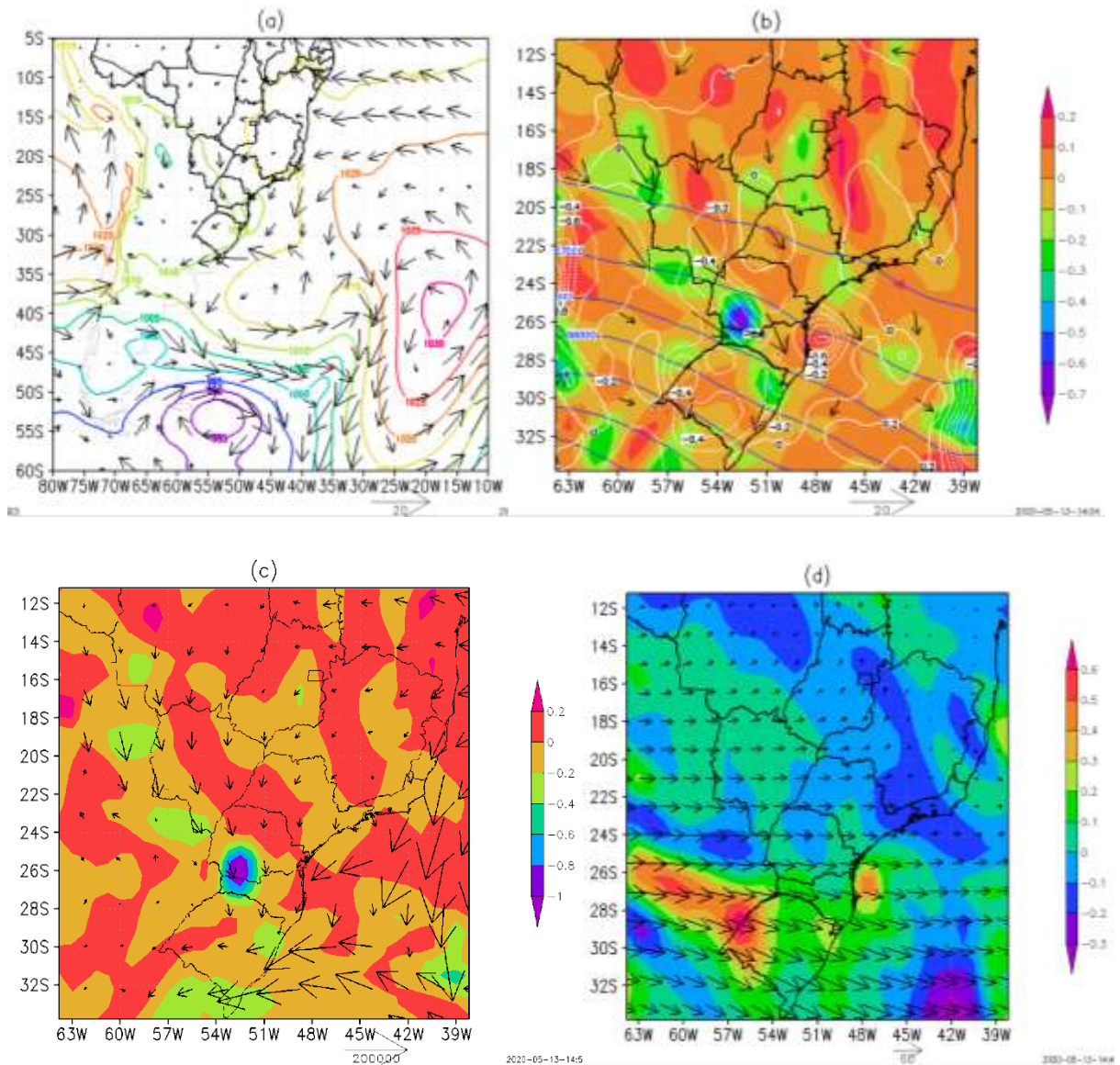


Figura 4.19: (a) Campo de pressão reduzida a nível médio do mar (hPa) e ventos a 10 m (vetores) [m/s]. (b) Divergência dos ventos em 850 hPa (cores) [$10^{-6}/s$], velocidade vertical (círculos brancos) [Pa/s] e Geopotencial em 500 hPa (contornos azuis). (c) Fluxo de umidade desde a superfície ate 700 hPa (Kg m/s) e divergência de umidade em 850 hPa [$10^{-6}/s$]. (d) divergência dos ventos em 250 hPa (cores) [$10^{-4}/s$]. Todas as figuras são das 12 UTC do dia 07 de Junho de 2014.

A convergência dos ventos em baixos níveis constitui um dos mecanismos importante na elevação das parcelas de ar, pois intensificam a convecção. Na medida em que o fluxo de noroeste aumenta também a convecção tende a intensificar. De acordo com Marengo et al. (2004) o fluxo de noroeste contribui de várias formas na convecção severa transportando umidade para as latitudes médias. Assim como foi verificado no estado do PR (Figura 4.19c).

Em 500 hpa verifica-se um cavado que gera a advecção de vorticidade ciclônica que origina os movimentos ascendentes no estado de PR (Fig. 4.19c). Pois, a velocidade vertical

em 500 hPa (ω_{500}) induz a convergência de umidade em baixos níveis que atua no sentido de intensificar a instabilidade atmosférica. Isso pode ser notado pelos altos valores de CAPE, TT e KI (Tabela 5). O valor de WCD (Tabela 5) está de acordo com Stolz et al. (2015) na qual permite um bom processamento de CAPE onde maior quantidade de água é transportada para o interior das nuvens, contribuindo assim no processo de eletrificação. O diagrama Skew-T log mostra sondagem de 00 UTC do dia 07 de Junho de 2014 do Campo Grande (Fig. 4.20). Esta sondagem indica o ar que alimentou o sistema associado à ocorrência da TES no estado do Paraná (Fig.4. 19c e Fig.4. 20). Através desse diagrama podem-se ver altos valores dos índices termodinâmicos como CAPE (1821 J/kg), TT (41,7 °C) KI (35.2 °C) e SW (292.9). Esses valores estão associados à forte instabilidade atmosférica. E também se verifica mudança da direção dos ventos desde a superfície até altos níveis (Fig. 20). Portanto, todos esses ingredientes contribuíram na intensificação do sistema convectivo que consequentemente resultou na ocorrência de muitas descargas elétricas no estado do Paraná.

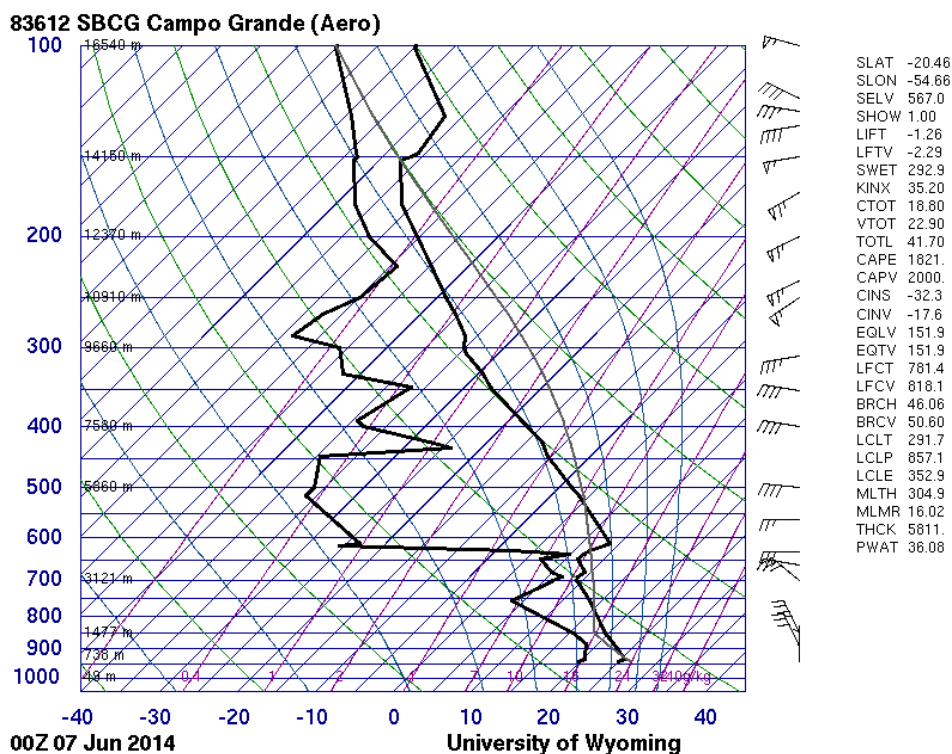


Figura 4.20: Diagrama Skew-T log do Campo Grande de 0000 UTC do dia 07/06/2014. Fonte: Universidade de Wyoming (2015).

Tempo (1200 UTC)	Lat	Lon	CAPE [J/kg]	WCD [m]	TT [°C]	KI [°C]	DLS [m/s]	SW
07/06/2014	-25.5	-52.5	1449	4127	49	42	27	324

Tabela 5: Apresentação dos valores dos parâmetros termodinâmicos e dinâmicos calculados no tempo prévio de 1200 UTC do dia 07 de Junho de 2014, na região Sul do Brasil.

Em altos níveis (250 hPa) observa-se a divergência dos ventos com maior intensidade no estado do Rio Grande do Sul (RS). Portanto, a difluência no escoamento em altos níveis, induziu a divergência de massa, que por sua vez induz a convergência em baixos níveis, tornando assim, a atmosfera mais instável, sobretudo no estado do PR. A divergência em 250 hPa não foi forte no PR, porém, verificou-se forte convergência dos ventos em baixos níveis.

4.7.2 Caso da Região Sudeste

No dia 23 de Novembro de 2015 a região Sudeste foi caracterizada pela entrada de um sistema convectivo, a qual se deslocava de oeste para leste. Como se pode ver na Figura 4.21a, uma faixa nebulosa a oeste de São Paulo (SP) verificado as 1200 UTC e as 1800 UTC, o sistema intensificou-se e abrangeu quase todos estados da região Sudeste (Fig. 4.21b). Esse sistema resultou na ocorrência de maior número de raios (Fig. 4.21c).

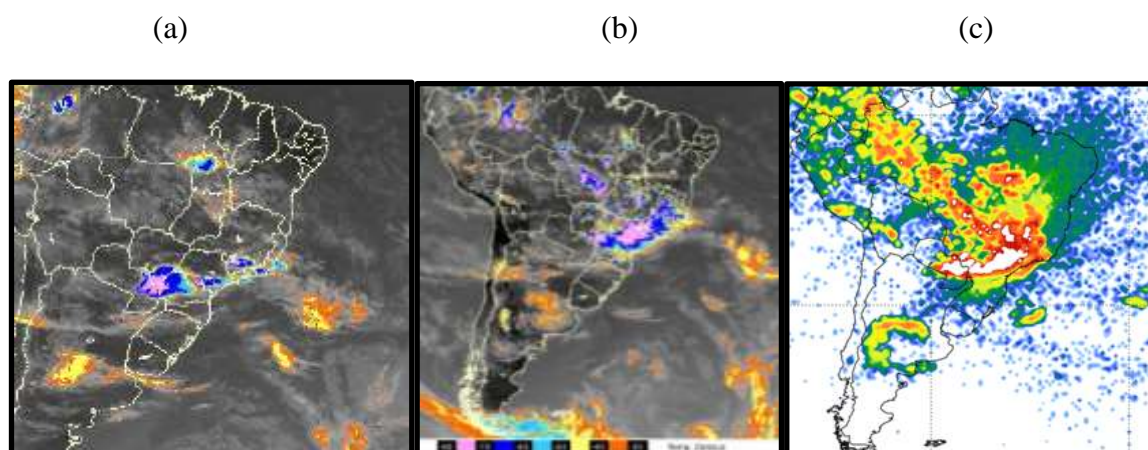


Figura 4.21: (a) e (b) Imagem de Satélite GOES 13 das 12 e 18 UTC do dia 23 de Novembro de 2015, respectivamente. Fonte: CPTEC INPE (2015). (c) Sistema associado ao acumulado diário dos raios (sem as escalas), Fonte: STARNET (2015).

As 1200 UTC do dia 23/11/2015 o campo de pressão reduzida a nível médio do mar (Fig. 4.22a) apresenta a aproximação de uma isóbara de um sistema de baixa pressão (circulação ciclônica) no estado de São Paulo (SP). Ao leste da região Sudeste verifica-se uma

circulação anticiclônica associada a ASAS em que os ventos se desviam da região equatorial em direção a Sudeste em forma de ventos de noroeste. Associando a circulação da baixa e os ventos de noroeste, nota-se a confluência dos ventos no estado de SP (Fig. 4.22a). Isso se pode observar na Figura 4.22b onde SP apresenta forte convergência dos ventos em 850 hPa. Associando a circulação do centro de baixas pressões que esta entrando na parte oeste do estado de SP com a ASAS (a leste de SP) o estado de SP é caracterizada pela confluência dos ventos em baixos níveis (Fig. 4.22b). Além disso, também ASAS esta associada ao escoamento do norte/noroeste que transporta calor e umidade proveniente da bacia amazônica, que se pode observar através do fluxo de umidade proveniente do noroeste (Fig. 4.24a). Também ASAS transporta umidade proveniente do atlântico para alimentar o sistema convectivo (Fig. 4.24a). Esse transporte intensificou a convecção na região Sudeste do Brasil.

Em 500 hPa (Fig. 4.22b) o estado de SP é caracterizado pelos movimentos ascendentes (ω_{500}). Esses movimentos ascendentes contribuíram na intensificação da convecção.

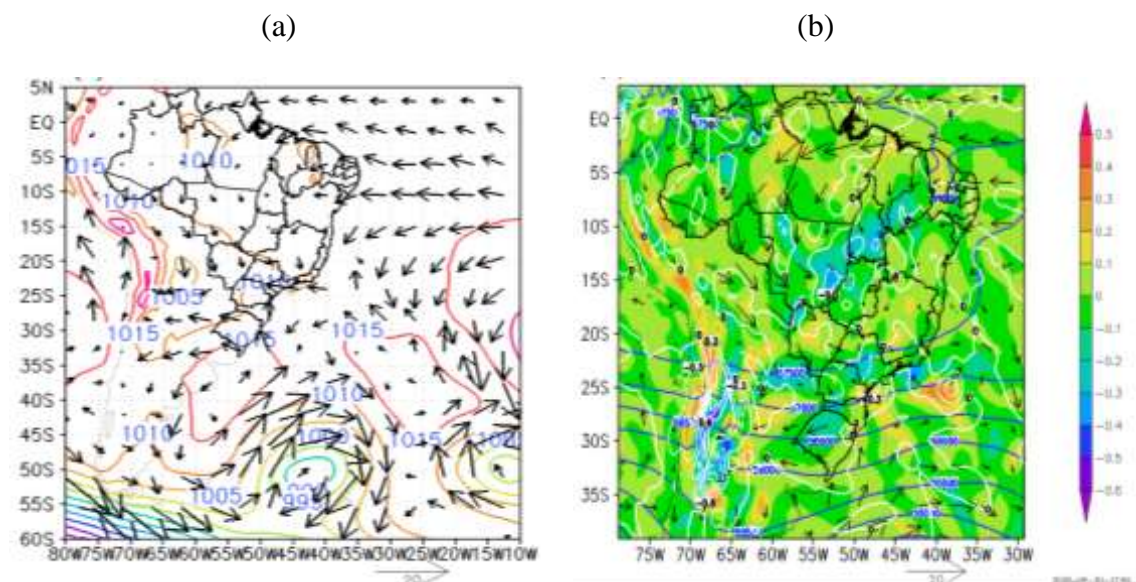


Figura 4.22: (a) Campo de pressão reduzida a nível médio do mar (hPa) e ventos a 10 m (vetores) [m/s]. (b) Divergência dos ventos em 850 hPa (cores) $[\frac{10^{-4}}{s}]$, velocidade vertical (círculos brancos) [Pa/s] e Geopotencial em 500 hPa (contornos azuis). Figuras das 1200 UTC do dia 23/11/2015.

Na Tabela 6 verificam-se altos valores de CAPE, TT e KI, o que foi característico a forte instabilidade atmosférica acompanhada pela mudança de direção dos ventos na vertical (DLS) que influenciou na persistência do sistema. Também se verificou um valor intermediário de WCD que possibilita um bom processamento da CAPE, assim como uma boa contribuição na elevação da quantidade de água para a fase mista da nuvem. A sondagem de Londrina das 1200 UTC representa o ponto mais próximo da região onde ocorreram as descargas elétricas (Fig. 4.23). Através do diagrama nota-se uma atmosfera instável associado a altos valores de CAPE (1530 J/kg), TT (46 °C) e SW (275) (Fig. 4.23). Também se pode notar a mudança de direção dos ventos desde a superfície até altos (Fig. 4.23).

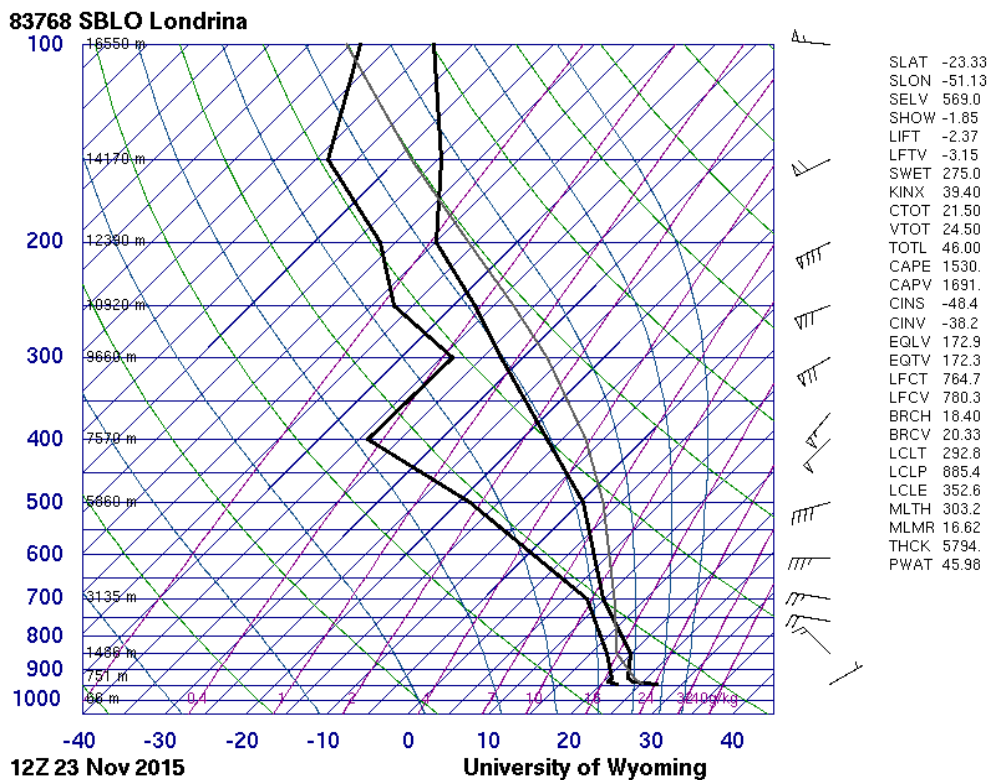


Figura 4.23: Diagrama Skew T log de Londrina das 1200 UTC do dia 23/11/2015. Fonte: Universidade de Wyoming (2015).

Tempo (1200 UTC)	Lat	Lon	CAPE	WCD	TT	KI	DLS	SW
23/11/2015	-22.5	-49.5	2308	4359	48	42	25	245

Tabela 6: Apresentação dos valores dos parâmetros termodinâmicos e dinâmicos calculados no tempo prévio de 1200 UTC do dia 23 de Novembro de 2014 no Sudeste do Brasil.

Em 500 hPa observa-se o contorno do geopotencial associado a Alta da Bolívia (AB) (Fig. 22b). E em 250 hPa observa-se no estado de SP a convergência do vento isso é indicativo do quão profundo foi o sistema convectivo (Fig. 4.24b).

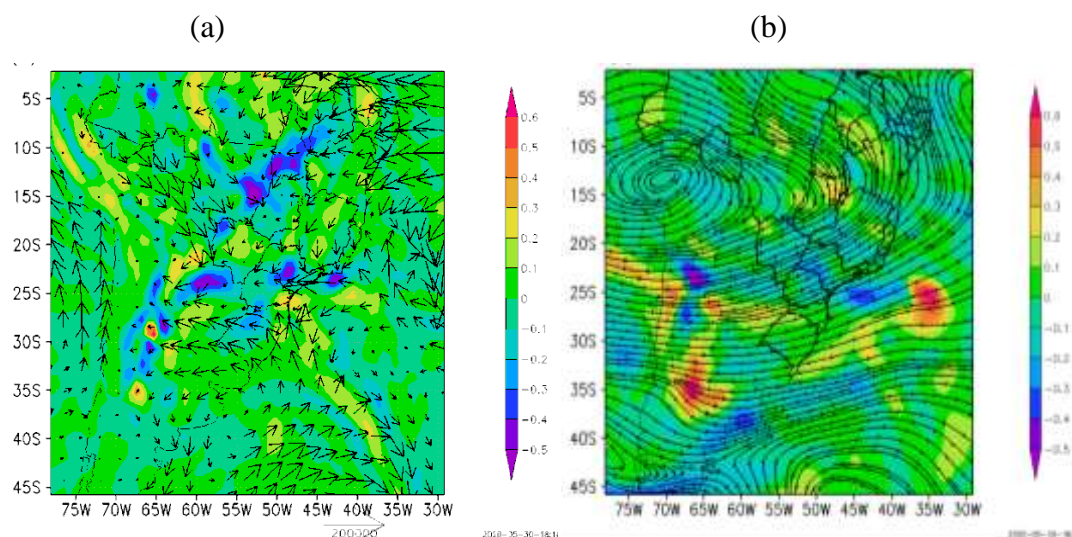


Figura 4.24: (a) Fluxo de umidade desde a superfície até 700 hPa (Kg m/s) e divergência de umidade em 850 hPa [10^{-6} 1/s]. (b) Divergência dos ventos em 250 hPa (cores) [10^{-4} s^{-1}]. Figuras das 1200 UTC do dia 23/11/2015.

CAPÍTULO V

5 CONCLUSÕES E SUGESTOES

Objetivo desta pesquisa foi de gerar uma climatologia de ocorrência das tempestades elétricas no Sul e Sudeste do Brasil baseado na identificação de alguns casos de ocorrência das descargas elétricas. Com base dos casos selecionados, analisar os parâmetros indicativos de tempo severo. O período estudado foi de seis anos, entre 2012 a 2017. Nesse período foram analisadas duas amostras para cada região estudada, que difere uma da outra nas condições estabelecidas. Uma amostra foi representativa para os dias com pelo menos um raio e a outra os dias com mais de 50 raios. Assim sendo, a região sul totalizou 4415 casos com pelo menos um raio por dia e 1786 casos com mais de 50 raios/dia. E na região Sudeste foram 5884 casos com mais de 1 raio por dia e 2337 casos com pelo menos 50 raios/dia. Em cada amostra foram analisados 8 parâmetros no tempo prévio de 12 UTC. Desses 8 parâmetros foram divididos nesta pesquisa 4 dinâmicos (DLS, $\text{Div}(q_v)_{850}$, SW e ω_{500}) e outros 4 termodinâmicos (CAPE, WCD, TT e KI). Os parâmetros termodinâmicos analisaram a estrutura vertical da atmosfera com relação à temperatura e umidade enquanto que os parâmetros dinâmicos analisaram estrutura das tempestades elétricas. Portanto, todos os parâmetros indicam a presença de ingredientes necessários para a convecção (Moller, 2001; Doswell, 1996 e Houze, 1993).

Em cada região estudada foram analisados os casos com registro de um raio por dia, onde foram examinadas as distribuições mensais e sazonais dos parâmetros termodinâmicos e dinâmicos, e as descargas elétricas. Esse exame incluiu cálculo e análise dos valores médios, máximos, mínimos e outras estatísticas quantílica. Nas mesmas regiões estudadas foram analisados os casos com registro de mais de 50 raios, através desses casos foram feitas as combinações dos parâmetros termodinâmicos e dinâmicos em função dos raios. Essa combinação consistiu em calcular os valores médios observados em um dado intervalo dos parâmetros dinâmicos e termodinâmicos. E também, nessa pesquisa foram feitos dois estudos de caso, um para cada região de estudo dos dias com registro de maior número de raios. Nesses estudos de caso fez-se uma análise sinótica.

Os resultados da climatologia dos parâmetros dinâmicos e termodinâmicos dos dias com mais de um raio produzidas pelas ferramentas estatísticas foram evidentes..

Os principais resultados encontrados nas regiões de estudo (Sul e Sudeste do Brasil) para responder às questões específicas foram os seguintes:

Qual é a climatologia da região Sul e Sudeste do Brasil - especialmente a sua distribuição mensal e sazonalidade dos parâmetros atmosféricos indicativos de tempo severo nos dias que ocorreram as tempestades elétricas?

Na Região Sul: No verão foram verificados altos valores de CAPE, WCD, KI e maior número das descargas elétricas. Porém com baixos valores de DLS. E no outono foi verificado uma situação contrária a do verão caracterizado pela baixa convergência de umidade em 850 hPa, fracas velocidades verticais em 500 hPa (ω_{500}), baixa instabilidade atmosférica e menor número de raios.

Na Região Sudeste: No verão foi verificado alta convergência de umidade em 850 hPa ($\text{Div}(qv)_{850}$), velocidade vertical em 500 hPa (ω_{500}) mais intensos, forte instabilidade atmosférica (altos valores de CAPE, TT, KI e SW) e maior atividade elétrica. Na mesma estação foram obtidos baixos valores de DLS. E no inverno foi observado o contrário do verão, com baixa convergência de umidade em 850 hPa, fracas velocidades verticais em 500 hPa e pouca instabilidade atmosférica (baixos valores de CAPE, TT, KI e SW), baixos valores de WCD, altos valores de DLS e baixa atividade elétrica.

Na primavera foi observada a ocorrência dos ingredientes termodinâmicos e dinâmicos necessários para a convecção nas duas regiões estudadas (Sul e Sudeste). Comparando a região Sul e Sudeste, no verão foi verificada a ocorrência de altos valores das descargas elétricas associados à maior ocorrência dos ingredientes necessários para a convecção nas duas regiões. Na região Sul foi observado altos valores de DLS, SW, alta convergência de umidade em baixos níveis e altos valores das descargas elétricas comparado com a região Sudeste. Na região Sudeste foi verificado altos valores de KI e WCD comparado com a região Sul.

Quais são os limiares dos parâmetros atmosféricos indicativos de tempo severo no Sul e Sudeste do Brasil?

As combinações dos parâmetros atmosféricos mostraram que a instabilidade atmosférica (CAPE, KI, TT) é indispensável no processo da eletrificação das tempestades elétricas, pois, o seu aumento associa-se com aumento dos raios. Porém, DLS não é necessariamente que seus altos valores estejam associados à ocorrência de maior número de

raios. O mesmo pode atuar no sentido de desorganizar o sistema convectivo. Valores intermediários de DLS associaram a ocorrência de maior número de raios. De todos os parâmetros analisados, os que apresentam uma boa habilidade de prever as descargas elétricas na região sul e sudeste foram TT, KI e WCD. Nas duas regiões estudadas constatou-se que KI superior a 35 e WCD entre 3500 a 4500 associa-se a ocorrência de maior número de raios. TT entre 45 a 55 °C associa-se a ocorrência de maior número de raios na região Sul e TT entre 45 e 50 °C na região Sudeste. CAPE superior a 1000 J/kg associa-se a ocorrência de maior número de raios na região Sul e CAPE superior a 500 J/kg na região Sudeste.

Como a estrutura termodinâmica da atmosfera afeta a ocorrência das tempestades elétricas severas?

Tanto os parâmetros termodinâmicos como os dinâmicos analisam a estrutura vertical da atmosfera e a estrutura das tempestades. Através da convergência de umidade em baixos níveis as massas de ar úmidas serão elevadas, na medida em que as forçantes superam a energia de inibição (CINE), as nuvens formadas em ambiente de WCD mais raso (3500 a 4500 m) associado à maior instabilidade atmosférica (altos valores de CAPE, TT, KI) possibilitam um bom funcionamento das correntes ascendentes, onde maior quantidade de água será transportada para a eletrificação das nuvens.

Quais são os ambientes sinóticos favoráveis à ocorrência das TESs ?

Os ambientes sinóticos associados à ocorrência das TESs dos dois casos estudados nesta pesquisa foram caracterizados pela aproximação dos sistemas de baixas pressões que contribuíram na convergência dos ventos a leste do cavado, alimentada pelo escoamento do norte/noroeste, na qual transportava calor e umidade da região amazônica, intensificando assim a convecção em baixos níveis. Em 500 hPa foi caracterizado pela existência de um cavado na qual induziu a advecção ciclônica associada a fortes velocidades verticais e em 250 hPa caracterizou-se divergência dos ventos.

5.1 Sugestões para trabalhos futuros

Apesar de este trabalho apresentar bons resultados que estão em concordância com várias pesquisas. É necessário destacar algumas sugestões para os trabalhos futuras:

- É desejável a elaboração dos trabalhos que analisam os parâmetros atmosféricos indicativos à possibilidade de ocorrência dos FCS nos outros tempos (por exemplo: 000 UTC, 0600 UTC e 1800 UTC) nos dias com registro de ocorrência dos FCS (descargas elétricas, ventos fortes, granizo, etc);
- São necessárias pesquisas semelhantes que analisam os ingredientes necessários para a convecção em uma escala menor (mesoescala) através de modelos e/ou dados de reanálise Era 5;
- Sugere-se que sejam feitas composições das situações sinóticas dos casos das Tempestades Elétricas.
- Sugere-se que sejam feitos mais trabalhos de modo a contribuir no melhoramento das previsões dos eventos extremos no Brasil.

6 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALBRECHT, R., I. Eletrificação dos sistemas precipitantes na região Amazônica: processos físicos e dinâmicos do desenvolvimento de tempestades. Tese (Doutorado)-Universidade de São Paulo, 2008.

ALBRECHT, R., I.; GOODMAN, D.; BUECHLER, R.; BLAKESLEE, and H. CHRISTIAN. Where are the Lightning Hotspots on Earth? Bull. Amer. Meteor. Soc., 97, 2051-2068, 2016.

ALBRECHT, R. I.; MORALES, C. A.; SILVA DIAS, M. A. F. Electrification of precipitation systems over the Amazon: Physical processes of thunderstorm development. J. Geophys. Res., 116, 2011.

ANSELMO, E. M. Morfologia das tempestades elétricas na América do Sul. Tese (Doutorado)-Universidade de São Paulo, 2015.

ANTONIO, M. A. Ocorrência de tornado na região tropical do Brasil. Relatório Técnico de Pesquisa do Instituto de Pesquisas Meteorológicas, Universidade Estadual Paulista, Bauru, 28pp, 1995.

ÁVILA, E. E.; BURGESSER, R. E.; CASTELLANO, N. E.; COLLIER, A.; COMPAGNUCCI, R. H.; HUGHES, A. R. Correlations between deep convection and lightning activity on a global scale. J. Atmos. Sol.-Terr. Phys., 72, 1114-1121, 2010.

BANG, S. D.; ZIPSER, E. J. Seeking reasons for the differences in size spectra of electrified storms over land and ocean. Journal of Geophysical Research Atmospheres, v. 121 (15), p 9048-9068, 2016.

BENETI, C. A.; SILVA DIAS, M. A. Análise de performance de índices de instabilidade como previsores de tempestades na região de São Paulo. in: Anais do IV Congresso Brasileiro de Meteorologia, Brasília/DF, Soc. Bras. Meteorologia, v.2, p. 65-70, 1986.

BETZ, H. D.; SCHUMANN, U.; LAROCHE, P. Principles, Instruments and Applications: Review of Modern Lightning Research, Springer Science e Business Media, 978-1-4020-9079-01, 2009.

BLUESTEIN, H. B. Synoptic-Dynamic Meteorology in Midlatitudes. Volume II: Observations and Theory of Weather Systems. Oxford University Press, New York, EUA, p.594, 1993.

- BOLTON, D. The computation of the equivalent potential temperature, *Mon. Wea. Rev.*, vol. 108, p. 1046, 1980.
- BONNER, W. D. Climatology of the low Level Jet. *Mon. Wea. Rev.*, v. 96, p. 833-850, 1968.
- BROOKS, H. E.; LEE, J. W.; CRAVEN, J. P. T. Spatial distribution of severe thunderstorm and tornado environments from global reanalysis data. *Atmos. Research*, v. 67-68, p. 73-94, 2003.
- CAREY L. D.; BUFFALO, K. M. Environmental control of cloud-to-ground lightning polarity in severe storms, *Mon. Wea. Rev.*, vol. 135, p. 1327, 2007.
- CARMO, L. F. R.; MIRANDA, V. F. V. V.; SOUSA, R. C. Análise e cálculo dos índices de instabilidade para eventos de chuvas de granizo in: *Anais do XVIII simpósio Brasileiro de Sensoriamento remoto-SBSR, INPE Santos, 2017.*
- CARMO, L. F. R.; VASCONCELLOS, F. C.; MENEZES, W. F.; VASCONCELLOS, E. C. Análise de índices de instabilidade em casos de chuvas intensas, chuvas moderadas e chuvas fracas/sem chuvas nas Regiões Sul e Sudeste do Brasil. *Anuário do Instituto de Geociências-UFRJ*. 40 (1), 769-782, 2019.
- CARVALHO, M. H.; FEDOROVA, N. Estudo sobre frentes quentes que ocorrem o Sul do Brasil. *Ver. Bras. Meteorol.*, v. 26, n. 2, p. 257-272, 2011.
- CECIL, D. J.; BLANKENSHIP, C. B. Toward a global climatology of severe hailstorms as estimated by satellite microwave imagers. *Journal of Climate*, v. 25, n. 2, p. 687-703, 2012.
- CHERNOKULSKY, A.; KOZLOV, F.; ZOLINA, O.; BULYGINA, O.; MOKHOV, I. I.; SEMENOV, V. A. Observed changes in convective and stratiform precipitation in Northern Eurasia over the last five decades. *Environ. Res. Lett.*, 14, 045001, 2019.
- COSTA, S.; MEZZASALMA, P.; LEVIZZANI, V., ALBERONI, P. P., NANI, S. Deep convection over northern Italy: synoptic and thermodynamic analysis. *Atmos. Res.*, v. 56, p. 73-88, 2001.
- CRAVEN, J. P.; JEWELL, R. E.; BROOKS, H. E. Comparison between observed convective cloud-based heights and lifting condensation level for two different lifted parcels. *Wea. Forecasting*, v.17, p.885-890, 2002.

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

DA SILVA, F. P.; ROTUNNO FILHO, O. C.; SAMPAIO, R. J.; DRAGAUD, I. C. D. V.; ARAÚJO, A. A. M.; JUSTI DA SILVA, M. G. A.; PIRES, G. D. Evaluation of atmospheric thermodynamics and dynamics during heavy-rainfall and no-rainfall events in the metropolitan area of Rio de Janeiro, Brasil. *Meteorology and Atmospheric Physics*. 131, 299-311, 2017.

DALEZIOS, N. R.; PAPAMANOLIS, N. K. Objective assessment of instability indices for operational hail forecasting in Greece. *Meteorol. Atmos. Phys.* v. 45, p. 87-100, 1991.

DA SILVA, F. P.; JUSTI DA SILVA, M. G. A., MENEZES, W. F., ALMEIDA, V. A. Avaliação de Indicadores Atmosféricos Utilizando o Modelo Numérico WRF em Eventos de Chuva na Cidade do Rio de Janeiro. *Anuário do Instituto de Geociências-UFRJ*, 38 (2), 81-90, 2015

DEE, D. P.; UPPALA, S.; SIMMONS, A.; BERRISFORD, P.; POLI, P.; KOBAYASHI, S.; ANDRAE, U.; BALMASEDA, M.; BALSAMO, G.; BAUER, P. The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system, *Q. J. Roy. Meteorol. Soc.*, 137, 553-597, 2011.

DEWAN, A.; E. T. ONGEE; M. M. RAHMAN; R. MAHMOOD, And YAMANE, Y. Spatial and temporal analysis of a 17-year lightning climatology over Bangladesh with LIS data. *Theor. Appl. Climatol.*, 134, 347-362, 2018.

DOSWELL, C. A. A review for forecasters on the application of hodographs to forecasting severe thunderstorms. *Natl. Wea. Dig.*, 16, 2-16, 1991.

DOSWELL III, C. A.; EVANS, J. S. Proximity Sounding Analysis for Derechos and Supercells: An assessment of similarities and differences. *Atmos. Res.* 67-68, 117-133, 2003.

DOSWELL III, C. A.; BROOKS, H. E.; MADDOX, R.A. Flash flood forecasting: an ingredients-based methodology. *Wea. Forecasting*, v.11, p.560-581, 1996.

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

EICHHOLZ, C. W. Características físicas dos sistemas Convectivos de Mesoescala que afetam o Rio Grande do Sul no período de 2004 a 2008. 102f. Dissertação (Mestrado). Programa de Pós-graduação em Meteorologia. Universidade Federal de Pelotas, 2011.

EMANUEL, K. Atmospheric Convection. Oxford University Press, 580 pp., 1994.

ENNO, S. E.; J.; SUGIER, J.; ALBER, R.; SELTZER, M. Lightning density in Europe based on 10 years of ATDnet data. Atmos. Res. 2020.

ESCOBAR, G.; ANDRADE, K. Climatologia dos índices de instabilidade K e Total Totals (TT) para Sul e Sudeste do Brasil. In: XVI Congresso Brasileiro de Meteorologia, Belém, PA. Anais... Soc. Bras. Meteorologia, DVD, 2010.

FERNANDES, A. A.; CALHEIROS, A. J. P.; STRAUSS, C.; LIMA, G. R. T.; GARCIA, J. V. C.; STEPHANY, S. Monitoramento e Previsão de Atividade Convectiva usando Dados de Descargas Eléctricas Atmosféricas. CAP/INPE. p. 37, 2018.

FAWBUSH, E. J.; MILLER, R. C. A method of forecasting hailstone size at the earth's surface, bull. Amer. Meteor. Soc., 34, p. 235-244, 1953.

FIROUZABADI, M.; MIRZAEI, M.; MOHEBALHOJEH, A. R. The climatology of severe convective storms in Tehran. Atmos. Res., 221, pp. 34-45, 2019.

FREITAS, E. D. Circulações locais em São Paulo e sua influência sobre a dispersão de Poluentes. Tese (Doutorado)-Universidade de São Paulo, 2003.

FOSS, M. Condições atmosféricas conducentes a ocorrência de tempestades convectivas severas na América do Sul. Dissertação (Mestrado)-Universidade Federal de Santa Maria. 18, 42, 43, 2011.

GALANAKI, E.; KOTRONI, V.; LAGOUVARDOS, K.; ARGIRIOU, A. A ten-year analysis of cloud-to-ground lightning activity over the Eastern Mediterranean region. Atmos. Res. 166: 213-222, 2015.

GEORGE, J. J. Weather Forecasting for Aeronautics. Academic Press, 673 pp., 1960.

GUBENKO, I. M.; RUBINSHTEIN, K. G. Analysis of the Results of Thunderstorm Forecasting Based on Atmospheric Instability Indices Using the WRF-ARW Numerical Model Data, Meteorol. Hidrol., No. 1, 2015.

GUO, J.; DENG, M.; LEE, S. S.; WANG, F.; LI, Z.; ZHAI, P.; LIU, H.; LV, W.; YAO, W.; and LI, X. Delaying precipitation and lightning by air pollution over the Pearl River Delta. Part I: Observational analyses, *J. Geophys. Res.-Atmos.*, 121, 6472-6488, 2016.

HAKLANDER, A. J.; DELDEN, A. V. Thunderstorms predictions and their forecast skill for The Netherlands. *Atmos. Res* 67-68, 273-299, 2003.

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

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

HOLLEY, S. M.; DORLING, S. R.; STEELE, C. J.; EAL, N. A climatology of convective available potential energy in Great Britain, *Int. J. Climatol.*, 34, 3811-3824, 2014.

HOUZE, R. A., 1993: *Cloud Dynamics*. Academic Press, p.573, 1993.

IGEL, M. R.; VAN DEN HEEVER, S. C. The relative influence of environmental characteristics on tropical deep convective morphology as observed by CloudSat, *J. Geophys. Res. Atmos.*, v. 120, p. 4304-4322, 2015.

INPE,I. INPE avalia prejuízos causados por raios, 2007. Acessado no dia 08 de Julho de 2020 em: <http://www.inpe.br/noticias/noticia.php?Cod_Noticia=936>

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

JOHNSON, R. H; MAPES, B. E. Mesoscale Processes and Severe Convective Weather. In: *SEvere Convective Storm*, C. A. DOSWELL III (Ed.), Amer. Meteor. Soc. Monograph, v.28, p.71-122, 2001.

KALTENBOCK, R.; DIENDORFER, G.; DOTZEK, N. Evaluation of thunderstorm indices from ECMWF analyses, lightning data and severe storm reports. *Atmos. Res.*, v. 93, p. 381-396, 2009.

- KREHBIEL, P. R.; BROOK, M.; LHERMITTE, R. L.; LENNON, C. L. Lightning charge structure in thunderstorms. In: RUHNKE, L. H.; LATHAM, J. (Eds). Proceedings in atmospheric electricity. Hampton: Deepak, p. 408-411, 1983.
- KUMJIAN, M. R.; KHAIN, A. P.; BENMOSHE, N.; ILOTOVIZ, E.; RYZHKOV, A. V.; PHILLIPS, V. T. J. The anatomy and physics of ZDR columns: Investigating a polarimetric radar signature with a spectral bin microphysical model. *J. Appl. Meteorol. And Climatol.* (in press), 2014.
- KUNZ, M. The skill of convective parameters and indices to predict isolated and severe thunderstorms. *Nat. Hazards Earth Syst Sci*, 7, p. 327-342, 2007.
- LANG, T. J.; RUTLEDGE, S. A. Relationships between convective storm kinematics, precipitation, and lightning, *Mon. Wea. Rev.*, 2002, v. 130, p. 2492, 2002.
- LARA, K. S.; NUNES, B. A.; GOMES, G. R.; CALVETTI, L. Condições atmosféricas de grande escala associadas a três eventos de tornados ocorridos no Estado do Rio Grande do Sul, Brasil. *Revista Brasileira de Geografia Física*, v.12, n.04, p.1310-1326, 2019.
- LEE, A. C. L. The limiting Accuracy of long Wavelength Lightning Flash location, *American Meteorological Society*, 6, p. 43-49, 1989.
- LENARD, P. Uber die elektrizitat der wasserlalle. *Annln Phys*, v. 46, 1892.
- LIU, N.; LIU, C.; CHEN, B.; Zipser, E. What are the favorable large-scale environments for the highest-flash-rate thunderstorms on earth? *J. Atmos. Sci.*, 77, p. 1583-1612, 2020.
- LIU, N.; LIU, C.; TISSOT, P. E. A Bayesian-like approach to describe the regional variation of high-flash rate thunderstorms from thermodynamic and kinematic environment variables. *J. Geophys. Res. Atmos.*, 124, 12 507-12 522, 2019.
- LOPEZ, L.; MARCOS, J. L.; SANCHEZ, J. L.; CASTRO, A.; FRAILE, R. CAPE values and hailstorms on northwestern Spain. *Atmos. Research*, v. 56, p. 147-160, 2001.
- MACGORMAN, D. R.; RUST, W. D. The electrical nature of storms. [s.l.] Oxford University Press, 1998.
- MACHADO, J. P.; CARDOSO, C. S.; QUADRO, M. F. L.; ALMEIDA, T. D.; COSTA, N. M.; RODRIGUES, G. L.; RODRIGUES, T. S.; PAULA, L. A. Análise Preliminar dos Índices

de Instabilidade a partir de Simulações Realizadas com modelo Weather Research and Forecasting (WRF) para o Sul do Brasil. Anuário do Instituto de Geociências- UFRJ, 40 (2), p. 153-162, 2017.

MACHADO, L. A. T.; ROSSOW, W. B. Structural radiative and characteristics of tropical cloud clusters. *Monthly Weather Review*, 121 (12), p. 3234-3260, 1993.

MACHADO, L. A. T., ROSSOW W. B., GUEDES R. L., WALKER A. W. Life cycle variations of mesoscale convective Systems over the Americas. *Monthly Weather Review*, 126, p. 1630-1654, 1998.

MARCELINO, I. P. V. O. Análise de episódios de tornado em Santa Catarina: caracterização sinótica e mineração de dados. Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto)-Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2003.

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

MARKOWSKI, P.; RICHARDSON, Y. On the classification of vertical wind shear as directional shear versus speed shear. *Wea. Forecasting*, 21, p. 242-247, 2006.

MARTINS, J. A.; BRAND, V. S.; CAPUCIM, M. N.; FELIX, R. R.; MARTINS, L. D. ; FREITAS, E. D.; GONÇALVES, F. L. T.; HALLAK, R.; SILVA DIAS, M. A. F.; CECIL, D., J. Climatology of destructive hailstorms in Brazil In *Atmospheric Research (Print)*, 184, p. 126-138, 2017.

MASON, J. The generation of electric charges and fields in thunderstorms. *Proceedings of the Royal Society of London A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, V. 415, n. 1849, p. 203-315, 1988.

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

MOLLER, A. R. Severe local storms forecasting. *Meteorological Monographs*, v. 28, n. 50, p. 433-480, 2001.

MORALES, C.A.; NEVES, J. R.; NEVES, E. J. R. ANSELMO, E. Sferics Timing and Ranging Network -STARNET: Evaluation over South America. Proceedings of the 14th International Conf. on Atmospheric Electricity - ICAE, Rio de Janeiro, Brazil, 2011.

MUKHOPADHYAY, P.; SANJAY, J.; SINGH., S. S. Objective forecast of thundery/non thundery days using conventional indices over three northeast Indian stations. *Mausam* 54 v. 04, p. 867-880, 2003.

MULHOLLAND, J. P.; NESBITT, S. W.; TRAPP, R. J.; RASMUSSEN, K. Convective Storm Life Cycle and Environments near the Sierras de Córdoba, Argentina. *Mon. Wea. rev.*, 146, p. 2541-2557, 2018.

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

NASCIMENTO, E. L.; FOSS, M.; FERREIRA, V.; BROOKS, H. An Updated and Expanded Climatology of Severe Weather Parameters for Subtropical South American as Derived from Upper Air Observations and CFSR-CFSv2 Data. In: Preprint, 28nd Conference on Severe Local Storms, p. 7-11, 2016.

OLIVEIRA, F. P.; OYAMA, M. D. Radiosounding-derived convective parameters for the Alcantara Launch Center. *Journal of Aerospace Technology and Management*. v. 2, p. 211-216, 2009.

OLIVEIRA. A. P.; SILVA DIAS, P. L. Aspectos observacionais da Brisa Marítima em São Paulo. in: Congresso Brasileiro de Meteorologia, 2, Pelotas, p. 129-145, 1982.

PEIXOTO, J. P; OORT, A. H. *Physics of Climate*. American Institute of Physics, p. 518, 1992.

PEPLER, R. A.; LAMB P. J. Tropospheric static stability and central North American growing season rainfall. *Mon Weather Rev* 117, p. 1156-1180, 1989.

PHILIPPOPOULOS, K.; KARVOUNIS, G.; DELIGIORGI, D. Climatological Assessment of Atmospheric Instability index for Southeastern Europe. XIX CBGA Congress, Thessaloniki, Greece, v. 99, p. 411-419, 2010.

- PIERCE, E. T. Some topics in atmospheric electricity. *Recent Advances in Atmospheric Electricity*, Pergamon, p. 5-16, 1958.
- PINTO Jr. A arte da guerra contra os raios. [S.l.]: Oficina de Textos, 2005.
- PREIN, F. A.; HOLLAND, G. J. Global Estimates of Damaging Hail Hazard Weather and Climate Extremes, 1, 10-23, 2018.
- RAMIS, C.; ROMERO, R.; HOMAR, V. The severe thunderstorms of 4 October 2007 in Mallorca: an observational study, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 9, p. 1237-1245, 2009.
- RASMUSSEN, E. N.; BLANCHARD, D. O. A baseline Climatology of Soundings Derived Supercell and Tornado Forecast Parameters. *Wea. Forecasting*, v.13, p. 1148-1164, 1998.
- REYNOLDS, S. E.; BROOK, M.; GOURLEY, M. F., Thunderstorm charge separation, *J. Meteor.*, vol. 14, p. 426, 1957.
- RIBEIRO, B. Z.; BOSART, L. F. Elevated Mixed Layers and Associated Severe thunderstorm Environments in South and North America. *Monthly Weather Review*, v. 146, n. 1, p. 3-28, 2018.
- RIBEIRO, B. Z. Climatologia sinótica das frentes quentes no Sudeste da America do Sul. *Dissertacao (mestrado)-INPE*, p. 134, 2014.
- RIEMANN-CAMPE, K.; FRAEDRICH, K.; and LUNKEIT, F. Global climatology of convective available potential energy (CAPE) and convective inhibition (CIN) in ERA-40 reanalysis, *Atmos. Res.*, 93, p. 534-545, 2009.
- RODRIGUES, O.; BECH, J. Tornadic environments in the Iberian Peninsula and the Balearic Islands based on ERA5 reanalysis. *Int J. Climatol.*, p. 1-21, 2020.
- ROMPS, D. M.; SEELEY, J. T, VOLLARO D, Molinari J. Projected increase in lightning strikes in the United States due to global warming. *Science* 346: 346: 851-854, 2014.
- ROSENFELD, D.; WOODLEY, W. L. Closing the 50-year circle: From cloud seeding to space and back to climate change through precipitation physics. *Cloud Systems, Hurricanes, and the Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM)*, *Meteor. Monogr.*, No. 51, Amer. Meteor. Soc., p. 59-80, 2003.

- SAHA, U.; SINGH, D.; KAMRA, A. K.; GALANAKI E.; MAITRA, A.; SINGH, R. P.; SINGH, A. K.; CHAKRABORTY, S.; SINGH, R. On the association of lightning activity and projected change in climate over the Indian sub-continent. *Atmos. Res.* 183, p. 173-190, 2017.
- SAHU, R. K.; DADICH, J.; TYAGI, B.; VISSA, N. K.; SINGH, J. Evaluating the impact change in threshold values of thermodynamic indices during pre-monsoon thunderstorms season over eastern India. *Nat. Hazards*, 102, p. 1541-1569, 2020.
- SAUNDERS, C. P.; KEITH, W. D.; MITZEVA, R. P. The effect of liquid water on thunderstorm charging, *J. Geophys. Res.* v. 96, p. 11007, 1991.
- SAUNDERS, C. P. R., BAX-NORMAN, H., AVILA, E. E., CASTELLANO, N. E. A laboratory study of the influence of ice crystal growth conditional on subsequent charge transfer in thunderstorm electrification, *Quar. J. Royal Meteor. Soc.*, v. 130, p. 1395, 2006.
- SCHULTZ, C. J.; W. A. Petersen, e Carey, L. D. Lightning and Severe Weather: A comparison between Total and Cloud-to-Ground Lighting Trends. *Wea. Forecasting*, v.26, p. 744-755, 2011.
- SILVA, C. C. S.; SOUZA, J. R. S.; ALMEIDA, A. C.; QUEIROZ, J. C. B.; POMPEU, M. M.; RIBEIRO, W. M. N., Previsão de raios através de índices termodinâmicas da atmosfera na região de Belém do Pará. *Revista Brasileira de Geografia Física*, v. 11, n. 4, 1186-1201, 2018.
- SILVA DIAS, M. A. F. Storms in Brasil. in: *Hazards and Disasters Series, Storms Volume II*, R. Pielke Sr. e R. Pielke Jr (Eds.), p. 207-219, 1999.
- SILVA DIAS, M. A. F. An Increase in the number of tornado reports in Brazil. *Weather climate and society*, v.3, p. 209-217, 2011.
- SILVA DIAS, M. A. F.; GRAMMELSBACHER, E. A possível ocorrência do tornado em São Paulo no dia 26 de Abril de 1991: Um estudo de caso. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v.6, p.513-522, 1991.
- SILVA DIAS, M. A. F. Sistemas de mesoescala e previsão de tempo a curto prazo. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 2, n. 1, p. 133-150, 1987.
- SOULA, S.; CHAUZY, S. Some aspects of the correlation between lightning and rain activities in thunderstorms, *Atmos. Res.*, v. 56, p. 355-373, 2000.

- SPERLING, V. B. Processos físicos e eletrônicos das tempestades de granizo na região Sul do Brasil. Tese (Doutorado em Meteorologia), INPE, p.180, 2018.
- STOLZ, D. C.; S. A. RUTLEDGE; And PIERCE, J. R. Simultaneous influences of thermodynamics and aerosols on deep convection and lightning in the Tropics, *J. Geophys. Res. Atmos.*, v.120, p. 6207-6231, 2015.
- STOLZ, S. R.; RUTLEDGE, J.; PIERCE, S.; VAN D. H. A global lightning parameterization based on statistical relationships between environmental factors, aerosols, and convective clouds in the TRMM climatology. *J. Geophys. Res. Atmospheres*, 122, p. 7461-7492, 2017.
- STOLZENBURG, M.; RUST, W. D., MARSHALL, T. C. Electrical structure in thunderstorms convective. *J. Geophys. Res.*, vol. 103, p. 14097-14108, 1998.
- SCHULTZ, P. A. Relationships of several stability indices to convective weather events in northeast Colorado, *Weather Forecast*, v. 4, 73-80, 1989.
- TAKAHASHI, T. Rimming electrification as a charge generation mechanism in thunderstorms. *J. Atmos. Sci.*, v.35, p.1536-1548, 1978.
- TASZAREK, M.; ALLEN, J.; PUCIK, T.; GROENEMEIJER, P.; CZERNECKI, B.; KOLENDOWICZ, K.; LAGOUVARDOS, K.; KOTRONI, V.; SCHULZ, W. A climatology of thunderstorms across Europe from a synthesis of multiple data sources. *J. Clim.*, v.32, p. 1813-1837, 2019.
- TASZAREK, M.; BROOKS, H. E.; CZERNECKI, B.; SZUSTER, P.; FORTUNIA, K. Climatological aspects of the convective parameters over Europe: a comparison of ERA-Interim and sounding data. *J. clim.*, v. 31, p. 4281-4307, 2018.
- TAJBAKHSH, S.; GHAFARIAN, P.; SAHRAIAN, F. Instability index and forecasting thunderstorms: the case of 30 April 2009. *nat Hazards Earth Syst Sci* 12: p. 1-11, 2012.
- TOMAZIELLO, A. C. N.; GANDU, A. W. Análise estatística de índices de instabilidade termodinâmica em São Paulo. In XV Congresso Brasileiro de Meteorologia, São Paulo, SP. Anais... Soc. Bras. Meteorologia, DVD, 2008.
- TYAGI, B.; KRISHNA, V. N.; SATYANARAYANA, A. N. V. Study of thermodynamic indices in forecasting pre-monsoon thunderstorms over Kolkata during STORM pilot phase 2006-2008. *Nat. Hazards*, 56, p. 681-698, 2011.

UCCELLINI, L. W.; JOHNSON, D. R. The coupling of upper and lower Troposphere, Amer. Meteor. Soc., Atlanta/EUA. tropospheric jet streaks and implications for the development of severe convective systems. *Mon. Wea. Rev.*, v. 107, p. 682-703, 1979.

VELASCO, I.; FRITSCH, J. M. Mesoscale Convective Complexes in the Americas. *J. Geophys. Res.*, v. 92, p. 9591-9613, 1987.

VERA, C.; BAEZ, J.; DOUGLAS, M.; EMMANUEL, C. B.; MARENGO, J.; MEITIN, J.; NICOLINI, M.; NOGUES-PAEGLE, J.; PAEGLE, J.; PENALBA, O.; SALIO, P.; SAULO, C.; SILVA DIAS, M. A. F.; SILVA DIAS, P.; ZIPSER, E. The South American Low-Level Jet Experiment. *Bulletin of the American Meteorological Society*, v. 87, p. 63-67, 2006.

VILA, D. A. Sistemas convectivos precipitantes de mesoescala sobre sudamérica: Ciclos de vida y circulación en gran escala asociada (rainy mesoscale convective systems over South America: Life cycle and the associated large scale environment). Buenos Aires, Argentina. Tese (Doutorado em Meteorologia), Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, p.132, 2004.

WAGNER, P. G.; TELFORD, J. W. Cloud dynamics and an electric charge separation mechanism in convective clouds, *J. Rech. Atmos.*, vol. 15, p. 97, 1981.

WEISMAN, M. L.; KLEMP, J. B. Characteristics of isolated convective Storm. In: *Mesoscale Meteorology and Forecasting*. Peter S. Ray (Ed.), Amer. Meteor. Soc., p. 331, 1986.

WILLIAMS, E.; MUSHTAK, V.; ROSENFELD, D.; GOODMAN, S.; BOCCIPPIO, D. Thermodynamic conditions favorable to superlative thunderstorm updraft, mixed phase microphysics and lightning flash rate, *Atmos. Res.*, vol. 76, p. 288, 2005.

WILLIAMS, E., RENNO, N. An analysis of the conditional instability of the tropical atmosphere. *Mon. Weather Rev.* 121, 21-36, 1993.

Williams, E.; BOLDI, B.; MATLIN, A.; WEBER, M.; HODANISH, S.; SHARP, D.; GOODMAN, S.; RAGHAVAN, R.; BUECHLER, D. The behavior of total lightning activity in severe florida thunderstorms. *Atmospheric Research*, v. 51, n. 3, p. 245-265, 1999.

WILLIAMS, E., The tripole structure of thunderstorms, *J. Geophys. Res.*, vol. 94, p.13151, 1989.

WU, X.; YUAN, T.; QIE, K.; LUO, J. Geographical distribution of extreme deep and intense convective storms on Earth. *Atmos. Res.*, 235, article 104789, 2020.

ZIPSER, E. J.; CECIL, D. J.; LIU, C.; NESBITT, S.W.; YOURTY, D. P. Where are the most intense thunderstorms on earth? *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, v. 87, p. 1057-1071, 2006.

APÊNDICE

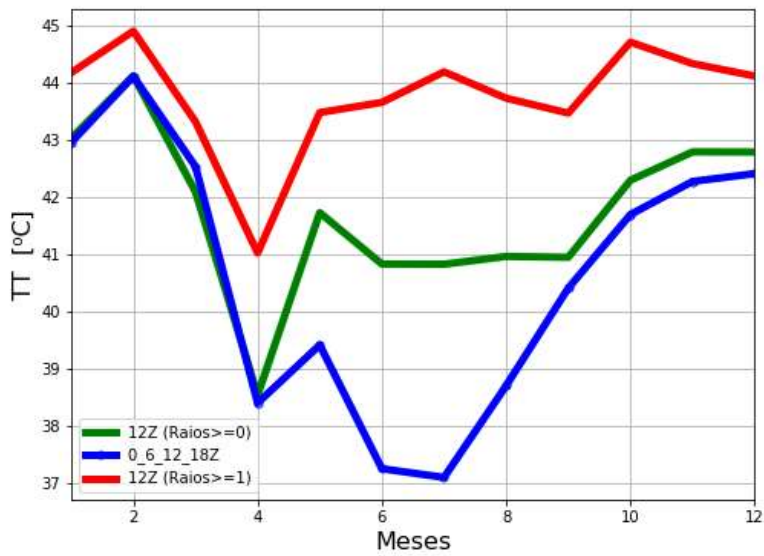


Figura 1: Distribuição mensal de TT na região Sul. A linha azul refere-se ao plot dos quatro tempos (0, 6, 12 e 18 UTC). Linha verde refere-se ao plot das 12 UTC. E a linha vermelha indica os dias com pelo menos um raio no tempo prévio de 12 UTC.

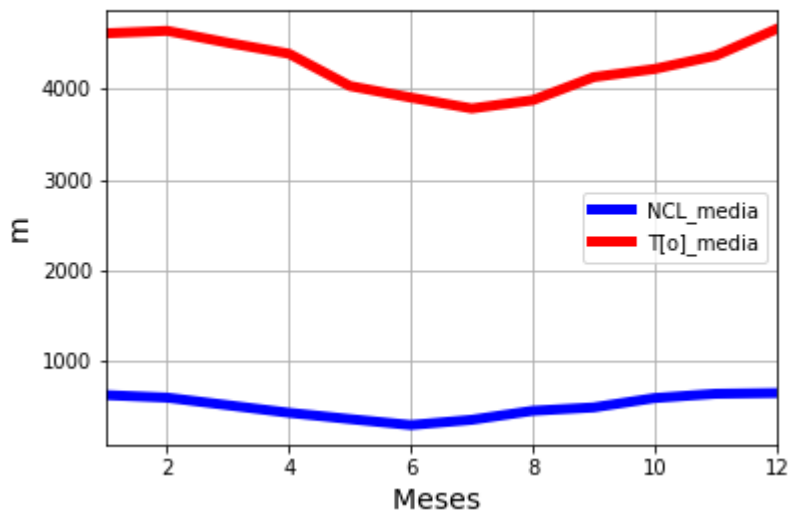


Figura 2: Distribuição mensal da altura de NCL (azul) e Isoterma de zero T [0C] (vermelho) na região Sul. Referente ao tempo prévio de 1200 UTC.

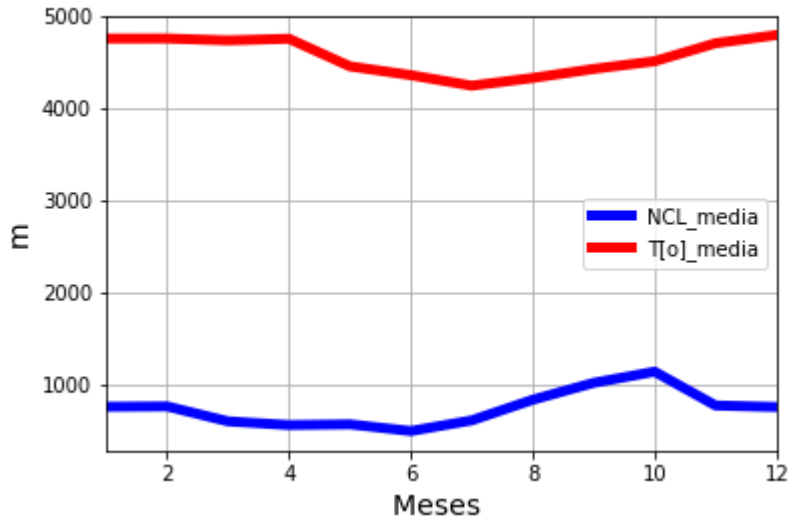


Figura 3: Distribuição mensal da altura de NCL (azul) e Isoterma de zero T [0C] (vermelho) na região Sudeste. Referente ao tempo prévio de 1200 UTC.

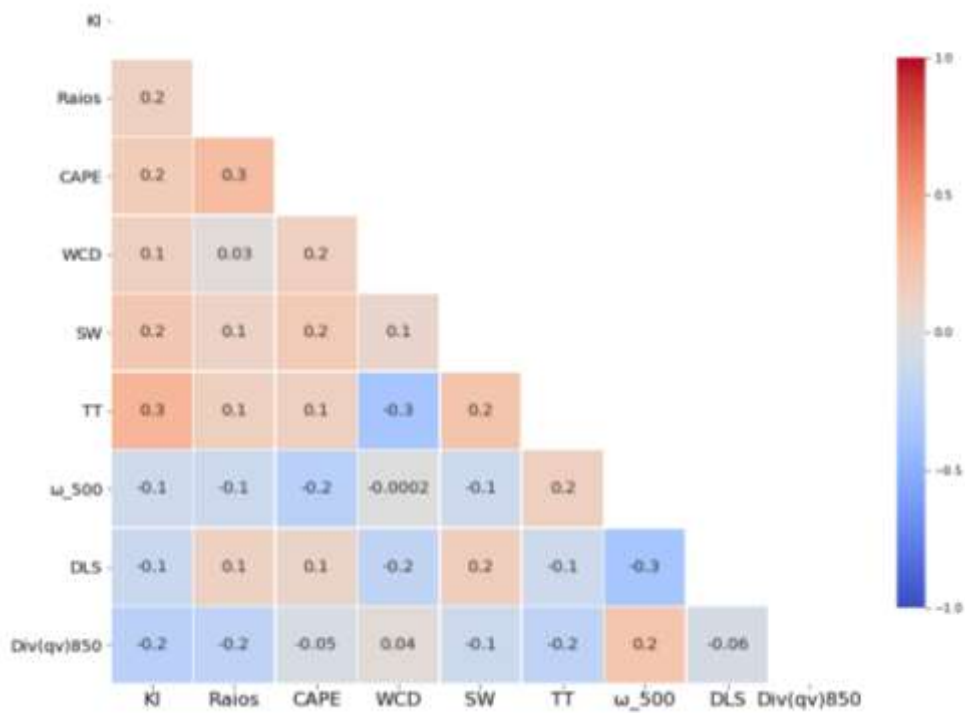


Figura 4: Matriz de correlação dos parâmetros atmosféricos dos dias com mais de 50 raios na região Sul.

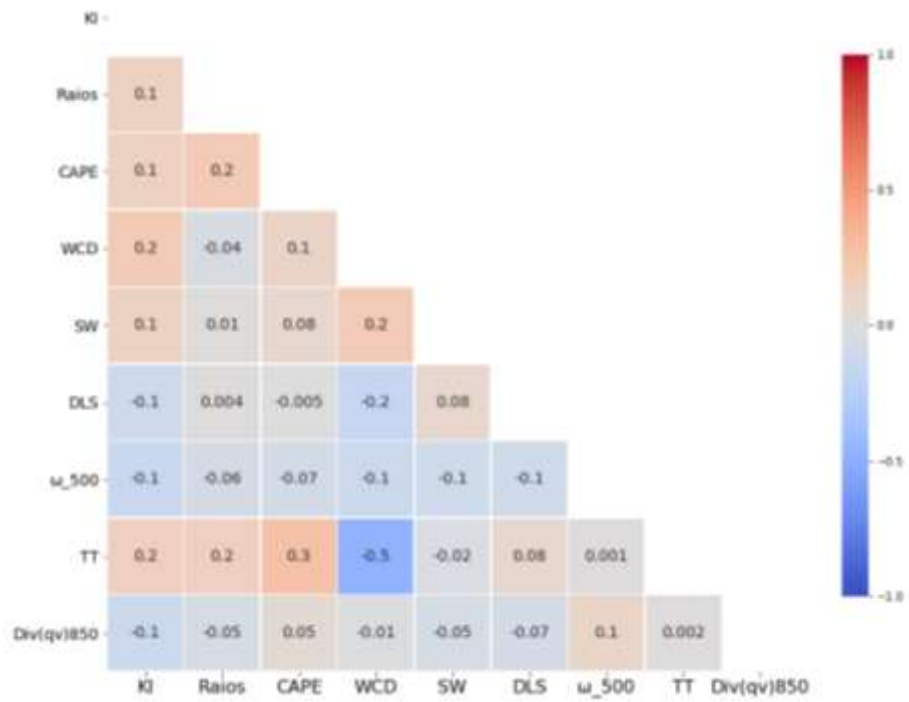


Figura 5: Matriz de correlação dos parâmetros atmosféricos dos dias com mais de 50 raios na região Sudeste.