



Universidade Federal do Rio de Janeiro  
Centro de Ciências Matemáticas e da Natureza  
Instituto de Geociências  
Programa de Pós-Graduação em Meteorologia

**ANÁLISE SINÓTICA E DE MESOESCALA DE  
VENTOS INTENSOS COM IMPACTO  
DESTRUTIVO EM LINHAS DE TRANSMISSÃO DE  
ENERGIA ELÉTRICA**

Raquel Mac-Cormick Franco

Orientador: Prof. Wallace Figueiredo Menezes

Coorientadora: Prof<sup>a</sup>. Fernanda Cerqueira Vasconcellos

## **Agradecimentos**

Agradeço primeiramente aos meus orientadores Wallace Figueiredo Menezes e Fernanda Cerqueira Vasconcellos a todos os ensinamentos e pela boa vontade, positividade e disposição de sempre. Foi um prazer imenso trabalhar com vocês! Sentirei saudades. Agradeço a Daniele Ornelas e Pedro Jourdan de FURNAS por terem cedido gentilmente os dados e informações.

Agradeço a Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ) por estes longos dez anos em que tive a honra de fazer parte de sua linda história e desejo força, sucesso e felicidades a todos que por ela ainda passarão.

Agradeço a minha família por toda base, apoio e força que me deu ao longo desses anos. Ao exemplo que cada um me deu: meu pai pelo incentivo à leitura e o senso de justiça, minha mãe pela coragem e atrevimento, meu irmão Leonardo por seu desprendimento, meu irmão Miguel pelo seu sentimento de empatia ao próximo. Ao meu namorado por estar do meu lado a mais de um terço da minha vida, fazendo meus dias mais felizes, sempre somando, me apoiando, evoluindo e me ajudando a evoluir também. Agradeço também aos amigos que a vida me deu, que são a família que escolhemos ter.

Agradeço a todos que me ajudaram de alguma forma: Ricardo Henrique, Vitor Miranda e Larissa de Freitas. Em especial a Judith Cardoso por me apresentar de forma tão gentil o SOM (ferramenta utilizada neste trabalho) e ao Geraldo Deniro pela ajuda e dicas computacionais de sempre. Ninguém vai a lugar nenhum sozinho nesta vida.

Agradeço ao Sistema Alerta Rio, pelo que tenho aprendido na meteorologia operacional, por me desafiar e por me apresentar e reapresentar pessoas tão especiais e excelentes profissionais.

Finalizo agradecendo a Deus/Natureza, que é essa inteligência, força, mistério por trás de nossa existência, por trás das leis do universo. Aos ensinamentos do evangelho de Jesus, que estão acima de qualquer denominação religiosa e ainda muito a frente do nosso tempo.

## RESUMO

Ventos intensos são a principal causa de queda de torres de linhas de transmissão de energia elétrica, podendo ser de origem sinótica ou convectiva. A proposta deste trabalho é reunir os acidentes ocorridos com torres de FURNAS (de 1980 a 2017) devido à ação dos ventos e investigar os padrões atmosféricos presentes. Para a identificação dos padrões sinóticos aplicou-se a ferramenta estatística *Self Organizing Map* (SOM) em variáveis meteorológicas (reanálise ERA5) de diferentes níveis da atmosfera. Para a análise de mesoescala foram utilizados dados de estações meteorológicas de superfície para identificar mesoaltas e sondagens para o cálculo de índices atmosféricos em dois casos específicos. Os resultados mostraram que a escala sinótica foi fundamental, pois mesmo não havendo contribuição direta na geração do vento, teve papel fundamental na convecção, principalmente na região Subtropical (ST), que abrange os municípios do Paraná. Ainda na região ST, todas as classificações indicavam um padrão de escoamento em 850 hPa semelhante aos Jato de Baixos Níveis (JBN). Na região Tropical Continental (TC), que abrange os municípios de Goiás e interior de Minas Gerais, na maioria dos casos um escoamento em altos níveis semelhante ao da Alta da Bolívia aparecia. Na região Tropical Litorânea (TL), que engloba os municípios no litoral de São Paulo, Rio de Janeiro e Espírito Santo, em três dos quatro padrões havia um sistema frontal associado. Os índices apontaram pouco cisalhamento vertical e forte instabilidade termodinâmica no caso da região TC, enquanto a região ST indicou acentuado cisalhamento e aquecimento devido à advecção. Quanto à sazonalidade, a maioria dos acidentes ocorreu na estação da primavera.

## ABSTRACT

Strong winds are the main cause of the topple of towers of electric power transmission lines, which can be of synoptic or convective origin. The purpose of this work is to gather the accidents that occurred with FURNAS towers (from 1980 to 2017) due to the action of the winds and to investigate the atmospheric patterns present. For the identification of synoptic patterns, the statistical tool Self Organizing Map (SOM) was applied to meteorological variables (ERA5 reanalysis) of different levels of the atmosphere. For the mesoscale analysis, data from surface meteorological stations were used to identify meso-highs and soundings for the calculation of atmospheric indices in two specific cases. The results showed that the synoptic scale was fundamental, because even though there was no direct contribution to wind generation, it played a fundamental role in convection, mainly in the Subtropical (ST) region, which covers the municipalities of Paraná. Still in the ST region, all classifications indicated a flow pattern at 850 hPa similar to the Low Level Jet. In the Tropical Continental region (TC), which encompasses the municipalities of Goiás and the interior of Minas Gerais, in most cases a runoff at high levels similar to that of Bolivian High appeared. In the Tropical Coastal Region (TL), which includes the municipalities on the coast of São Paulo, Rio de Janeiro and Espírito Santo, in three of the four patterns there was an associated frontal system. The indices showed little vertical shear and strong thermodynamic instability in the case of the TC region, while the ST region indicated marked shear and warming due to advection. As for seasonality, the majority of accidents occurred in the spring season.

## Sumário

1	INTRODUÇÃO .....	1
1.1	CONTEXTUALIZAÇÃO .....	1
1.2	MOTIVAÇÃO .....	1
1.3	OBJETIVOS .....	2
2	REVISÃO BIBLIOGRÁFICA .....	3
2.1	Ventos de origem sinótica .....	4
2.2	Ventos de origem convectiva .....	6
2.2.1	<i>Downbursts</i> com correntes descendentes mais intensas: Microexplosões .....	9
2.2.2	<i>Downbursts</i> com correntes descendentes mais brandas: Macroexplosões .....	12
2.2.3	Frente de Rajada .....	12
2.2.4	Tornado .....	14
2.3	Tipos e Estágios de uma Tempestade .....	16
2.4	Índices Atmosféricos .....	17
2.4.1	Energia Potencial Convectiva Disponível – CAPE .....	17
2.4.2	Inibição Convectiva – CINE .....	18
2.4.3	DCAPE .....	18
2.4.4	<i>Lapse Rate</i> – LR .....	19
2.4.5	Perfil Vertical de Temperatura Potencial Equivalente - $\Delta\theta E$ .....	19
2.4.6	Índice de Severidade de Microexplosões Úmidas – WMSI .....	20
2.4.7	Índice de Microexplosões Híbridas – HMI .....	21
2.4.8	Índice de Levantamento – IL .....	22
2.4.9	Índice K .....	23
2.4.10	Índice Total Totals– TT .....	23
2.4.11	Helicidade Relativa à Tempestade - HRT .....	24
2.4.12	Índice de Cisalhamento Vertical do Vento – BRNSH .....	25
2.5	Análise Estatística Multivariada .....	25
2.5.1	Redes Neurais Artificiais (RNA) .....	26
2.5.2	Mapas Auto-Organizados (SOM) .....	26
2.6	Trabalhos sobre eventos de ventos severos no Brasil .....	29
3	METODOLOGIA .....	33
3.1	Regiões brasileiras afetadas e regiões de interesse escolhidas .....	39
3.2	Uso de Reanálises - ERA5 .....	41

3.3	Análise Sinótica .....	42
3.3.1	Avaliando a qualidade dos agrupamentos .....	43
3.4	Análise de Mesoescala .....	45
4	RESULTADOS .....	47
4.1	ANÁLISE SINÓTICA .....	48
4.1.1	REGIÃO TROPICAL CONTINENTAL .....	48
4.1.1.1	Padrão 1 .....	48
4.1.1.2	Padrão 2 .....	50
4.1.1.3	Padrão 3 .....	52
4.1.1.4	Padrão 4 .....	54
4.1.1.5	Padrão 5 .....	56
4.1.1.6	Padrão 6 .....	58
4.1.1.7	DISCUSSÃO .....	60
4.1.2	REGIÃO TROPICAL LITORÂNEA .....	63
4.1.2.1	Padrão 1 .....	63
4.1.2.2	Padrão 2 .....	65
4.1.2.3	Padrão 3 .....	67
4.1.2.4	Padrão 4 .....	68
4.1.2.5	DISCUSSÃO .....	70
4.1.3	REGIÃO SUBTROPICAL .....	73
4.1.3.1	Padrão 1 .....	73
4.1.3.2	Padrão 2 .....	75
4.1.3.3	Padrão 3 .....	77
4.1.3.4	Padrão 4 .....	79
4.1.3.5	DISCUSSÃO .....	80
4.2	ANÁLISE DE MESOESCALA .....	83
4.2.1	Caso 1 – Região TC – Santa Helena de Goiás (GO) .....	85
4.2.2	Caso 2 – Região ST – Campina da Lagoa (PR) .....	90
4	CONCLUSÕES .....	95
6	REFERÊNCIAS .....	98

## LISTA DE FIGURAS

FIGURA 2.1. ESQUEMA ILUSTRANDO O VENTO GEOSTRÓFICO FLUINDO PARALELO AS ISÓBARAS APROXIMADAMENTE RETAS E O VENTO GRADIENTE SURGINDO QUANDO AS CURVAS NO MOVIMENTO INCLUEM A FORÇA CENTRÍFUGA. A FC SEMPRE APONTA PARA FORA DOS CENTROS DE PRESSÃO, A FGP APONTA PARA AS REGIÕES DE MENOR PRESSÃO E A FCO SEMPRE APONTA PARA A ESQUERDA DO MOVIMENTO (HS). NO ENTORNO DA ALTA PRESSÃO, O VENTO GRADIENTE É MAIOR QUE O VENTO GEOSTRÓFICO, ONDE A FGP É REFORÇADA PELA FC. NO ENTORNO DA BAIXA PRESSÃO, O VENTO GRADIENTE É MENOR QUE O VENTO GEOSTRÓFICO, POIS A FC VAI CONTRA A FGP. FONTE: <a href="http://fisica.ufpr.br/grimm/aosmeteo/cap7/cap7-5.html">HTTP://FISICA.UFPR.BR/GRIMM/AOSMETEO/CAP7/CAP7-5.HTML</a> .....	5
FIGURA 2.2. CORRENTE ASCENDENTE DA TEMPESTADE NA PRESENÇA DE CVV. FONTE: ADAPTADO DE KLEMP (1987).....	8
FIGURA 2.3. PERFIL CARACTERÍSTICO DE UMA MICROEXPLOSÃO SECA. FONTE: ADAPTADO DE CARACENA; HOLLE; DOWELL (1989).....	10
FIGURA 2.4. PERFIL CARACTERÍSTICO DE UMA MICROEXPLOSÃO ÚMIDA. FONTE: ADAPTADO DE CARACENA; HOLLE; DOWELL (1989).....	11
FIGURA 2.5. DIFERENTES ESCALAS DE ALTAS PRESSÕES E OS RESPECTIVOS FENÔMENOS QUE AS PRODUZEM. FONTE: ADAPTADO DE FUJITA, 1981.....	14
FIGURA 2.6. MODELO ESQUEMÁTICO DO CICLO DE VIDA DE UM TORNADO NÃO ORIGINADO DE SUPERCÉLULA. A LINHA REPRESENTA UMA ZONA DE CONVERGÊNCIA EM BAIXOS NÍVEIS. FONTE: WAKIMOTO E WILSON (1989).....	15
FIGURA 2.7. VARIAÇÃO DE $\theta_E$ COM A ALTURA NO PERÍODO DA TARDE, HORAS ANTES DE UMA MICROEXPLOSÃO ÚMIDA. FONTE: ADAPTADO DE ATKINS E WAKIMOTO (1991).....	20
FIGURA 2.8. TODOS OS NEURÔNIOS SENDO REPRESENTADOS POR VETORES DE PESOS SINÁPTICOS $m_i$ RECEBEM O MESMO DADO DE ENTRADA. OS DADOS DE ENTRADA SÃO REPRESENTADOS PELO VETOR $vn$ FONTE: ZUCHINI (2003).....	27
FIGURA 2.9. PROCESSO DE CORREÇÃO/MODIFICAÇÃO DO BMU E SEUS VIZINHOS EM DIREÇÃO À AMOSTRA DE ENTRADA X. AS LINHAS SÓLIDAS E PONTILHADAS CORRESPONDEM RESPECTIVAMENTE A SITUAÇÃO ANTERIOR E POSTERIOR AO PROCESSO DE CORREÇÃO. QUANTO MAIS PRÓXIMO UM NEURÔNIO SE ENCONTRA DO BMU, ISTO É, QUANTO MENOR A DISTÂNCIA $rc - ri$ , MAIOR É A ADAPTAÇÃO APLICADA AO NEURÔNIO. ADAPTADO DE VESANTO ET AL. (2000)....	29
FIGURA 3.1. MUNICÍPIOS ONDE OCORRERAM OS ACIDENTES (DESTACADOS EM VERMELHO) E ÁREAS ESCOLHIDAS PARA OS TESTES COM O SOM, ONDE A REGIÃO TC É ENVOLVIDA NA COR VERDE, A REGIÃO TL NA COR AZUL, A REGIÃO ST NA COR AMARELA E OS CASOS QUE NÃO FORAM INCLUÍDOS NO SOM, ESTÃO ENVOLVIDOS NA COR VERMELHA.....	41
FIGURA 3.2. ELEMENTOS ENVOLVIDOS NO CÁLCULO DO COEFICIENTE DE SILHOUETTE, ONDE A AMOSTRA N PERTENCE AO GRUPO A. O GRUPO B REPRESENTA O GRUPO MAIS PRÓXIMO DO GRUPO A DENTRE TODOS OS DEMAIS AGRUPAMENTOS. ADAPTADO DE ROUSSEEUW (1987).....	44
FIGURA 3.3. ESQUEMA DO PASSO A PASSO DA METODOLOGIA PROPOSTA NESTE TRABALHO.....	46
FIGURA 4.1. CAMPO DE PNMM (HPA) (A), DIREÇÃO E VELOCIDADE DO VENTO NO NÍVEL DE 850 HPA (NÓS) (B), DIREÇÃO E VELOCIDADE DO VENTO NO NÍVEL DE 200 HPA (NÓS) (C) E ALTURA GEOPOTENCIAL NO NÍVEL DE 500 HPA (METROS) (D) PARA O PADRÃO SINÓTICO 1 DA REGIÃO TC. ....	50
FIGURA 4.2. CAMPO DE PNMM (HPA) (A), DIREÇÃO E VELOCIDADE DO VENTO NO NÍVEL DE 850 HPA (NÓS) (B), DIREÇÃO E VELOCIDADE DO VENTO NO NÍVEL DE 200 HPA	

(NÓS) (C) E ALTURA GEOPOTENCIAL NO NÍVEL DE 500 HPA (METROS) (D) PARA O PADRÃO SINÓTICO 2 DA REGIÃO TC. ....	52
FIGURA 4.3. CAMPO DE PNMM (HPA) (A), DIREÇÃO E VELOCIDADE DO VENTO NO NÍVEL DE 850 HPA (NÓS) (B), DIREÇÃO E VELOCIDADE DO VENTO NO NÍVEL DE 200 HPA (NÓS) (C) E ALTURA GEOPOTENCIAL NO NÍVEL DE 500 HPA (METROS) (D) PARA O PADRÃO SINÓTICO 3 DA REGIÃO TC. ....	54
FIGURA 4.4. CAMPO DE PNMM (HPA) (A), DIREÇÃO E VELOCIDADE DO VENTO NO NÍVEL DE 850 HPA (NÓS) (B), DIREÇÃO E VELOCIDADE DO VENTO NO NÍVEL DE 200 HPA (NÓS) (C) E ALTURA GEOPOTENCIAL NO NÍVEL DE 500 HPA (METROS) (D) PARA O PADRÃO SINÓTICO 4 DA REGIÃO TC. ....	56
FIGURA 4.5. CAMPO DE PNMM (HPA) (A), DIREÇÃO E VELOCIDADE DO VENTO NO NÍVEL DE 850 HPA (NÓS) (B), DIREÇÃO E VELOCIDADE DO VENTO NO NÍVEL DE 200 HPA (NÓS) (C) E ALTURA GEOPOTENCIAL NO NÍVEL DE 500 HPA (METROS) (D) PARA O PADRÃO SINÓTICO 5 DA REGIÃO TC. ....	58
FIGURA 4.6. CAMPO DE PNMM (HPA) (A), DIREÇÃO E VELOCIDADE DO VENTO NO NÍVEL DE 850 HPA (NÓS) (B), DIREÇÃO E VELOCIDADE DO VENTO NO NÍVEL DE 200 HPA (NÓS) (C) E ALTURA GEOPOTENCIAL NO NÍVEL DE 500 HPA (METROS) (D) PARA O PADRÃO SINÓTICO 6 DA REGIÃO TC. ....	60
FIGURA 4.7. CAMPO DE PNMM (HPA) (A), DIREÇÃO E VELOCIDADE DO VENTO NO NÍVEL DE 850 HPA (NÓS) (B), DIREÇÃO E VELOCIDADE DO VENTO NO NÍVEL DE 200 HPA (NÓS) (C) E ALTURA GEOPOTENCIAL NO NÍVEL DE 500 HPA (METROS) (D) PARA O PADRÃO SINÓTICO 1 DA REGIÃO TL. ....	65
FIGURA 4.8. CAMPO DE PNMM (HPA) (A), DIREÇÃO E VELOCIDADE DO VENTO NO NÍVEL DE 850 HPA (NÓS) (B), DIREÇÃO E VELOCIDADE DO VENTO NO NÍVEL DE 200 HPA (NÓS) (C) E ALTURA GEOPOTENCIAL NO NÍVEL DE 500 HPA (METROS) (D) PARA O PADRÃO SINÓTICO 2 DA REGIÃO TL. ....	66
FIGURA 4.9. CAMPO DE PNMM (HPA) (A), DIREÇÃO E VELOCIDADE DO VENTO NO NÍVEL DE 850 HPA (NÓS) (B), DIREÇÃO E VELOCIDADE DO VENTO NO NÍVEL DE 200 HPA (NÓS) (C) E ALTURA GEOPOTENCIAL NO NÍVEL DE 500 HPA (METROS) (D) PARA O PADRÃO SINÓTICO 3 DA REGIÃO TL. ....	68
FIGURA 4.10. CAMPO DE PNMM (HPA) (A), DIREÇÃO E VELOCIDADE DO VENTO NO NÍVEL DE 850 HPA (NÓS) (B), DIREÇÃO E VELOCIDADE DO VENTO NO NÍVEL DE 200 HPA (NÓS) (C) E ALTURA GEOPOTENCIAL NO NÍVEL DE 500 HPA (METROS) (D) PARA O PADRÃO SINÓTICO 4 DA REGIÃO TL. ....	70
FIGURA 4.11. CAMPO DE PNMM (HPA) (A), DIREÇÃO E VELOCIDADE DO VENTO NO NÍVEL DE 850 HPA (NÓS) (B), DIREÇÃO E VELOCIDADE DO VENTO NO NÍVEL DE 200 HPA (NÓS) (C) E ALTURA GEOPOTENCIAL NO NÍVEL DE 500 HPA (METROS) (D) PARA O PADRÃO SINÓTICO 1 DA REGIÃO ST. ....	75
FIGURA 4.12. CAMPO DE PNMM (HPA) (A), DIREÇÃO E VELOCIDADE DO VENTO NO NÍVEL DE 850 HPA (NÓS) (B), DIREÇÃO E VELOCIDADE DO VENTO NO NÍVEL DE 200 HPA (NÓS) (C) E ALTURA GEOPOTENCIAL NO NÍVEL DE 500 HPA (METROS) (D) PARA O PADRÃO SINÓTICO 2 DA REGIÃO ST. ....	77
FIGURA 4.13. CAMPO DE PNMM (HPA) (A), DIREÇÃO E VELOCIDADE DO VENTO NO NÍVEL DE 850 HPA (NÓS) (B), DIREÇÃO E VELOCIDADE DO VENTO NO NÍVEL DE 200 HPA (NÓS) (C) E ALTURA GEOPOTENCIAL NO NÍVEL DE 500 HPA (METROS) (D) PARA O PADRÃO SINÓTICO 3 DA REGIÃO ST. ....	78
FIGURA 4.14. CAMPO DE PNMM (HPA) (A), DIREÇÃO E VELOCIDADE DO VENTO NO NÍVEL DE 850 HPA (NÓS) (B), DIREÇÃO E VELOCIDADE DO VENTO NO NÍVEL DE 200 HPA (NÓS) (C) E ALTURA GEOPOTENCIAL NO NÍVEL DE 500 HPA (METROS) (D) PARA O PADRÃO SINÓTICO 4 DA REGIÃO ST. ....	80
FIGURA 4.15. IMAGEM DE SATÉLITE INFRAVERMELHO REALÇADA (GOES) DE 22Z DO DIA 19/10/2016. ENVOLVIDO DE VERMELHO, O NÚCLEO DE CHUVA ISOLADO	



- ATUANDO NA CIDADE DO ACIDENTE (SANTA HELENA DE GOIÁS), E ENVOLVIDO DE AZUL, OUTRO NÚCLEO MAIS AO NORTE PRÓXIMO AO DISTRITO FEDERAL, ONDE SE NOTICIOU DANOS ASSOCIADOS AO VENTO. A COR AZUL ESCURA DOS NÚCLEOS INDICA TEMPERATURA DO TOPO DA NUVEM ENTRE  $-60^{\circ}\text{C}$  E  $-70^{\circ}\text{C}$ .....86
- FIGURA 4.16. SONDAGEM DO AEROPORTO DE BRASÍLIA DE 12Z DO DIA 19/10/2016, RELATIVO AO EVENTO OCORRIDO NO INÍCIO DA NOITE. ÁREA EM AZUL ESCURO – CINE; ÁREA EM VERMELHO – CAPE; ÁREA EM AZUL CLARO – ENERGIA DE INIBIÇÃO CONVECTIVA APÓS A PERDA DE EMPUXO. OBSERVAÇÃO: ESTAÇÃO LOCALIZADA NO PLANALTO CENTRAL, NUMA ALTITUDE DE APROXIMADAMENTE 1070 METROS. PRESSÃO AJUSTADA AO NÍVEL MÉDIO DO MAR DE 1018,4 HPA. ....87
- FIGURA 4.17. SONDAGEM DO AEROPORTO DE BRASÍLIA DE 12Z DO DIA 19/10/2016, COM A TEMPERATURA ALTERADA PARA A MÁXIMA DO DIA ( $36^{\circ}\text{C}$ ). ÁREA EM AZUL ESCURO – CINE; ÁREA EM VERMELHO – CAPE; ÁREA EM AZUL CLARO – ENERGIA DE INIBIÇÃO CONVECTIVA APÓS A PERDA DE EMPUXO. OBSERVAÇÃO: ESTAÇÃO LOCALIZADA NO PLANALTO CENTRAL, NUMA ALTITUDE DE APROXIMADAMENTE 1070 METROS. PRESSÃO AJUSTADA AO NÍVEL MÉDIO DO MAR DE 1018,4 HPA. ....88
- FIGURA 4.18. IMAGEM DE SATÉLITE INFRAVERMELHO REALÇADA (GOES) DE 20Z DO DIA 02/09/2014. ENVOLVIDO DE VERMELHO ESTÁ A REGIÃO ONDE SE ENCONTRA O MUNICÍPIO CAMPINA DA LAGOA. A COR ROSA INDICA TEMPERATURA DO TOPO DA NUVEM ENTRE  $-70^{\circ}\text{C}$  E  $-80^{\circ}\text{C}$ .....90
- FIGURA 4.19. SONDAGEM DO AEROPORTO DE FOZ DO IGUAÇU DE 12Z DO DIA 02/09/2014, RELATIVO AO EVENTO OCORRIDO NO FINAL DA TARDE. ÁREA EM AZUL ESCURO – CINE; ÁREA EM VERMELHO – CAPE; ÁREA EM AZUL CLARO – ENERGIA DE INIBIÇÃO CONVECTIVA APÓS A PERDA DE EMPUXO. ....92
- FIGURA 4.20. SONDAGEM DO AEROPORTO DE FOZ DO IGUAÇU DE 12Z DO DIA 02/09/2014, COM A TEMPERATURA ALTERADA PARA A MÁXIMA DO DIA ( $31,4^{\circ}\text{C}$ ). ÁREA EM AZUL ESCURO – CINE; ÁREA EM VERMELHO – CAPE; ÁREA EM AZUL CLARO – ENERGIA DE INIBIÇÃO CONVECTIVA APÓS A PERDA DE EMPUXO. ....93

## LISTA DE TABELAS

TABELA 2.1. MAGNITUDE DAS RAJADAS DE VENTO EM SUPERFÍCIE E OS VALORES CORRESPONDENTES DE WMSI.....	21
TABELA 3.1. DISTRIBUIÇÃO DOS ACIDENTES (70) POR REGIÕES DO BRASIL.....	39
TABELA 3.2. DISTRIBUIÇÃO DOS ACIDENTES (63) POR REGIÕES DE INTERESSE. ....	40
TABELA 4.1. DISTRIBUIÇÃO SAZONAL DOS ACIDENTES.....	47
TABELA 4.2. DISTRIBUIÇÃO DOS ACIDENTES (63) POR REGIÕES DE INTERESSE. ....	47
TABELA 4.3. CONFIGURAÇÃO FINAL DOS PARÂMETROS DE ENTRADA DO SOM PARA A REGIÃO TC.....	48
TABELA 4.4. VALORES DE CS ASSOCIADOS A CADA EVENTO NO PADRÃO 1 DA REGIÃO TC.....	49
TABELA 4.5. VALORES DE CS ASSOCIADOS A CADA EVENTO NO PADRÃO 2 DA REGIÃO TC.....	51
TABELA 4.6. VALORES DE CS ASSOCIADOS A CADA EVENTO NO PADRÃO 3 DA REGIÃO TC.....	53
TABELA 4.7. VALORES DE CS ASSOCIADOS A CADA EVENTO NO PADRÃO 4 DA REGIÃO TC.....	55
TABELA 4.8. VALORES DE CS ASSOCIADOS A CADA EVENTO NO PADRÃO 5 DA REGIÃO TC.....	57
TABELA 4.9. VALORES DE CS ASSOCIADOS A CADA EVENTO NO PADRÃO 6 DA REGIÃO TC.....	59
TABELA 4.10. CONFIGURAÇÃO FINAL DOS PARÂMETROS DE ENTRADA DO SOM PARA A REGIÃO TL.....	63
TABELA 4.11. VALORES DE CS ASSOCIADOS A CADA EVENTO NO PADRÃO 1 DA REGIÃO TL.....	64
TABELA 4.12. VALORES DE CS ASSOCIADOS A CADA EVENTO NO PADRÃO 2 DA REGIÃO TL.....	65
TABELA 4.13. VALORES DE CS ASSOCIADOS A CADA EVENTO NO PADRÃO 3 DA REGIÃO TL.....	67
TABELA 4.14. VALORES DE CS ASSOCIADOS A CADA EVENTO NO PADRÃO 4 DA REGIÃO TL.....	69
TABELA 4.15. CONFIGURAÇÃO FINAL DOS PARÂMETROS DE ENTRADA DO SOM PARA A REGIÃO ST.....	73
TABELA 4.16. VALORES DE CS ASSOCIADOS A CADA EVENTO NO PADRÃO 1 DA REGIÃO ST.....	73
TABELA 4.17. VALORES DE CS ASSOCIADOS A CADA EVENTO NO PADRÃO 2 DA REGIÃO ST.....	76
TABELA 4.18. VALORES DE CS ASSOCIADOS A CADA EVENTO NO PADRÃO 3 DA REGIÃO ST.....	77
TABELA 4.19. VALORES DE CS ASSOCIADOS A CADA EVENTO NO PADRÃO 4 DA REGIÃO ST.....	79
TABELA 4.20. NÚMERO DE ESTAÇÕES PRÓXIMAS AOS ACIDENTES, NÚMERO DE ESTAÇÕES QUE REGISTRARAM RAJADAS, NÚMERO DE CASOS COM CARACTERÍSTICA DE RAJADA DE ORIGEM SINÓTICA E NÚMERO DE CASOS COM CARACTERÍSTICA DE RAJADA DE ORIGEM CONVECTIVA.....	83
TABELA 4.21. LOCALIZAÇÃO DAS ESTAÇÕES METEOROLÓGICAS DE SUPERFÍCIE E DISTÂNCIAS EM RELAÇÃO AOS LOCAIS DOS ACIDENTES.....	84
TABELA 4.22. LOCALIZAÇÃO DAS ESTAÇÕES METEOROLÓGICAS DE ALTITUDE E DISTÂNCIAS EM RELAÇÃO AOS LOCAIS DOS ACIDENTES.....	85

## LISTA DE QUADROS

QUADRO 3.1 ACIDENTES COM TORRES DE LINHAS DE TRANSMISSÃO DE FURNAS DE 1980 A 2017. ....	33
QUADRO 4.1 CONTRIBUIÇÃO SINÓTICA E DE MESOESCALA PARA O VENTO NA REGIÃO TC.....	62
QUADRO 4.2 CONTRIBUIÇÃO SINÓTICA E DE MESOESCALA PARA O VENTO NA REGIÃO TL.....	72
QUADRO 4.3 CONTRIBUIÇÃO SINÓTICA E DE MESOESCALA PARA O VENTO NA REGIÃO ST.....	82
QUADRO 4.4 VALORES DOS ÍNDICES NO HORÁRIO DA OBSERVAÇÃO (12Z) E APÓS A TEMPERATURA DA SUPERFÍCIE SER ALTERADA PARA A MÁXIMA REGISTRADA NO DIA, PARA A REGIÃO TC. ALGUNS ÍNDICES NÃO SÃO ALTERADOS. ....	89
QUADRO 4.5 VALORES DOS ÍNDICES NO HORÁRIO DA OBSERVAÇÃO (12Z) E APÓS A TEMPERATURA DA SUPERFÍCIE SER ALTERADA PARA A MÁXIMA REGISTRADA NO DIA, PARA A REGIÃO ST. ALGUNS ÍNDICES NÃO SÃO ALTERADOS.....	94

## LISTA DE ABREVIATURAS

AB – Alta da Bolívia

BRAMS - *Brazilian developments on the Regional Atmospheric Modeling System*

BRNSH - Índice de Cisalhamento Vertical do Vento

CAPE - Energia Potencial Convectiva Disponível

CESP - Companhia Energética de São Paulo

CFSR - *Climate Forecast System Reanalysis*

CIGRÉ - Comitê Nacional Brasileiro de Produção e Transmissão de Energia Elétrica

CINE – Inibição Convectiva

CS - Coeficiente de *Silhouette*

CVV - Cisalhamento Vertical do Vento

DCAPE - Energia Potencial Disponível Para Correntes Descendentes

DNRV - Denominador do Número de Richardson Volumétrico

Fc - Força de Atrito

Fco - Força de Coriolis

FGP - Força do Gradiente de Pressão

GOES - *Geostationary Operational Environmental Satellite*

GrADS - *Grid Analysis and Display System*

HMI - Índice de Microexplosões Híbridas

HN – Hemisfério Norte

HRT - Helicidade Relativa à Tempestade

HS – Hemisfério Sul

IL - Índice de Levantamento

INMET – Instituto Nacional de Meteorologia

JBN - Jato de Baixos Níveis

K – Índice K

LFS – *Level of Free Sink*

LI – Linhas de Instabilidade

LR - *Lapse Rate*

MERRA2 - *Modern-Era Retrospective analysis for Research and Applications  
versão 2*

NASA – *National Aeronautics and Space Administration*

NCE - *Nível de Convecção Espontânea*

NCL – *Nível de Condensação por Levantamento*

NE – *Nível de Equilíbrio*

PNMM – *Pressão ao Nível Médio do Mar*

RAMS - *Regional Atmospheric Modeling System*

RAOB – *Rawinsonde Observation Program*

REDEMET - *Rede de Meteorologia do Comando da Aeronáutica*

RGE - *Rio Grande Energia*

S - *Subtropical*

SCM – *Sistema Convectivo de Mesoescala*

SOM - *Mapas Auto-Organizados*

TC – *Tropical Continental*

TL – *Tropical Litorânea*

TT - *Índice Total Totals*

TTK – *Índice TTK*

WMSI - *Índice de Severidade de Microexplosões Úmidas*

$\Delta\theta_E$  - *Perfil Vertical de Temperatura Potencial Equivalente*

# 1 INTRODUÇÃO

## 1.1 CONTEXTUALIZAÇÃO

Ventos fortes apresentam sérios perigos para a aviação, navegação, construção civil, agricultura, setor elétrico, entre outros, ocasionando diversos prejuízos financeiros, pessoas feridas e até mesmo óbitos. Estes ventos podem ser oriundos de tempestades convectivas de mesoescala (tornados e microexplosões, por exemplo) ou associadas ao gradiente de pressão horizontal em escala sinótica (sistemas frontais e ciclones extratropicais, por exemplo), sendo a maior parte de origem convectiva (e.g.: RECKZIEGEL, 2007; DURAÑONA; GUGGERI; ORTELI, 2016).

As perdas financeiras e de vidas são enormes. Calcula-se que o governo americano pagou mais de 87 bilhões de dólares por danos associados a ventos intensos, tornados e furacões, entre 1950 e 1997 (CHANGNON, 2003). Ainda nos Estados Unidos, entre 1980 e 2005 o número de mortes provocadas por tornados foi de 1388, pelas demais rajadas convectivas foi de 696, por rajadas não-convectivas, principalmente em consequência de ciclones extratropicais, foi de 612 e por ventos provenientes de furacões foi de 181 (ASHLEY; BLACK, 2008).

## 1.2 MOTIVAÇÃO

No Brasil, o setor elétrico é um dos mais afetados, sendo os ventos fortes responsáveis pela maioria dos acidentes com torres metálicas treliçadas, usadas nas linhas de transmissão de energia elétrica. Empresas como CESP (Companhia Energética de São Paulo), RGE (Rio Grande Energia), Eletrosul, Eletronorte, Furnas, entre outras, já registraram inúmeros acidentes (SINGH, 2009). Além do prejuízo financeiro para as empresas, também há transtornos para os consumidores após a interrupção do fornecimento de energia. Os ventos intensos ainda afetam a transmissão de energia em escalas menores, atingindo postes e a fiação das ruas no ambiente urbano, o que não será o foco deste estudo.

Por isso, torna-se importante a previsibilidade destes eventos, com o máximo de antecedência possível. Nascimento (2005) ordenou os níveis de previsão, onde o nível 1 é a parte de reconhecimento dos padrões atmosféricos, feita principalmente por análise de modelos atmosféricos com até 5 dias de antecedência. No nível 2, é feita a análise de parâmetros de tempo severo, principalmente através de sondagens, podendo ser feita poucas horas antes do evento. O nível 3 é chamado de previsão de curto prazo convectiva, através de radares e satélites meteorológicos, utilizado poucas horas antes do evento ou durante o evento.

Este trabalho dará enfoque em 70 acidentes que ocasionaram desligamento de linhas de transmissão de energia elétrica da empresa Eletrobras Furnas, após a queda de estruturas, associados a ventos intensos. Sabe-se que rajadas de vento são o principal motivo desses acidentes (cerca de 83%) sendo a maioria de origem convectiva (ORNELAS; JOURDAN; BELASSIANO, 2017). A área deste estudo abrange as regiões Centro-Oeste, Sudeste e Sul do Brasil, com acidentes nos estados de Goiás, Minas Gerais, Espírito Santo, Rio de Janeiro São Paulo e Paraná. Porém, ressalta-se que contando com instalações, geração e transmissão de energia, a empresa atua em todas as cinco regiões brasileiras.

Serão investigadas aqui as condições atmosféricas presentes nesses eventos, através de dados de estações meteorológicas, sondagens, e reanálises, com o objetivo de encontrar padrões e aperfeiçoar o conhecimento sobre a natureza desses fenômenos e, com isso, criar condições para a melhoria da previsibilidade desse tipo de evento. Portanto, será feita uma análise de padrões sinóticos (nível 1 de previsão) e de parâmetros de tempo severo (nível 2 de previsão), sendo este último menos amplo e restrito devido à ausência de dados e horários disponíveis.

### **1.3 OBJETIVOS**

As principais perguntas a serem respondidas neste trabalho são listadas abaixo.

a) Objetivo geral:

- Existem padrões sinóticos e de mesoescala comuns na ocorrência desses eventos de vento intenso pelo Brasil?

b) Objetivos específicos:

- Sendo rajadas predominantemente de origem convectiva, em que proporção ocorrem mais do que as de origem sinótica? E de que forma a sinótica serve de gatilho para as tempestades convectivas?

- Em que época do ano e em que região do país são mais frequentes e por quê?

- No geral, o que prevalece é a forçante dinâmica ou a termodinâmica? Como os índices atmosféricos se comportaram nesses eventos?

## 2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

Primeiramente, é importante definir o significado de rajada de vento. O termo rajada surge para definir a medida do vento máximo num determinado período de tempo ou um aumento rápido e repentino na intensidade do vento que dura pouco tempo. Ou seja, num intervalo de uma hora, o vento médio pode ser de 10 m/s, porém durante este período, uma rajada pode atingir valores maiores. Existem diversas definições e parametrizações diferentes para rajadas, o que não será discutido neste trabalho.

Nas normas brasileiras, os projetos para construção de torres de linhas de transmissão consideram apenas ações do vento de origem sinótica. Porém, num estudo realizado pelo CIGRÉ (2008) – Comitê Nacional Brasileiro de Produção e Transmissão de Energia Elétrica – foram colocadas recomendações específicas para ventos intensos de origem convectiva, como *downbursts* e tornados, nas normas de países como Austrália, Estados Unidos, Argentina, África do Sul e Canadá (CONCEIÇÃO; PFEIL; BATTISTA, 2015).

Esses dois tipos de vento forte geram diferentes efeitos nessas estruturas e têm suas explicações físicas descritas abaixo. Ainda neste capítulo, serão descritos os índices instabilidade e o método de estatística



multivariada utilizados neste trabalho. Em seguida, serão listadas também algumas pesquisas já realizadas sobre ventos intensos no Brasil.

## 2.1 Ventos de origem sinótica

Esse tipo de vento, no geral, está associada à passagem de sistemas frontais e ciclones extratropicais, tendo como principal característica pequenas variações na intensidade e direção da velocidade média, podendo durar por várias horas, ou até mesmo dias. O vento em grande escala é produzido pela chamada força do gradiente de pressão (FGP). A diferença de gradiente de pressão gera deslocamento de ar das áreas de maior pressão para áreas de menor pressão, originando os ventos, que podem ser modificados pelo movimento de rotação da Terra (força de Coriolis -  $F_{co}$ ), pelas eventuais curvas no movimento (força centrífuga -  $F_c$ ) e pela força de atrito gerada pelas diferentes rugosidades da superfície terrestre. Estas forças compõem a chamada equação do movimento (ou conservação de momentum), que tem a forma (HOLTON, 2004):

$$\frac{DU}{Dt} = -2\Omega \times U - \frac{1}{\rho} \nabla p + g + F_r \quad (2.1)$$

Onde  $\frac{DU}{Dt}$  é a aceleração;  $(-\frac{1}{\rho} \nabla p)$  é a FGP, que dá origem ao movimento do fluido atmosférico ( $\rho$  é densidade e  $p$  é pressão);  $(-2\Omega \times U)$  é a  $F_{co}$ , que atua desviando o movimento para a esquerda no Hemisfério Sul (HS) ou para a direita no Hemisfério Norte (HN), sendo nula no equador e máxima nos polos ( $\Omega$  é a velocidade angular de rotação da Terra e  $U$  é a velocidade relativa da parcela em relação à Terra);  $g$  é a gravidade, que é a soma das forças gravitacional e centrífuga; e  $F_r$  é a força de atrito.

A Equação 2.1 descreve as forças que atuam no movimento em diferentes escalas espaciais e temporais. Em escala sinótica, fazem-se aproximações, considerando apenas as forças mais relevantes para o movimento em grande escala, desprezando a força de atrito, por exemplo, que tem uma contribuição desprezível em relação às outras forças. Uma dessas

aproximações é a Geostrófica (vento Geostrófico), que considera apenas o balanço entre a FGP e a  $F_{co}$  e pode ser vista como uma boa aproximação do vento em latitudes médias e a partir de certa altitude, não sendo recomendável em regiões tropicais, onde a força de Coriolis é pequena e tem pouca contribuição para o movimento. Já a aproximação Gradiente (vento Gradiente) considera FGP,  $F_{co}$  e  $F_c$  (HOLTON, 2004). A Figura 2.1 ilustra bem os ventos geostrófico e gradiente fluindo entre os sistemas de baixa e alta pressão em grande escala.

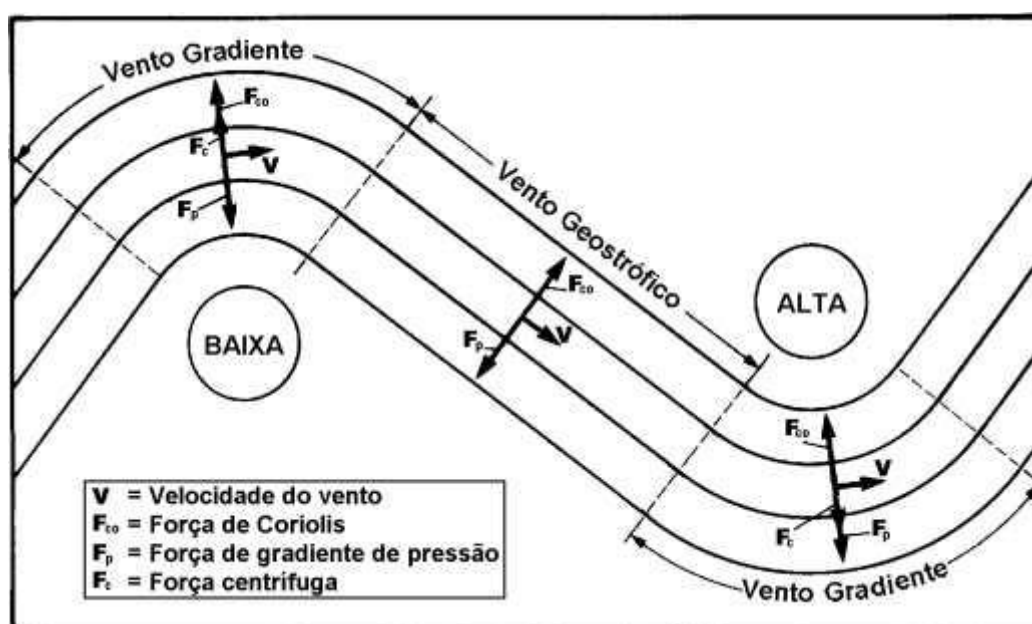


Figura 2.1. Esquema ilustrando o vento geostrófico fluindo paralelo as isóbaras aproximadamente retas e o vento gradiente surgindo quando as curvas no movimento incluem a força centrífuga. A  $F_c$  sempre aponta para fora dos centros de pressão, a FGP aponta para as regiões de menor pressão e a  $F_{co}$  sempre aponta para a esquerda do movimento (HS). No entorno da alta pressão, o vento gradiente é maior que o vento geostrófico, onde a FGP é reforçada pela  $F_c$ . No entorno da baixa pressão, o vento gradiente é menor que o vento geostrófico, pois a  $F_c$  vai contra a FGP. Fonte: <http://fisica.ufpr.br/grimm/aposmeteo/cap7/cap7-5.html>

As aproximações acima descrevem o movimento horizontal. Para os movimentos na vertical, em escala sinótica, as acelerações verticais são desprezíveis e a força do gradiente de pressão na vertical por unidade de

massa é balanceada pela aceleração da gravidade, dando origem à aproximação hidrostática (HOLTON, 2004):

$$\frac{dp}{dz} = -\rho g \quad (2.2)$$

Onde o termo à esquerda ( $\frac{dp}{dz}$ ) é a variação da pressão  $p$  com a altura  $z$ ,  $\rho$  é a densidade e  $g$  é a gravidade.

## 2.2 Ventos de origem convectiva

Em mesoescala, outra aproximação pode ser feita na equação do movimento para deslocamentos na horizontal: a aproximação ciclostrófica (vento ciclostrófico), que é a soma das FGP e  $F_c$ , pois a  $F_{co}$  é desprezada em relação à FGP. Este balanço só pode ocorrer em torno de baixas pressões com escala horizontal pequena, por exemplo: mesobaixas, tornados e redemoinhos (pequenos vórtices) (HOLTON, 2004).

Para movimentos na vertical, uma aproximação comum é a de Boussinesq, usada para descrever a convecção. Essa aproximação ignora as diferenças de densidade, exceto onde elas aparecem em termos multiplicados por  $g$ . A convecção é descrita como o transporte vertical de massa que ocorre na atmosfera, sendo uma das formas mais eficientes de transporte de calor (PEIXOTO e OORT, 1992). Os fenômenos de origem convectiva diferem-se dos de grande escala por serem não hidrostáticos, ou seja, não desprezam as acelerações na componente vertical da equação do movimento ( $\frac{dw}{dt}$ ). A componente vertical da equação do movimento em um sistema Boussinesq, sem considerar o atrito, com a inclusão de hidrometeoros é vista a seguir (MARKOWSKI; RICHARDSON, 2010):

$$\frac{dw}{dt} = -\frac{1}{\bar{\rho}} \frac{\partial p'}{\partial z} + g \left( \frac{T'_v}{\bar{T}_v} - \frac{c_v p'}{c_p \bar{p}} - wl - wi \right) \quad (2.3)$$

Onde  $w$  é a velocidade vertical,  $\bar{p}$  a pressão atmosférica média do ambiente,  $p'$  a perturbação da pressão atmosférica,  $\bar{\rho}$  a densidade média do ar,  $g$  a aceleração da gravidade,  $\bar{T}_v$  é a temperatura virtual média do ambiente,  $T'_v$  a perturbação da temperatura virtual (temperatura virtual é considerada a temperatura na qual o ar seco teria, sujeito a mesma temperatura e pressão que o ar úmido),  $c_v$  e  $c_p$  respectivamente os calores específicos do ar a volume e pressão constante,  $wl$  a razão de mistura de água líquida e  $wi$  a razão de mistura da fase gelo. O primeiro termo à direita da equação  $(-\frac{1}{\bar{\rho}} \frac{\partial p'}{\partial z})$  representa a aceleração devido ao gradiente vertical de perturbação da pressão e o termo  $g \left( \frac{T'_v}{\bar{T}_v} - \frac{c_v p'}{c_p \bar{p}} - wl - wi \right)$ , segundo à direita da equação, é chamado de flutuabilidade.

Decompondo o segundo termo à direita na Equação 2.3, surge o termo  $g \left( \frac{T'_v}{\bar{T}_v} \right)$ , que representa a flutuabilidade térmica, contribuindo negativamente quando a mudança de fase dos hidrometeoros (evaporação/sublimação/derretimento) absorve calor latente do ambiente e, conseqüentemente, provoca resfriamento. Se uma parcela de ar torna-se mais fria que o ar ao redor, também se torna mais densa e pesada, dando origem ao chamado empuxo negativo que contribui para o movimento descendente. A flutuabilidade térmica pode ser positiva também, gerando aceleração ascendente, quando ocorre a condensação por exemplo, em que calor latente é liberado para o ambiente. O termo  $g(-wl - wi)$  corresponde ao efeito de arrasto dos hidrometeoros e contribui sempre de forma negativa na flutuabilidade, de forma a acelerar o movimento descendente. O termo  $g \left( -\frac{c_v p'}{c_p \bar{p}} \right)$  representa a contribuição das perturbações de pressão na flutuabilidade, sendo praticamente desprezível na maioria dos casos. A flutuabilidade, portanto, é um mecanismo importante tanto para o desenvolvimento de uma tempestade convectiva como também na geração de correntes descendentes, que por sua vez contribuem nas rajadas convectivas em superfície.

Por outro lado, um cisalhamento vertical do vento (variação de intensidade do vento com a altura - CVV) moderado a forte produz vórtices horizontais, que ao interagirem com as correntes ascendentes, são inclinados na vertical. Assim, dois vórtices verticais se formam, um anticiclônico e outro ciclônico (KLEMP,1987), conforme é mostrado na Figura 2.2. Apesar do par de vórtices não atingirem um equilíbrio ciclostrófico exato, haverá uma queda de pressão induzida no centro de cada vórtice (BLUESTEIN, 2007). Logo, o termo  $(-\frac{1}{\rho} \frac{\partial p'}{\partial z})$  da Equação 2.3 se tornará importante, pois haverá um gradiente vertical da perturbação de pressão apontando para cima. Isto torna o CVV um ingrediente dinâmico importante para produção de convecção severa.

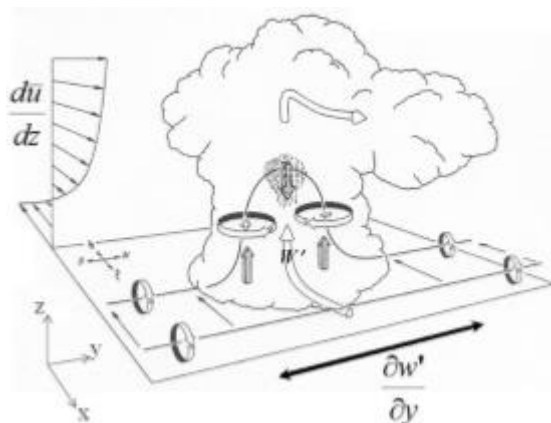


Figura 2.2. Corrente ascendente da tempestade na presença de CVV. Fonte: Adaptado de Klemm (1987).

O cisalhamento pode ser unidirecional com a altura ou pode haver um giro no vetor cisalhamento. Weisman e Klemm (1986) demonstraram que, em situações com cisalhamento unidirecional, há uma tendência de desenvolvimento de tempestades multicelulares sem região preferencial em relação à célula convectiva inicial. Por outro lado, se o perfil atmosférico apresenta giro suficiente do vetor cisalhamento com a altura (aproximadamente 90°), é mais favorável a formação de supercélulas.

Dentre os fenômenos que produzem ventos de origem convectiva serão citados aqui:

- a) O *downburst*, descrito por Fujita (1985) como uma coluna densa de ar frio que desce fortemente em direção ao solo, e que, ao colidir com a superfície induz a uma forte “explosão” de ventos divergentes.
- b) O tornado, que é um estreito vórtice turbulento em rotação na forma de funil e que, ao tocar o solo provoca rajadas altamente convergentes podendo atingir até 140 m/s (500 km/h): o fenômeno mais violento relacionado a vento na atmosfera (FUJITA, 1981; DAVIES-JONES; TRAPP; BLUESTEIN, 2001).
- c) A Frente de Rajada, que é a zona de interação entre o ar frio e denso da corrente descendente com o ar mais quente presente na superfície. Essa interação força o ar quente e mais úmido a se elevar sobre o ar frio e mais seco. Podem produzir fortes rajadas, pois geram forte turbulência e cisalhamento do vento tanto na horizontal como na vertical (FUJITA, 1963; CARACENA; HOLLE; DOWELL, 1989).

### **2.2.1 *Downbursts* com correntes descendentes mais intensas: Microexplosões**

As correntes descendentes ocorrem devido à flutuabilidade negativa. As mais perigosas são chamadas de microexplosões e são considerados *downbursts* de menor extensão e duração e maior intensidade. Possui menos de 4 km de diâmetro de atuação dos ventos em superfície, pico de intensidade dos ventos durando por volta de 2 a 5 min, e velocidade em superfície podendo alcançar até 75 m/s (270 km/h). As microexplosões podem produzir danos comparados ao de um tornado categoria F3 (FUJITA, 1981; FUJITA e WAKIMOTO, 1981; FUJITA, 1985).

As microexplosões podem ocorrer de diferentes formas, de acordo com o perfil de umidade do ambiente. Serão discutidas a seguir de acordo com a literatura as três formas possíveis de desenvolvimento deste fenômeno.

### a) Microexplosões Secas

Segundo Caracena; Holle; Dowell (1989), em ambientes muito secos, onde a convecção úmida é dificultada, as nuvens cúmulos podem se desenvolver com uma base bem alta, a aproximadamente 3km acima da superfície. Nas planícies altas dos EUA, a altura da base dessas nuvens fica em média no nível de 500 hPa (WAKIMOTO; BRINGI, 1988; WAKIMOTO, 1985). Abaixo dessa nuvem existe uma camada subsaturada. Quando os hidrometeoros precipitam neste ambiente seco, ocorre a mudança de fase (evaporação, derretimento ou sublimação) e o efeito de flutuabilidade negativa ajuda a acelerar a corrente descendente, como descrito acima. Esse tipo de microexplosão provoca pouca ou nenhuma chuva na superfície (Figura 2.3).



Figura 2.3. Perfil característico de uma microexplosão seca. Fonte: Adaptado de Caracena; Holle; Dowell (1989).

### b) Microexplosões Úmidas

Neste caso, as nuvens cúmulos possuem uma base baixa e grande desenvolvimento vertical e ocorrem em ambientes profundamente saturados, com um nível de condensação por volta de 850 hPa (CARACENA; HOLLE; DOWELL, 1989; ATKINS; WAKIMOTO, 1991). Outra característica é uma camada de ar seco em médios níveis e uma forte corrente ascendente. Esta corrente ascendente ajuda a levantar o núcleo de precipitação dentro da

tempestade convectiva para a camada de ar seco de nível médio, favorecendo assim, o entranhamento de ar seco na nuvem. Novamente ocorre o efeito de resfriamento pela mudança de fase dos hidrometeoros, contribuindo de forma negativa na fluabilidade. A corrente ascendente também ajuda a produzir gotas de chuva maiores e em grande quantidade, além de granizo, o que aumenta o efeito do carregamento da precipitação, contribuindo na aceleração das correntes descendentes. Portanto, essas rajadas vêm acompanhadas de forte precipitação em superfície (Figura 2.4).



Figura 2.4. Perfil característico de uma microexplosão úmida. Fonte: Adaptado de Caracena; Holle; Dowell (1989).

### c) Microexplosões Híbridas

Caracena; Holle; Dowell (1989) também observaram, ao longo da costa do Golfo do México, nos EUA, situações onde surgem padrões intermediários entre as microexplosões secas e úmidas: uma camada seca de ar com profundidade de aproximadamente 1500 m, coberta por uma outra saturada, entre 1500 m e 4600 m, seguida de uma camada seca acima de 4600 m. Assim, é possível tanto o entranhamento de ar seco em médios níveis, quanto a mudança de fase na camada abaixo da nuvem, acelerando a corrente descendente. Possuem umidade suficiente para produzir chuvas fortes e uma camada seca em médios níveis mais elevada em relação às microexplosões úmidas.



### **2.2.2 *Downbursts* com correntes descendentes mais brandas: Macroexplosões**

Rajadas convectivas podem ocorrer mesmo quando as correntes descendentes são menos intensas (WAKIMOTO, 2001). Neste caso, além da forçante termodinâmica citada anteriormente, um escoamento horizontal em baixos e médios níveis que acompanha a tempestade pode interagir com a corrente descendente gerando um transporte vertical de momento para baixo e produzindo fortes rajadas de vento em superfície (WEISMAN, 1993).

Este escoamento pode ser induzido pela própria convecção, quando o aquecimento por liberação de calor latente (condensação, por exemplo) observado no setor convectivo provoca uma perturbação de pressão negativa, na média-baixa troposfera. Chamada de mesociclone, ela produz uma aceleração horizontal orientada da retaguarda para a dianteira da tempestade, podendo atingir mais de 40 m/s (144km/h). Este escoamento é o mais comum em Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCMs) do tipo Linha de Instabilidade (LI) [WEISMAN, 1993; WEISMAN, 2001]. Além disso, correntes descendentes podem se originar de quedas de pressão junto ao mesociclone de baixos níveis associado às supercélulas de tempestade (KLEMP e ROTUNNO, 1983).

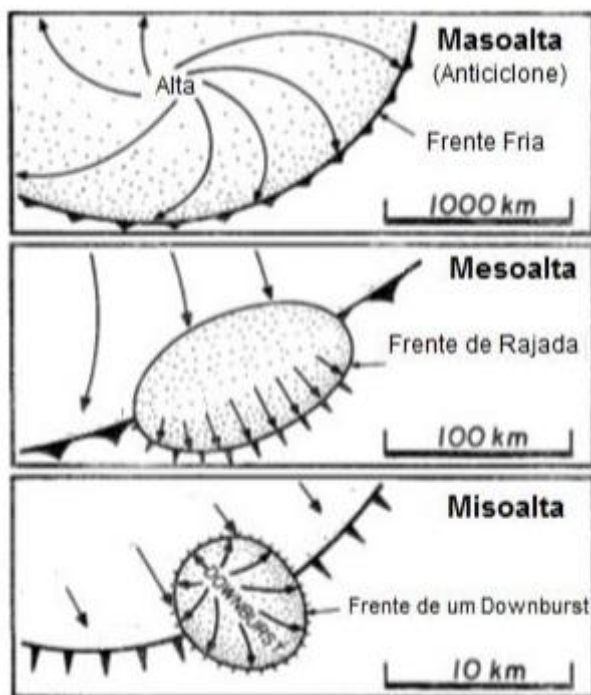
Esses *downbursts* têm diâmetro maior que 4 km em superfície e picos de velocidade do vento que duram de 5 a 20 minutos, com rajadas que chegam a 60 m/s (216 km/h) (FUJITA, 1985). Por atingirem uma área maior, são mais fáceis de serem detectados por uma rede de estações meteorológicas.

### **2.2.3 Frente de Rajada**

A frente de rajada é formada ao longo das bordas dianteiras de grandes cúpulas de ar resfriado e pode ser grande suficiente para formar áreas de alta pressão de mesoescala (mesoaltas) na superfície (FUJITA, 1963; CARACENA; HOLLE; DOWELL, 1989). Nas bordas dessa cúpula de ar frio e mais denso, o gradiente de pressão horizontal na superfície empurra o ar mais frio (maior pressão) na direção do ar mais quente (menor pressão) ao redor (BLUESTEIN,

2013). A zona de interação entre o ar frio, que se propaga horizontalmente derivado da corrente descendente, e o ar mais quente na dianteira é chamada de frente de rajada, e pode servir de gatilho para a formação de novas células de tempestade, pois o ar quente e mais úmido é forçado a se elevar sobre o ar frio e mais seco, semelhante ao que ocorre numa frente fria. Essa zona é facilmente identificada pela queda de temperatura, aumento de pressão atmosférica, rajadas e cisalhamento do vento, e é um sinal que precede as chuvas das tempestades (FUJITA, 1963; CARACENA; HOLLE; DOWELL, 1989). Quando células convectivas de uma mesma linha de tempestades produzem fortes correntes descendentes, estes *downbursts* tendem a coalescer e a formar uma intensa frente de rajada, conhecida como *derecho* (JOHNS E HIRT, 1987).

Fujita (1981) mostrou a diferença da escala de cada fenômeno. A Figura 2.5 é um exemplo de frente de rajada que se originou de uma frente fria. Fujita demonstrou a diferença de escala (horizontal e temporal) das altas pressões associadas a cada fenômeno. O anticiclone (duração de dias ou semanas) está associado à frente fria e pertence a escala sinótica. A mesoalta (duração de 3-18 horas) pode estar associada à frente de rajada ou a um *downburst*. A mesoalta (duração de 15-20 minutos em média) é geralmente associada à *downbursts* menores (microexplosões).



*Figura 2.5.* Diferentes escalas de altas pressões e os respectivos fenômenos que as produzem.  
 Fonte: Adaptado de Fujita, 1981.

## 2.2.4 Tornado

Apresentam-se como uma estreita coluna de ar em acentuada rotação, com diâmetro médio de 100 m, que se estende desde o interior de uma nuvem Cb até tocar a superfície (DAVIES-JONES; TRAPP; BLUESTEIN, 2001). Necessitam de um forte cisalhamento vertical, giro do vetor cisalhamento com a altura e apresentam diminuição da altura do nível de condensação por levantamento (NCL) do ambiente (BROOKS; LEE; CRAVEN, 2003).

Para Davies-Jones; Trapp; Bluestein (2001), os tornados podem ser de dois tipos:

- a) Tipo 1: são os mais violentos, extensos e duradouros e se originam de supercélulas. Surgem a partir da inclinação e estiramento da vorticidade horizontal, gerada pelo CVV e pelas correntes ascendentes da tempestade, que originam os mesociclones. Formam-se na região de transição entre a corrente ascendente da

tempestade e a chamada corrente descendente de retaguarda. Markowski *et. al.* (2002) mostrou que quando essa corrente descendente da retaguarda ocorre em ambientes com NCL baixo, onde a camada abaixo da nuvem é muito rasa e úmida, os efeitos de evaporação são amenizados. Sendo assim, suas parcelas de ar sofrerão menos resfriamento evaporativo o que aumenta a chance de manterem flutuabilidade positiva até o momento de serem “ingeridas” pela corrente ascendente. Neste caso, o papel da corrente ascendente em estirar os vórtices é facilitado. Ou seja, ambientes com fortes correntes descendentes apresentando ar frio e seco, com flutuabilidade negativa, não são tão favoráveis à formação de tornados.

- b) Tipo 2: são menores, mais fracos e de mais curta duração. Bluestein (1985) foi o primeiro a utilizar o termo *landspout* (tromba terrestre) para descrever um tornado com características de desenvolvimento semelhantes a uma tromba d’água e que não se originam de supercélulas. Na maioria das vezes ocorrem em ambientes secos, com nuvens de base alta e intensa instabilidade em baixos níveis. Formam-se ao longo de uma linha de rápido crescimento de nuvens cúmulos, numa fronteira de convergência em baixos níveis (WAKIMOTO e WILSON, 1989; WILSON,1986; BRADY e SZOKE, 1989). A Figura 2.6 mostra o mecanismo de formação de tornados não originados de supercélulas.

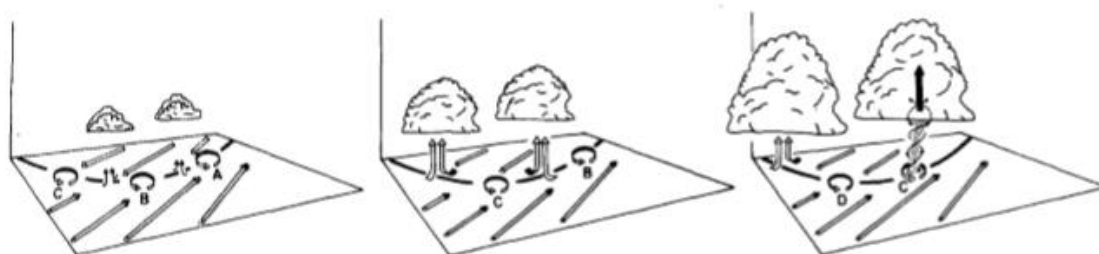


Figura 2.6. Modelo esquemático do ciclo de vida de um tornado não originado de supercélula. A linha representa uma zona de convergência em baixos níveis. Fonte: Wakimoto e Wilson (1989).

## 2.3 Tipos e Estágios de uma Tempestade

Uma tempestade tem basicamente três estágios ou fases: desenvolvimento, maduro e dissipação. No estágio de desenvolvimento, o movimento é predominantemente ascendente. No estágio maduro, a nuvem já atinge um desenvolvimento vertical significativo, onde ocorre chuva, granizo e raios, e no interior da tempestade há movimentos ascendentes e descendentes. Na fase de dissipação, as correntes descendentes são predominantes, inibindo o movimento ascendente e diminuindo a intensidade da chuva gradativamente até que a tempestade se dissipe.(BYERS E BRAHAM, 1949).

As nuvens de tempestade podem se desenvolver isoladas (células individuais), com duração média de menos de uma hora. Também podem ocorrer de forma organizada, por uma linha (Linhas de Instabilidade - LI) ou aglomerado de células (Sistemas Convectivos de Mesoescala - SCM), chamadas tempestades multicelulares. Um caso mais particular é chamada de supercélula, que se diferenciam das anteriores pela presença de rotação e um movimento ascendente mais intenso. As tempestades multicelulares e supercélulas podem durar várias horas devido ao fato de que, nesses dois tipos de tempestades, as correntes ascendentes e descendentes ocorrem em flancos diferentes, se retroalimentando. Num ambiente com cisalhamento vertical unidirecional, a tendência é de desenvolvimento de multicélulas, sem uma região preferencial em relação a célula inicial. Quando há giro do vetor cisalhamento com a altura, a tendência é de desenvolvimento de supercélulas (WEISMAN E KLEMP, 1982; 1986).

## 2.4 Índices Atmosféricos

Neste capítulo serão descritos os índices atmosféricos utilizados neste trabalho como parâmetros de tempo severo. Estes se encaixam no nível 2 das fases de previsão.

### 2.4.1 Energia Potencial Convectiva Disponível – CAPE

A CAPE é obtida pela fórmula (HOUZE,1993):

$$CAPE = g \int_{NCE}^{NE} \frac{\theta_V(Z) - \bar{\theta}_V(Z)}{\bar{\theta}_V(Z)} dZ \quad (2.4)$$

Onde NCE é o nível de convecção espontânea e o NE é o nível de equilíbrio ou nível de perda de empuxo da parcela,  $\theta_V$  é a temperatura potencial virtual da parcela de ar e  $\bar{\theta}_V$  é a temperatura potencial virtual do ambiente, o termo g é a aceleração da gravidade. A temperatura virtual é considerada a temperatura na qual o ar seco teria, sujeito a mesma temperatura e pressão que o ar úmido, sendo  $\theta_V$  o valor da temperatura virtual quando trazida adiabaticamente ao nível de 1000 hPa.

Quanto maior a diferença de temperatura entre a parcela de ar ascendente e o ambiente, maior será a CAPE, indicando empuxo positivo e um ambiente com potencial para gerar intensas acelerações ascendentes, o que é crucial para formação de tempestades convectivas severas. Este índice também pode apresentar valores significativos num ambiente com baixo NCE e alto NCL, o que não significa necessariamente uma condição de forte aceleração na vertical. Por isso, além de verificar o valor absoluto, é importante observar também a largura da área positiva da CAPE num diagrama termodinâmico. Valores de CAPE entre 1000 e 2500 J/kg são considerados altos; valores acima de 2500 J/kg indicam instabilidade acentuada, e acima de 4000 J/kg indicam instabilidade extrema (NASCIMENTO, 2005).

### 2.4.2 Inibição Convectiva – CINE

A fórmula da CINE segue os mesmos termos da Equação 2.4, da CAPE, porém com o limite inferior de integração sendo a superfície e o limite superior sendo o NCE. A CINE representa o trabalho necessário para se elevar uma parcela de ar da superfície até seu NCE (HOUZE, 1993).

$$CINE = g \int_{Z_{sup}}^{NCE} \frac{\theta_V(Z) - \bar{\theta}_V(Z)}{\bar{\theta}_V(Z)} dZ \quad (2.5)$$

Em situações com altos valores de CINE, a atmosfera pode acumular energia positiva por aquecimento diurno da superfície local por um período de tempo maior, para que esta seja liberada em momento futuro, podendo dar origem a tempestades convectivas mais intensas. Com valores baixos de CINE, a convecção tende a ocorrer de forma mais rápida, consumindo assim a CAPE e diminuindo as chances de que valores mais significativos de instabilidade sejam atingidos. Valores típicos de CINE entre 0 J/kg e -50 J/kg indicam pouca ou nenhuma inibição convectiva. Valores abaixo de -100 J/kg são considerados altos (NASCIMENTO, 2005).

### 2.4.3 DCAPE

Representa a energia potencial disponível para correntes descendentes (EMANUEL, 1994; GILMORE e WICKER, 1998; NASCIMENTO, 2005):

$$DCAPE = g \int_{SUP}^Z \frac{\bar{\theta}_V(Z) - \theta_V(Z)}{\bar{\theta}_V(Z)} dZ \quad (2.6)$$

Neste caso SUP é a superfície (Z=0) e Z é o nível de subsidência livre (este é o nível em que uma parcela de ar descendente torna-se mais fria do que o seu entorno) ou *Level of Free Sink* (LFS), geralmente marcado onde a parcela de ar atinge a menor temperatura potencial do bulbo úmido ( $\theta_w$ ).

Quanto maior a DCAPE maior o potencial para ocorrência de correntes descendentes intensas, pois o entranhamento de ar seco em níveis médios (entre 850 hPa e 500 hPa) provoca o processo de resfriamento do ar (evaporação/sublimação), minimizando os valores de  $\theta_w$  e maximizando os valores de DCAPE. Valores são significativos a partir de 800 J/kg (Kuchera e Parker, 2006) e acima de 1000 J/kg são considerados muito altos (Nascimento, 2005).

Esse cálculo considera que a parcela de ar continua saturada até atingir a superfície, conservando sua  $\theta_w$ . Isso descarta os efeitos de aquecimento adiabático para as parcelas subsaturadas e o entranhamento de ar ambiente, o que reduziria a aceleração descendente.

#### **2.4.4 Lapse Rate – LR**

LR é a taxa de queda da temperatura ambiental com a altura em uma determinada camada, sendo um importante indicador de instabilidade atmosférica (Houze,1993). Para este estudo, será utilizada a LR para níveis médios (entre 500 hPa e 700 hPa), que é muito útil na meteorologia. Uma LR alta indica uma área de CAPE “larga” no diagrama termodinâmico, ou seja, um bom índice para ser utilizado em conjunto com a CAPE. Valores entre 6°C/Km e 9,5°C/Km indicam instabilidade condicional, e maiores que 9,5°C/Km indicam ambientes absolutamente instáveis.

#### **2.4.5 Perfil Vertical de Temperatura Potencial Equivalente - $\Delta\theta_E$**

Atkins e Wakimoto (1991) observaram *downbursts* úmidos no sudeste dos Estados Unidos e identificaram, através de sondagens, que havia um comportamento típico da  $\theta_E$ . Notaram que horas antes de um *downburst* úmido ocorrer, a diferença de  $\theta_E$  entre a superfície e níveis médios era de no mínimo 20 K (Figura 2.7).



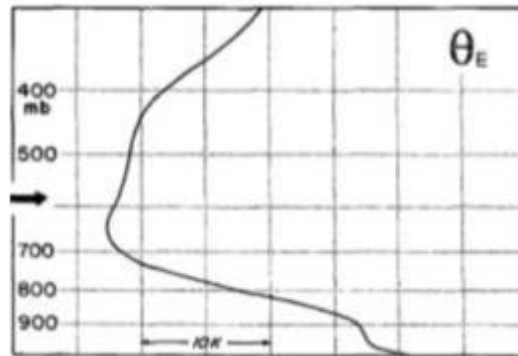


Figura 2.7. Variação de  $\theta_E$  com a altura no período da tarde, horas antes de uma microexplosão úmida. Fonte: adaptado de Atkins e Wakimoto (1991).

A temperatura equivalente é a temperatura que uma amostra teria se toda sua umidade fosse condensada por um processo pseudo-adiabático, e esta amostra então trazida adiabaticamente seca a sua pressão original. A  $\theta_E$  é o valor da temperatura equivalente conduzida ao nível de 1000 hPa. Portanto,  $\theta_E$  depende fortemente da umidade, no geral com valores baixos indicando uma camada seca (se havia pouca umidade, menos vapor foi condensado e menos calor latente foi liberado, portanto a parcela teria uma temperatura mais baixa), e valores altos indicando maior conteúdo de umidade na camada (tendo umidade em abundância, mais vapor foi condensado e mais calor latente foi liberado, portanto a parcela teria uma temperatura mais alta). Essa grande diferença na  $\theta_E$  indica assim uma camada bem úmida em baixos níveis e uma camada com grande grau de subsaturação acima dela.

#### 2.4.6 Índice de Severidade de Microexplosões Úmidas – WMSI

O índice WMSI foi proposto por Pryor e Ellrod (2004), com objetivo de ajudar na previsão de microexplosões úmidas utilizando dados de sondagens derivadas do *Geostationary Operational Environmental Satellite* (GOES). Sua fórmula é uma junção da CAPE e do  $\Delta\theta_E$ :

$$WMSI = \frac{(\Delta\theta_E) \cdot (CAPE)}{1000} \quad (2.7)$$

Valores expressivos de  $\Delta\theta_E$  indicam uma camada seca em médios níveis, acima de uma camada úmida em baixos níveis, o que além de indicar instabilidade termodinâmica é favorável ao entranhamento de ar seco na tempestade convectiva. Por sua vez, valores significativos de CAPE resultam em fortes correntes ascendentes, o que aumenta o tamanho das partículas de gelo e água dentro da nuvem, intensificando o efeito de aceleração vertical negativa com a queda da precipitação. Uma CAPE elevada também ajuda no levantamento da camada saturada próxima a superfície para níveis médios, favorecendo também a mistura com o ar seco.

Este índice foi validado pelos autores após uma análise que mostrou a alta correlação entre os valores de WMSI e as rajadas de vento em superfície para 35 eventos de *downbursts* de 29 de julho a 11 de setembro de 2003 nos Estados Unidos (Tabela 2.1).

Tabela 2.1. Magnitude das rajadas de vento em superfície e os valores correspondentes de WMSI.

WMSI	Rajadas de Vento (kt)
< 10	Improvável Microexplosão
10 – 49	< 35
50 – 79	35 – 49
> 80	> 50

Fonte: adaptado de Pryor e Ellrod (2004).

#### 2.4.7 Índice de Microexplosões Híbridas – HMI

Como já visto anteriormente, podem ocorrer situações intermediárias entre microexplosões secas e úmidas. Com intuito de melhorar a previsão desse tipo de fenômeno, PRYOR (2006) desenvolveu o índice HMI:

$$HMI = G + (T - TD)_{850} - (T - TD)_{670} \quad (2.8)$$

O termo G é o *lapse rate* entre os níveis de 850 e 670 hPa, T e TD representam temperatura e temperatura do ponto de orvalho, respectivamente.

Sendo assim, o segundo e o terceiro termos representam a diferença no grau de saturação entre os níveis 850 hPa (camada mais seca abaixo da nuvem) e 670 hPa (base da nuvem convectiva).

Como a base da nuvem típica encontrada na literatura para microexplosões secas fica em torno de 500 hPa e para úmidas fica por volta de 850 hPa, foi selecionado um nível hipotético de 670 hPa como base de uma nuvem de tempestade de um ambiente intermediário, propício à ocorrência de microexplosões híbridas. Portanto, valores altos de HMI indicam uma *lapserate* quase adiabática, tipicamente associada a um NCL e um NCE altos, e um grande contraste no grau de saturação entre os níveis 850 e 670 hPa, indicando um secamento logo abaixo da base da nuvem.

Em relação ao risco associado aos valores do índice HMI, para o autor, valores do índice acima de 8 já podem indicar ambientes favoráveis a microexplosões híbridas, maiores que 16 o risco é médio e maiores que 24 o risco é alto.

#### **2.4.8 Índice de Levantamento – IL**

Definido por Galway (1956) como:

$$IL = T_{500} - TP_{500} \quad (2.9)$$

Onde T é a temperatura do ar ambiente em 500 hPa e TP é a temperatura de uma parcela de ar em 500 hPa, após ascender a partir da superfície. Valores negativos do IL indicam situações instáveis, onde a parcela de ar que suspendeu é flutuante em níveis médios. Quanto mais negativos os valores de IL, mais instável é o ambiente. Este índice também pode ser utilizado em conjunto com a CAPE, pois valores altos de CAPE, neste caso, estariam associados a uma “área positiva larga” num diagrama termodinâmico.

### 2.4.9 Índice K

O índice K (George, 1960) é definido por:

$$K = (T_{850} - T_{500}) + TD_{850} + (T_{700} - TD_{700}) \quad (2.10)$$

Onde T e TD são, respectivamente, temperatura do ar e temperatura do ponto de orvalho. O primeiro termo entre parênteses representa a taxa vertical de variação de temperatura ou *lapse rate* para níveis médios. O segundo termo é o conteúdo de umidade na baixa troposfera (850 hPa) e o último termo entre parênteses é o grau de subsaturação atmosférica em 700 hPa.

De acordo com a literatura (Henry, 1987 e Nascimento, 2005), valores de K acima de 30°C têm alto potencial para ocorrência de tempestades, e acima de 40°C têm potencial extremo para tempestades. Este índice é muito útil para avaliar chuvas fortes, pois a presença de uma camada úmida entre 850 e 700 hPa indica acentuado conteúdo de água líquida precipitável (dois últimos termos da Equação 2.10). Porém, uma camada seca em 700 hPa reduz os valores de K.

### 2.4.10 Índice Total Totals– TT

Desenvolvido por Miller (1972), TT é dado por:

$$TT = T_{850} + TD_{850} - 2T_{500} \quad (2.11)$$

As variáveis T e TD são definidas como na Equação 2.10. Este índice indica a *lapse rate* de níveis médios, o conteúdo de umidade em 850 hPa, e a temperatura em 500 hPa. O índice TT requer calor e umidade em 850 hPa e ar frio em 500 hPa.

Valores de TT a partir de 40°C indicam situações favoráveis a tempestades, e valores acima de 50°C indicam chances de tempestades severas (HENRY, 1987). Entretanto, com uma *lapse rate* elevada entre níveis

baixos e médios pode-se chegar a um valor elevado de TT, mesmo sem o suporte de umidade em baixos níveis. Além disso, esse índice não leva em conta a umidade em níveis médios.

#### 2.4.11 Helicidade Relativa à Tempestade - HRT

A HRT nos primeiros 3 km, empregada em meteorologia é definida como (DAVIES-JONES; BURGESS; FOSTER, 1990):

$$HRT = - \int_{h_0}^h \hat{K} \cdot (\vec{V} - \vec{c}) \times \frac{\partial \vec{V}}{\partial z} dz \quad (2.12)$$

Onde  $h_0$  é o nível de superfície;  $h$  é o nível do topo da camada de influxo da tempestade, considerada aqui como 3km;  $\hat{K}$  é o vetor unitário na direção vertical;  $\vec{V}$  representa o vetor velocidade tridimensional;  $\vec{c}$  é o deslocamento esperado das tempestades, sendo  $(\vec{V} - \vec{c})$  o deslocamento relativo à tempestade.

O sinal negativo multiplicando a integral é para gerar valores positivos de HRT quando o vento gira no sentido horário com a altura. Para estudos feitos nos EUA, tempestades severas tendem a ocorrer em ambientes com HRT acima de 150 m<sup>2</sup>/s<sup>2</sup> (ou abaixo de -150 m<sup>2</sup>/s<sup>2</sup> para o HS; STENSRUD; CORTINAS; BROOKS, 1997). Vale ressaltar que este índice sozinho não necessariamente indica um ambiente com potencial para produzir tempestades severas, sendo interessante utilizá-lo em conjunto com o Índice de Cisalhamento na Vertical (BRNSH - vide item abaixo) e CAPE, por exemplo (STENSRUD; CORTINAS; BROOKS, 1997).

Ambientes que com alto cisalhamento nas camadas mais rasas da atmosfera e onde o vetor cisalhamento gira com a altura (no sentido anti-horário no HS), possuem altos valores de HRT. Sendo assim, a corrente ascendente da tempestade pode interagir com o campo de vorticidade horizontal na camada de influxo, gerando vorticidade vertical nos médios e

baixos níveis através da inclinação dos vórtices horizontais, criando condições favoráveis a formação de supercélulas e tornados.

#### 2.4.12 Índice de Cisalhamento Vertical do Vento – BRNSH

O BRNSH, também conhecido como Denominador do Número de Richardson Volumétrico (DNRV) é, de acordo com Weisman e Klemp (1982) e Stensrud; Cortinas; Brooks (1997), por exemplo:

$$BRNSH = \frac{1}{2}(\bar{u}^2 + \bar{v}^2) \quad (2.13)$$

Onde  $u$  e  $v$  são, respectivamente, as componentes zonal e meridional do vetor diferença entre o vento médio nos primeiros 6000 m e vento médio nos primeiros 500 m acima do solo. De acordo com Stensrud; Cortinas; Brooks (1997), valores entre 40 e 100  $m^2/s^2$  indicam maior chance de ocorrência de tornados, contanto que CAPE e HRT estejam altas.

### 2.5 Análise Estatística Multivariada

Compreender e analisar um conjunto de múltiplas variáveis simultaneamente não é tarefa simples e quanto maior o número de variáveis, mais complexa torna-se esta análise. Com intuito de facilitar a análise e entender as relações entre essas variáveis, diversos métodos estatísticos e ferramentas matemáticas foram desenvolvidas ao longo dos anos. O conjunto destes métodos é chamado de Estatística Multivariada. Um exemplo de método bem utilizado, inclusive em meteorologia (ex: Nascimento e Foss, 2010), é a análise de componentes principais (ACP). Esta técnica é um procedimento matemático que transforma um conjunto de variáveis correlacionadas em um conjunto menor de variáveis não correlacionadas, chamadas componentes principais (COMPAGNUCCI; FORNERO; VARGAS, 1985).

Outra ferramenta muito utilizada atualmente como análise estatística multivariada é o SOM (mapas auto-organizados – *self organizing maps*), onde se projeta dados de alta dimensionalidade para um espaço de baixa dimensão (Liu e Weisberg, 2011). Astel et. al., 2007 fizeram uma comparação entre as ferramentas SOM, Análise de Agrupamentos (*cluster analysis*) e ACP para classificação de um conjunto de dados em grande quantidade, indicando vantagens do SOM em relação a estes métodos convencionais.

Este trabalho fará uso da ferramenta SOM para agrupar os eventos no intuito de fazer uma análise sinótica. Antes de descrever melhor o SOM, uma breve introdução a Redes Neurais Artificiais (RNA).

### **2.5.1 Redes Neurais Artificiais (RNA)**

Redes neurais são sistemas computacionais que possuem nós interconectados entre si, chamados de neurônios artificiais, semelhantes aos neurônios do cérebro humano. Utilizando algoritmos, elas são capazes de identificar em um conjunto de dados brutos, padrões escondidos e correlações, realizar agrupamentos e classificações, além de aprender e melhorar continuamente com o tempo (AFFONSO, 2011).

Esta aprendizagem das RNAs pode ser feita de duas formas distintas. No primeiro caso, o processo é chamado supervisionado, onde as saídas já são conhecidas e essa informação é utilizada para treinar a rede visando produzir o resultado esperado. O segundo é chamado não supervisionado, onde as saídas não são conhecidas e as redes aprendem a formar suas classificações dos dados sem ajuda externa (AFFONSO, 2011; JOURDAN, 2015).

### **2.5.2 Mapas Auto-Organizados (SOM)**

O SOM é uma rede neural não supervisionada baseada na aprendizagem competitiva (KOHONEN, 1990; VESANTO et. al., 2000). Os padrões encontrados pela rede dividem os dados de entrada em classes

distintas que facilitam o entendimento de uma grande quantidade de informações. Ou seja, agrupar dados com um mapa auto-organizável envolve o agrupamento de dados por similaridade.

Inúmeros autores já utilizaram o SOM em trabalhos de meteorologia e climatologia, no intuito de encontrar padrões sinóticos (PEARCE et. al., 2011; SHERIDAN E LEE, 2011; SCHALKWYK E DYSON, 2013; LENNARD E HEGERL, 2014; JOURDAN, 2015).

A Figura 2.8 é uma esquematização do funcionamento do SOM: Uma rede composta por neurônios, cada um representando um dado de entrada (vetor  $v_n$ ) e com seu vetor peso ( $m_i$ ) associado aos vetores (nós) no espaço  $R^D$ .

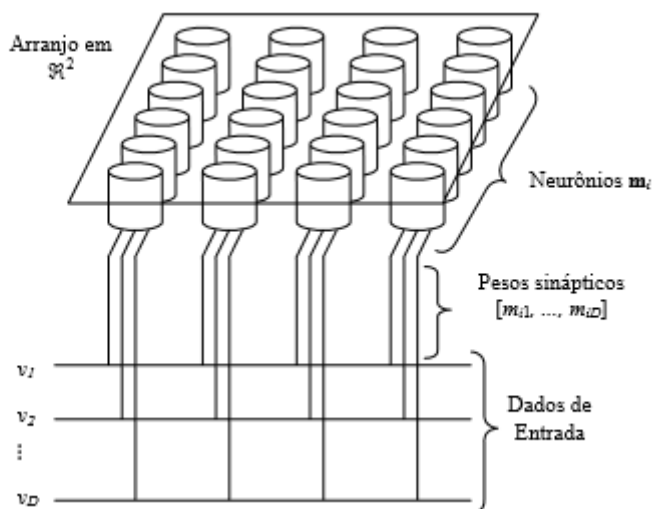


Figura 2.8. Todos os neurônios sendo representados por vetores de pesos sinápticos  $m_i$  recebem o mesmo dado de entrada. Os dados de entrada são representados pelo vetor  $v_n$   
 Fonte: ZUCHINI (2003).

A seguir será explicada cada fase do funcionamento do SOM:

- A primeira fase consiste em escolher e arrumar os dados de entrada (que será melhor descrito na metodologia). Em seguida, escolher o tipo de saída, ou seja, o número de classes (padrões) que será obtida pela rede neural SOM. Cada padrão ou classe é associado a um nó. O nó é definido como um vetor de referência com coeficientes de peso relacionados a uma variável particular de



entrada. Num primeiro conjunto de interações, o que ocorre nesta primeira fase, os nós são distribuídos em pontos aleatórios do espaço. (HEWITSON e CRANE, 2002).

- A segunda fase é chamada de competitiva, onde os neurônios competem entre si, segundo determinado critério, para ver qual irá representar o dado de entrada. Será atribuído um neurônio para cada dado de entrada. Este é chamado o neurônio vencedor ou *Best Matching Unit* (BMU). No SOM, a escolha da melhor correspondência entre o vetor de entrada e o vetor de referência é feita por meio do critério da menor distância (euclidiana) entre os dois vetores, representada pela Equação 2.14 (AFFONSO, 2011; ZUCHINI, 2003).

$$d(m_i, v_n) = |m_i - v_n| = \sqrt{(m_1 - v_1)^2 + (m_2 - v_2)^2 + \dots + (m_i - v_n)^2} \quad (2.14)$$

Após calculadas todas as distâncias, é feito o neurônio BMU, cuja fórmula é:

$$c = \arg \min |m_i - v_n| \quad (2.15)$$

- A terceira e última etapa é a fase de ajuste fino, onde o BMU é corrigido/modificado, ou seja, seu vetor de pesos sinápticos é ajustado com intuito de reduzir a diferença com o vetor de entrada. Este fator de correção é definido pelo usuário. Neurônios vizinhos ao BMU, de acordo com o ajuste escolhido, também terão seu vetor de pesos ajustado na direção do dado, porém com menor intensidade. Durante o aprendizado, o novo valor do peso sináptico do  $i$ -ésimo neurônio no instante de tempo  $(t+1)$ , é definido pela equação:

$$m_i(t+1) = m_i(t) + \alpha(t) \cdot h_{ci}(t) \cdot [m_i(t) - v_n(t)] \quad (2.16)$$

Onde o número inteiro  $t = 1, 2, 3, \dots$  é o tempo. O grau de adaptação do BMU e de seus vizinhos depende da função de vizinhança  $h_{ci}$  e da taxa de aprendizado  $\alpha(t)$ . É necessário que quando  $h_{ci}(t)$  tenda a zero,  $t$  tenda a

infinito, fazendo com que a função reduza o grau de vizinhança relativo ao neurônio BMU ao longo do treinamento para que haja a convergência do mapa. Assim, quando  $\alpha(t)$  tender a zero,  $t$  também tenderá a infinito (KOHONEN, 1997).

Sendo  $h_{ci} = h(|r_c - r_i|, t)$ , com  $r_c$  e  $r_i$  representando as posições dos neurônios de índices  $c$  e  $i$  dentro do arranjo, quando  $|r_c - r_i|$  aumenta,  $h_{ci}$  sofre uma redução exponencial.

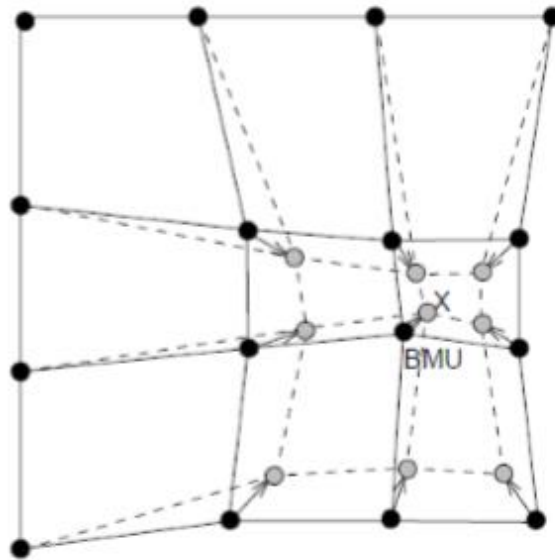


Figura 2.9. Processo de correção/modificação do BMU e seus vizinhos em direção à amostra de entrada X. As linhas sólidas e pontilhadas correspondem respectivamente a situação anterior e posterior ao processo de correção. Quanto mais próximo um neurônio se encontra do BMU, isto é, quanto menor a distância  $|r_c - r_i|$ , maior é a adaptação aplicada ao neurônio. Adaptado de Vesanto et al. (2000).

## 2.6 Trabalhos sobre eventos de ventos severos no Brasil

Dos diversos trabalhos já realizados no Brasil sobre rajadas de vento severas, a maioria é sobre rajadas convectivas e principalmente na Região Sul do Brasil. De fato, muitos autores já identificaram esta região como uma das mais propícias do planeta ao desenvolvimento de tempestades severas (FUJITA, 1973; VELASCO; FRITSCH, 1987; BROOKS; LEE; CRAVEN, 2003).

Esta frequência maior, quando comparada a outras regiões do país, está associada principalmente a presença do Jato de Baixos Níveis (JBN), que proporciona um grande transporte de calor e umidade da Amazônia para latitudes mais altas.

Lima (2014) realizou um estudo contabilizando várias ocorrências de *downburst* em território brasileiro através de dados de estações meteorológicas, casos noticiados e casos já registrados por outros pesquisadores. A maioria dos eventos foi na Região Sul do Brasil.

Marcelino (2003) estudou ocorrências de tornados e trombas d'água no Estado de Santa Catarina e identificou um total de 23 episódios num período de 25 anos, sendo a maior frequência de eventos nos meses de verão e primavera. Em relação a forçante sinótica, concluíram que os eventos estavam principalmente associados ao JBN, sistemas baroclínicos transientes e sistemas convectivos isolados.

Nascimento e Foss (2010) e Foss (2011) analisaram condições favoráveis a tempestades severas, utilizando índices atmosféricos através de sondagens na região subtropical da América do Sul, a leste dos Andes, no período de janeiro de 1998 a dezembro de 2009. Os índices mostraram uma tendência de aumento da instabilidade termodinâmica no período quente do ano e de aumento do CVV no período frio do ano, com as estações de transição (outono e primavera) apresentando valores moderados tanto de parâmetros termodinâmicos como dinâmicos. Além da análise das sondagens, os autores utilizaram ACP para observar padrões sinóticos. No nível de 500 hPa a composição média apresentou um cavado (não muito pronunciado) ao sul da localidade da radiossondagem. Outra combinação foi o vento nordeste em superfície somado a um escoamento de norte em 850 hPa e de oeste em 500hPa, indicando a presença de cisalhamento vertical direcional do vento. Já em 250 hPa os compostos ilustraram um cavado suave com a presença de um núcleo de velocidade máxima do Jato.

Nedel; Sausen; Saito (2012) fizeram um levantamento das ocorrências de granizo e ventos intensos no estado do RS, entre os anos 1989 e 2009. Os

resultados mostraram que a estação do ano mais favorável a rajadas fortes foi a primavera.

Oliveira (2015) estudou tempestades convectivas apenas o estado do Rio Grande do Sul entre 2005 e 2010, utilizando o CFSR para o cálculo de índices atmosféricos. Os resultados mostraram que as estações de transição são aquelas que apresentam simultaneamente as condições de alta instabilidade termodinâmica e cisalhamento vertical do vento, e são as que registraram mais tempestades. Pela análise das composições médias dos campos sinóticos, o autor observou em baixos níveis um escoamento N-NO transportando ar quente e úmido proveniente da Bacia Amazônica, em médios níveis notou um amplo cavado no sul da América do Sul, e em 200 hPa, a região de estudo encontrava-se diretamente sob a entrada equatorial de um núcleo de velocidade máxima da corrente de Jato.

Ferreira (2017) utilizou uma combinação da reanálise *Climate Forecast System Reanalysis* (CFSR), sondagens atmosféricas e dados de estação meteorológicas para fazer uma breve climatologia (2005-2015) de rajadas convectivas na Região Sul. O resultado mostrou que ocorreram rajadas mais intensas e mais frequentes na porção oeste da Região Sul. Em relação à época do ano, o maior número de eventos foi na primavera, seguida do verão, entre final da tarde e madrugada. O desempenho dos índices termodinâmicos e dinâmicos mostrou que ambientes em que o CVV é fraco, a forçante termodinâmica prevalece, e quando o CVV é intenso e os parâmetros termodinâmicos são fracos, o transporte vertical de momento horizontal pelas correntes descendentes desempenha um papel importante na formação das rajadas. Já através das estações meteorológicas, encontrou valores médios para aumento de pressão em torno de 4,6 hPa e de queda de temperatura em torno de 6,5 °C associados as rajadas.

Eventos severos de vento também ocorrem em outras regiões, além do sul do Brasil. Garstang *et. al.*(1998) investigaram ocorrências de *downbursts* na floresta Amazônica. Dentre os principais resultados, concluíram que todos os eventos vinham acompanhados de precipitação e um secamento abaixo da base da nuvem, logo acima do dossel, indicado pelo decréscimo de  $\theta_E$  naquele

nível. Em superfície, observaram um aumento da pressão de até 1,99hPa e queda na temperatura maior que 5°C, além do indício de ventos altamente divergentes em superfície, de acordo com o padrão da queda das árvores. Essas rajadas convectivas estiveram associadas às linhas de instabilidade que ocorrem naquela região e foram estudadas por outros autores (Cohen; Silva Dias; Nobre, 1995, por exemplo).

Silva (2014) utilizou Análise de Componentes Principais para estudar condições atmosféricas em episódios de rajadas de vento na região metropolitana de Salvador entre 2003 e 2011. Observou-se que com exceção de um dos 63 casos estudados, todos ocorreram na presença de nuvens convectivas.

Na Região Sudeste, Menezes (1998) e Menezes e Silva Dias (1998) utilizaram o modelo *Regional Atmospheric Modeling System* (RAMS) para analisar o ambiente associado à formação e evolução de linhas de instabilidade e supercélulas ocorridas no estado de SP. Os experimentos mostraram que a interação entre a forçante sinótica, a topografia local e o ambiente em mesoescala existentes na condição inicial foram fundamentais para explicar o desenvolvimento da tempestade. Os resultados também confirmaram o que já havia sido descrito na literatura: a diferença entre a tempestade tipo multicélula, que ocorreu na presença de cisalhamento unidirecional do vento, e a tempestade tipo supercélula, onde o vetor cisalhamento girava com a altura.

Pereira (2015), utilizou o modelo *Brazilian developments on the Regional Atmospheric Modeling System* (BRAMS) para simular 3 vendavais ocorridos nos estados do Rio Grande do Sul, Paraná e São Paulo e um evento de chuva torrencial no estado de São Paulo. Uma das observações foi a diferença entre o perfil de umidade relativa, onde as tempestades que apresentaram fortes rajadas de vento indicaram uma camada subsaturada em médios níveis, enquanto que a tempestade torrencial indicou um perfil vertical com valores elevados de umidade em todos os níveis.

### 3 METODOLOGIA

Para este trabalho, diferentemente de alguns citados anteriormente, não será necessário identificar rajadas destrutivas. Neste caso o caminho será inverso, pois sabe-se que as rajadas já ocorreram devido as suas consequências: os acidentes com as torres de transmissão de energia elétrica.

Não se pode afirmar o limite de vento que todas as torres podem suportar, pois isso dependerá de fatores como: o tipo de terreno em que a torre foi construída, altura onde o vento está atuando na torre, tempo de ação do vento, entre outros (ABNT NBR 5422,1985; ABNT NBR 6123, 1988).

As datas e os locais dos acidentes foram cedidas por Furnas. Contabilizaram-se as quedas de torres de 1980 até 2017, totalizando 70 casos, conforme o Quadro 3.1. O quadro indica as datas dos acidentes, a linha de transmissão atingida, o município e a quantidade de torres afetadas.

Quadro 3.1 Acidentes com Torres de Linhas de Transmissão de Furnas de 1980 a 2017.

<b>Linha de Transmissão</b>	<b>Município</b>	<b>Horário da Queda</b>	<b>Data da Ocorrência</b>	<b>Qtd. de Estruturas</b>
Furnas - Itutinga1	São José da Barra (MG)	-	25/06/1980	3
Furnas - Itutinga2	São José da Barra (MG)	-	25/06/1980	3
Itaberá - Tijuco Preto 2	Itaberá (SP)	-	25/06/1982	3
Rio Verde - Rondonópolis 1	Jataí (GO)	-	26/03/1983	1
Furnas - Itutinga1	São José da Barra (MG)	-	28/05/1983	1
Rio Verde - Rondonópolis 1	Rio Verde (GO)	-	26/11/1983	1
Adrianópolis - Campos 2	Silva Jardim (RJ)	-	21/10/1985	1

(continuação)

<b>Linha de Transmissão</b>	<b>Município</b>	<b>Horário da Queda</b>	<b>Data da Ocorrência</b>	<b>Qtd. de Estruturas</b>
Furnas - Itutinga1	Boa Esperança (MG)	-	21/10/1987	3
Campos - Vitória 1	Itapemirim (ES)	-	14/06/1988	4
Campos - Vitória 2	Itapemirim (ES)	-	14/06/1988	3
Rio Verde - Couto Magalhães	Portelândia (GO)	-	27/08/1989	13
Itumbiara - Rio Verde 1	Maurilândia (GO)	-	04/11/1989	7
Foz do Iguaçu - Ivaiporã 2	Missal (PR)	-	31/10/1990	1
Marimondo - Porto Colômbia	Frutal (MG)	-	12/11/1990	1
Itumbiara - Rio Verde 1	Itumbiara (GO)	-	26/11/1990	3
Rio Verde - Cachoeira Dourada 1	Itumbiara (GO)	-	01/12/1990	4
Campinas - Ibiúna	Cabreúva (SP)	-	30/09/1991	4
Foz do Iguaçu - Ibiúna 1	Nova Cantu (PR)	-	28/10/1992	1
Itumbiara - Rio Verde 2	Santa Helena de Goiás (GO)	-	26/12/1992	4
Adrianópolis - Cachoeira Paulista 1	Areias (SP)	-	10/03/1993	2
Adrianópolis - Cachoeira Paulista 2	Areias (SP)	-	10/03/1993	2
Rio Verde - Cachoeira Dourada 1	Itumbiara (GO)	-	15/08/1993	3
Campos - Cachoeiro do Itapemirim	Campos dos Goytacazes (RJ)	-	29/12/1993	2
Ivaiporã - Itaberá 1	Ortigueira (PR)	-	24/06/1994	1

(continuação)

<b>Linha de Transmissão</b>	<b>Município</b>	<b>Horário da Queda</b>	<b>Data da Ocorrência</b>	<b>Qtd. de Estruturas</b>
Ivaiporã - Itaberá 2	Ortigueira (PR)	-	24/06/1994	3
Foz do Iguaçu - Ivaiporã 2	Santa Terezinha de Itaipu (PR)	-	05/11/1994	2
Porto Colômbia - Volta Grande	Conceição das Alagoas (MG)	-	20/10/1995	1
Porto Colômbia - Volta Grande	Conceição das Alagoas (MG)	-	02/11/1995	1
Araraquara - Campinas	Cosmópolis (SP)	-	18/11/1995	5
Pimenta - Barreiro	São Sebastião do Oeste (MG)	-	18/11/1995	3
Porto Colômbia - Volta Grande	Planura (MG)	-	03/09/1996	4
Guarulhos - Poços de Caldas 1	Andradas (MG)	-	03/09/1996	1
Rio Verde - Couto Magalhães	Perolândia (GO)	-	05/09/1996	6
Foz do Iguaçu - Ibiúna 2	Ubiratã (PR)	-	21/05/1997	2
Foz do Iguaçu - Ivaiporã 1	Vera Cruz do Oeste (PR)	-	02/11/1997	6
Foz do Iguaçu - Ivaiporã 2	Vera Cruz do Oeste (PR)	-	02/11/1997	4
Foz do Iguaçu - Ivaiporã 1	Campina da Lagoa (PR)	-	06/04/1998	2
Foz do Iguaçu - Ivaiporã 2	Campina da Lagoa (PR)	-	06/04/1998	5
Marimbondo - Água Vermelha	Frutal (MG)	-	09/08/1998	2



(continuação)

<b>Linha de Transmissão</b>	<b>Município</b>	<b>Horário da Queda</b>	<b>Data da Ocorrência</b>	<b>Qtd. de Estruturas</b>
Foz do Iguaçu - Ibiúna 2	Araçoiaba da Serra (SP)	-	08/10/1998	9
Angra - Cachoeira Paulista	Cruzeiro (SP)	-	22/07/2000	5
Marimbondo - Porto Colômbia	Frutal (MG)	-	14/09/2001	3
Porto Colômbia - Volta Grande	Conceição das Alagoas (MG)	-	01/06/2004	1
Itumbiara - Bandeirantes 1	Morrinhos (GO)	-	21/10/2004	2
Foz do Iguaçu - Ivaiporã 1	São Pedro do Iguaçu (PR)	-	14/06/2005	4
Foz do Iguaçu - Ivaiporã 2	São Pedro do Iguaçu (PR)	-	14/06/2005	5
Foz do Iguaçu - Ibiúna 1	Rosário do Ivaí (PR)	-	04/09/2005	1
Foz do Iguaçu - Ivaiporã 1	Toledo (PR)	-	04/10/2005	1
Foz do Iguaçu - Ivaiporã 2	Toledo (PR)	-	04/10/2005	2
Foz do Iguaçu - Ivaiporã 3	Medianeira (PR)	-	04/10/2005	2
Furnas - Itutinga1	Carmo do Rio Claro (MG)	-	21/12/2005	2
Foz do Iguaçu - Ibiúna 1	Santa Tereza do Oeste (PR)	-	01/09/2006	2
Foz do Iguaçu - Ivaiporã 2	Toledo (PR)	-	01/09/2006	1
Foz do Iguaçu - Ivaiporã 3	Toledo (PR)	-	01/09/2006	1

(continuação)

<b>Linha de Transmissão</b>	<b>Município</b>	<b>Horário da Queda</b>	<b>Data da Ocorrência</b>	<b>Qtd. de Estruturas</b>
Furnas – Itutinga 2	Carmo do Rio Claro (MG)	-	20/09/2006	1
Rio Verde - Cachoeira Dourada 1	Itumbiara (GO)	-	27/11/2007	2
Rio Verde - Cachoeira Dourada 2	Itumbiara (GO)	-	27/11/2007	1
Adrianópolis - Itutinga1	Valença (RJ)	-	17/11/2008	2
Foz do Iguaçu - Ivaiporã 1	Iguatu (PR)	-	10/01/2009	1
Foz do Iguaçu - Ivaiporã 2	Iguatu (PR)	-	10/01/2009	2
Foz do Iguaçu - Ivaiporã 3	Cascavel/Tupãssi (PR)	-	07/10/2010	3
Foz do Iguaçu - Ivaiporã 1	São Miguel do Iguaçu (PR)	-	03/12/2010	2
Foz do Iguaçu - Ivaiporã 1	Vera Cruz do Oeste (PR)	12:10	29/10/2011	1
Foz do Iguaçu - Ivaiporã 2	Vera Cruz do Oeste (PR)	12:10	29/10/2011	2
Adrianópolis - Resende	Resende (RJ)	20:15	18/10/2013	5
Foz do Iguaçu - Ivaiporã 1	Missal (PR)	22:39	21/04/2014	1
Campos - Macaé 2	Macaé (RJ)	22:41	26/05/2014	1
Foz do Iguaçu - Ivaiporã 1	Cafelândia (PR)	17:03	05/06/2014	1
Foz do Iguaçu - Ivaiporã 2	Cafelândia (PR)	17:02	05/06/2014	1

(continuação)

<b>Linha de Transmissão</b>	<b>Município</b>	<b>Horário da Queda</b>	<b>Data da Ocorrência</b>	<b>Qtd. de Estruturas</b>
Foz do Iguaçu - Ibiúna 1	Corbélia (PR)	14:12	07/06/2014	2
Foz do Iguaçu - Ivaiporã 3	Campina da Lagoa (PR)	17:01	02/09/2014	1
Foz do Iguaçu - Ivaiporã 3	Cafelândia (PR)	06:37	24/09/2014	5
Foz do Iguaçu - Ivaiporã 3	Corbélia (PR)	23:05	06/11/2014	2
Foz do Iguaçu - Ivaiporã 1	Roncador (PR)	15:26	07/11/2014	1
Itumbiara - Porto Colômbia	Pirajuba (MG)	17:27	07/01/2015	4
Rio Verde - Barra do Peixe 1	Caiapônia (GO)	19:22	28/05/2015	3
Rio Verde - Barra do Peixe 2	Caiapônia (GO)	19:24	28/05/2015	3
Itumbiara - Rio Verde 2	Santa Helena de Goiás (GO)	18:35	22/10/2015	8
Itumbiara - Rio Verde 2	Itumbiara (GO)	17:30	24/11/2015	4
Itumbiara - Rio Verde 2	Santa Helena de Goiás (GO)	18:56	05/02/2016	4
Araraquara - Campinas	Araraquara (SP)	18:34	01/06/2016	1
Campinas - Itatiba	Campinas (SP)	00:41	05/06/2016	3
Guarulhos – Poços de Caldas 1	Atibaia (SP)	21:32	05/06/2016	1
Guarulhos – Poços de Caldas 2	Atibaia (SP)	21:32	05/06/2016	1

(conclusão)

<b>Linha de Transmissão</b>	<b>Município</b>	<b>Horário da Queda</b>	<b>Data da Ocorrência</b>	<b>Qtd. de Estruturas</b>
Foz do Iguaçu - Ivaiporã 2	Toledo (PR)	20:38	12/07/2016	1
Itumbiara - Rio Verde 2	Santa Helena de Goiás (GO)	20:00	19/10/2016	5
Serra da mesa - Niquelândia	Niquelândia (GO)	17:51	25/12/2016	1
Corumba - Brasília Sul	Luziânia (GO)	14:37	30/09/2017	10
Itumbiara - Cachoeira Dourada	Cachoeira Dourada (GO)	18:10	16/11/2017	1

### 3.1 Regiões brasileiras afetadas e regiões de interesse escolhidas

Os 70 acidentes, ocorridos entre 1980 e 2017, ficaram distribuídos numa área que compreende três regiões e seis estados brasileiros, sendo Rio de Janeiro, Minas Gerais, São Paulo e Espírito Santo na Região Sudeste; Goiás na Região Centro-Oeste e Paraná, na Região Sul (Tabela 3.1).

Tabela 3.1. Distribuição dos acidentes (70) por Regiões do Brasil.

<b>Estados</b>	<b>Regiões</b>	<b>Nº por Estado</b>	<b>Nº por Região</b>	<b>Percentual</b>
GO	CENTRO OESTE	19	19	27,1%
MG		15		
SP	SUDESTE	8	28	40%
RJ		4		
ES		1		
PR	SUL	23	23	32,9%

Uma etapa importante do trabalho foi escolher as regiões de interesse a aplicação do SOM, no intuito de achar padrões sinóticos. A escolha das regiões de interesse seguiu critérios climatológicos. Dividiu-se em três regiões:

- Tropical Continental (TC): Compreende todos os municípios do estado de Goiás e os mais no interior de Minas Gerais próximos a divisa com Goiás.
- Tropical Litorâneo (TL): Municípios mais próximos do litoral, abrangendo os estados do Rio de Janeiro, Espírito Santo e São Paulo.
- Subtropical (ST): Todos os municípios do Paraná, que se encontram principalmente a oeste deste estado.

Na Tabela 3.2, os acidentes são distribuídos nas novas regiões, indicando maior número de acidentes na região TC com 27, seguida da ST com 23 e com menor número de casos a região TL, com 13.

Tabela 3.2. Distribuição dos acidentes (63) por Regiões de Interesse.

<b>Regiões</b>	<b>N° de Acidentes</b>	<b>Percentual</b>
Tropical Continental	27	42,9%
Tropical Litorânea	13	20,6%
Subtropical	23	36,5%

Ressalta-se que alguns casos foram excluídos, sobrando 63, pois se encontravam numa área de transição entre duas regiões (TC e TL). Destes 7 casos excluídos, dois na verdade não foram de fato excluídos, pois coincidiram com duas datas de acidentes, um na região TC e outro na TL, o que confirma uma característica de região de transição. A Figura 3.1 ilustra a localização dos municípios onde ocorreram os acidentes, destacando em que região cada um se encontra.

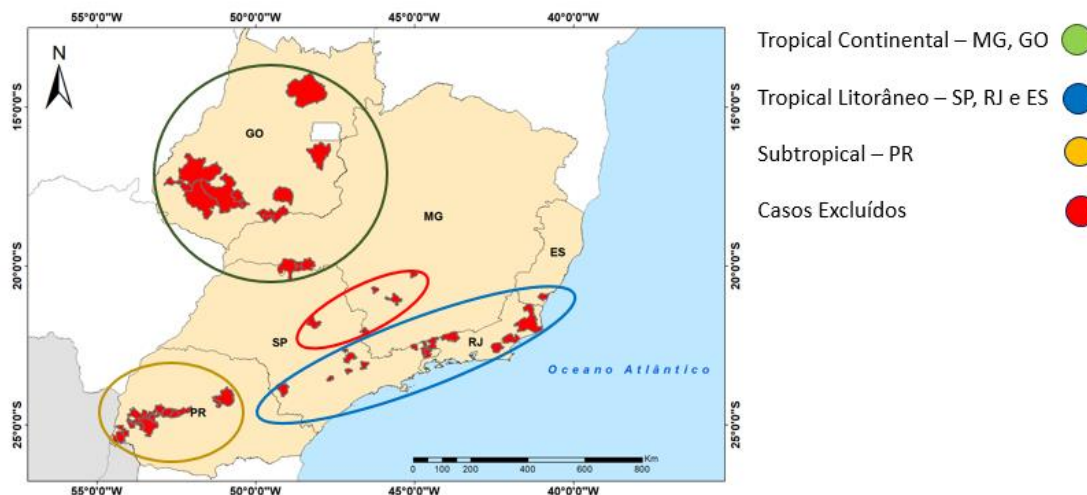


Figura 3.1. Municípios onde ocorreram os acidentes (destacados em vermelho) e áreas escolhidas para os testes com o SOM, onde a região TC é envolvida na cor verde, a região TL na cor azul, a região ST na cor amarela e os casos que não foram incluídos no SOM, estão envolvidos na cor vermelha.

### 3.2 Uso de Reanálises - ERA5

Devido à baixa quantidade de dados meteorológicos em superfície em regiões remotas do planeta e/ou de difícil acesso, o uso de reanálises tornou-se uma importante estratégia para compensar a falha ou ausência de dados nessas áreas, sendo uma ferramenta amplamente utilizada em pesquisas e trabalhos na área de ciências atmosféricas. O processo consiste em utilizar um modelo com um sistema de assimilação para fornecer um reprocessamento de observações meteorológicas, abrangendo dados climatológicos históricos.

Neste trabalho, foi utilizada a reanálise europeia ERA5 (Hersbach, 2016), que fornece estimativas horárias de um grande número de variáveis atmosféricas, terrestres e oceânicas. Os dados cobrem todo Globo com uma resolução horizontal de  $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ , ou aproximadamente 30 km, utilizando 137 níveis da superfície até uma altura de 80 km e estão disponíveis desde 1979 até o presente.

O ERA5 é a quinta geração de reanálises atmosféricas do *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts* - ECMWF, substituindo o ERA-

Interim, com uma resolução espacial e temporal maior. A representação da troposfera e dos ciclones tropicais é melhor, assim como a umidade do solo, o balanço de precipitação e evaporação e a consistência entre a temperatura da superfície do mar e o gelo marinho. O sistema de assimilação de dados também é renovado, e uma grande quantidade de observações históricas (satélite ou *in situ*) é assimilada (Hersbach, 2016).

### 3.3 Análise Sinótica

Na tentativa de achar padrões sinóticos para os eventos de ventos intensos que ocasionaram os acidentes com as torres de transmissão de energia elétrica, foram realizados agrupamentos com o uso da técnica SOM.

Foram utilizados dados da Reanálise ERA5, de pressão ao nível médio do mar (PPMN), direção e intensidade do vento nos níveis de 850 hPa e 200 hPa e altura geopotencial no nível de 500 hPa. O intuito foi analisar todos os níveis da atmosfera.

Os horários escolhidos foram os mais próximos aos eventos. Vale ressaltar que, para os acidentes ocorridos antes de 2011, não havia horário registrado da queda das torres. Sendo assim, foi escolhido o horário de 18Z, ou 15 horas local, para estes eventos, pois a maioria dos acidentes de fato ocorre nos períodos da tarde/noite, ou seja, com objetivo de tentar maximizar os horários próximos ou anteriores aos eventos.

A classificação dos padrões sinóticos foi feita pelo SOM, utilizando o software MATLAB. Como dito anteriormente, o ERA5 tem uma grade horizontal de  $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ . A área escolhida (igual para todas as regiões) englobou grande parte do Brasil e parte do Oceano Atlântico (Latitude 5S - 50S; Longitude 80W - 20W), a fim de que a menor quantidade possível de informação fosse perdida. Esta área tem um total de 181 pontos de latitude e 241 de longitude, totalizando 43621 pontos de grade no total para cada uma das 6 variáveis escolhidas (PNMM, direção e magnitude do vento em 850 hPa,

altura geopotencial em 500 hPa e direção e magnitude do vento em 200 hPa), que no final soma 261726 pontos no total.

Estes 261726 pontos, ou seja, cada valor atribuído em todos os pontos de grade de cada variável escolhida é inserido como dado de entrada, numa matriz onde cada linha representa um evento e cada coluna representa um ponto. No final, os 261726 pontos são os dados de entrada e os nós (ou padrões) representam a saída do SOM.

A escolha do número de nós (padrões) e dos parâmetros (número de interações, fatores de correção, vizinhança topológica) é feita pelo usuário. Após vários testes (rodadas), foi escolhido o número de padrões ideal para cada região de forma a obter o máximo de informação e o que obteve os agrupamentos mais representativos (Coeficiente de *Silhouette*).

Após a melhor rodada ser escolhida, calculou-se a média para cada variável em cada ponto de grade segundo o padrão sinótico correspondente. Por exemplo, se numa determinada região, o padrão 1 agrupou um número  $n$  de datas, será feita a média de cada variável para estas  $n$  datas específicas.

### **3.3.1 Avaliando a qualidade dos agrupamentos**

O Coeficiente de *Silhouette* (CS) é um parâmetro utilizado para determinar a qualidade dos agrupamentos, após o término do treinamento do SOM. O CS avalia como cada amostra é semelhante com outras amostras inseridas em mesmo grupo, em comparação com amostras inseridas no grupo mais próximo dentre todos os demais agrupamentos (Figura 3.2).



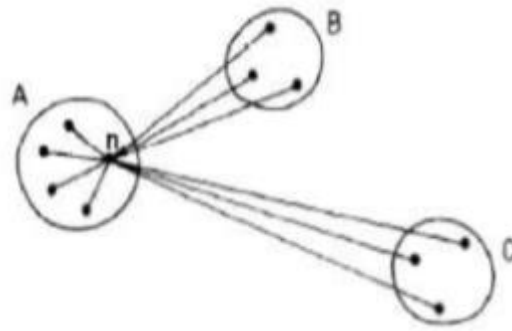


Figura 3.2. Elementos envolvidos no cálculo do Coeficiente de Silhouette, onde a amostra  $n$  pertence ao grupo A. O grupo B representa o grupo mais próximo do grupo A dentre todos os demais agrupamentos. Adaptado de Rousseeuw (1987).

O cálculo é feito da seguinte forma (Rousseeuw, 1987):

$$CS = \frac{B(n) - A(n)}{\max\{A(n), B(n)\}} \quad (3.1)$$

Onde  $A(n)$  é a distância média (distância euclidiana), da  $n$ -ésima amostra em relação a todas as outras amostras dentro do mesmo agrupamento e  $B(n)$  é a distância média da  $n$ -ésima amostra em relação a todas as outras amostras alocadas no agrupamento mais próximo.

Os valores variam de -1 a 1. Quando próximos a 1 indicam que a amostra (data do evento) está inserida corretamente no grupo. Valores próximos a -1 sugerem que a amostra foi destinada inadequadamente e próximos a 0 indicam que o objeto está perto do limite entre dois grupos distintos e podem não pertencer a nenhum grupo específico.

Uma forma de avaliar o desempenho geral do agrupamento, e não apenas de forma individual para cada amostra, calcula-se o CS Global (Hsu e Li, 2010):

$$CS \text{ Global} = \frac{1}{i} \sum_{n=1}^i CS(n) \quad (3.2)$$

Sendo  $i$  o número total de amostras agrupadas.

### 3.4 Análise de Mesoescala

a) A primeira etapa desta parte do trabalho foi encontrar características de ventos de origem convectiva. Uma forma de identificar essas características foi analisar dados de estações meteorológicas automáticas de superfície do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET), que estivessem próximas aos locais dos eventos. A partir disso, analisaram-se quais conseguiram detectar ventos intensos, acima de 52 km/h (baseado na Escala Beaufort). E por último, verificou-se se houve característica de rajada de origem convectiva ou sinótica. O critério utilizado para identificar rajadas de origem convectiva foi aumento de pressão maior ou igual a 2 hPa (mesoaltas) e queda de temperatura menor ou igual a 4 °C (baseado em referências como: FUJITA e WAKIMOTO, 1981; CARACENA e MAIER, 1987; GARSTANG *et al.*, 1998; FERREIRA, 2017). Foram considerados dados de vento máximo (rajada) e pressão máxima em uma hora.

Outra forma de identificar a origem do vento foi após a análise sinótica com os dados do ERA5, descartando os padrões apontados pelo SOM onde havia intenso gradiente de pressão em superfície, indicando assim uma forte contribuição da escala sinótica para o vento.

b) A segunda etapa, após identificados os casos onde o vento teve origem convectiva, consistiu em calcular índices atmosféricos com as sondagens das estações meteorológicas de altitude da Rede de Meteorologia do Comando da Aeronáutica (REDEMET) nas proximidades dos acidentes. As sondagens, que descrevem o perfil vertical da atmosfera em determinado ponto, foram obtidas da página web do Departamento de Ciências Atmosféricas da Universidade do Wyoming (<http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>) e os índices calculados pelo software RAOB (*RAwinsonde OBServation Program*).

As diferentes estações de altitude e superfície foram criadas em anos diferentes e, em sua maioria, são relativamente recentes. Portanto, esse método excluiu eventos antigos onde não havia dados disponíveis. Quanto à distância, muitas estações do INMET não conseguiram identificar rajadas e, em

alguns casos, a região do acidente encontrava-se distante também da estação de altitude. Como resultado, apenas as regiões TC e ST tiveram um evento confirmado pelas estações meteorológicas e com provável origem convectiva, sendo estudado neste trabalho. Ou seja, além da identificação da mesoalta pela estação meteorológica de superfície, apenas estes dois casos foram também agrupados (SOM) em padrões sinóticos onde não havia gradiente de pressão significativo em superfície e com condições para a formação de tempestades convectivas.

A partir do que foi dito acima, a metodologia é resumida no esquema da Figura 3.3:

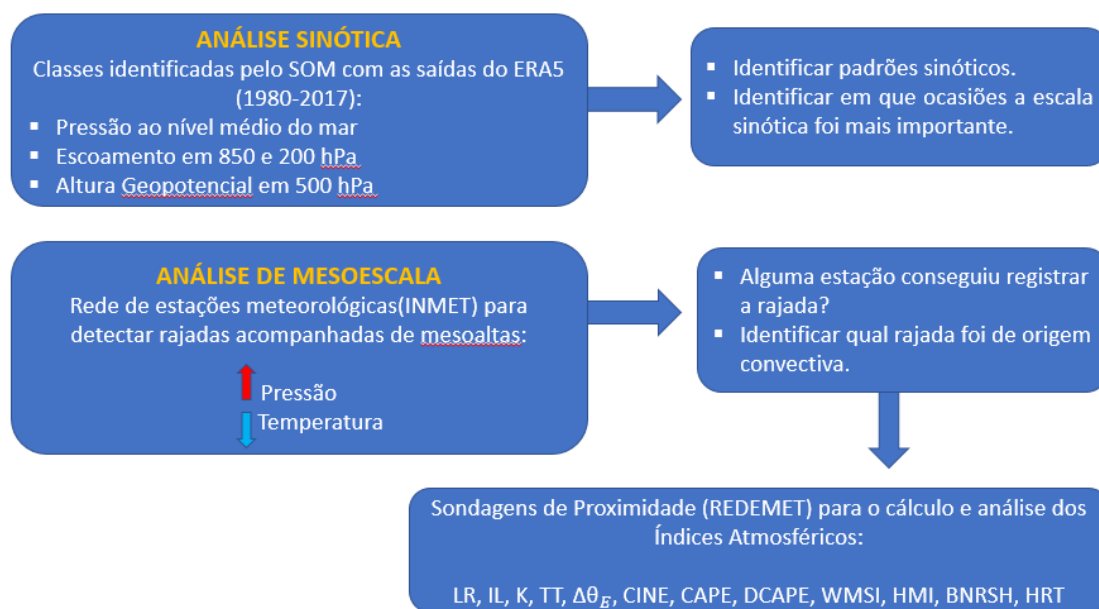


Figura 3.3. Esquema do passo a passo da metodologia proposta neste trabalho.

## 4 RESULTADOS

A distribuição sazonal (Tabela 4.1) mostrou que a maioria dos acidentes ocorreu na primavera, seguida do outono e inverno, e por último o verão. Só as estações de transição abrangem 68,6% dos casos, o que está de acordo com alguns trabalhos já citados (Oliveira, 2015; Ferreira, 2017; Foss, 2011), onde as estações de transição têm características intermediárias, podendo ter valores significativos tanto de parâmetros dinâmicos (e.g. BNRSH) como de instabilidade termodinâmica (e.g. CAPE).

Tabela 4.1. Distribuição sazonal dos acidentes.

<b>Estações do Ano</b>	<b>Inverno</b>	<b>Primavera</b>	<b>Verão</b>	<b>Outono</b>
Nº Absoluto	15	33	7	15
Percentual	21,4%	47,2%	10%	21,4%

Além disso, a Tabela 4.2 mostra novamente, que em todas as regiões de interesse, a maior ocorrência de queda de torres foi na estação da primavera.

Tabela 4.2. Distribuição dos acidentes (63) por Regiões de Interesse.

<b>Regiões</b>	<b>Nº de Acidentes</b>	<b>Distribuição Sazonal</b>
TC	27	14 – Primavera
		04 – Verão
		3 – Outono
		6 – Inverno
TL	13	6 – Primavera
		2 – Verão
		3 – Outono
		2 – Inverno
ST	23	11 – Primavera
		1 – Verão
		6 – Outono
		5 – Inverno

## 4.1 ANÁLISE SINÓTICA

### 4.1.1 REGIÃO TROPICAL CONTINENTAL

Na região TC, após 31 testes, variando os parâmetros de entrada e o número de nós, o número de padrões ideais encontrados foram 6. O CS Global foi de 0,238. Os parâmetros utilizados são descritos na Tabela 4.3.

Tabela 4.3. Configuração final dos parâmetros de entrada do SOM para a região TC.

<b>Parâmetros de entrada do SOM</b>	
Número total de interações	6000
Número de interações da fase de ordenamento	4500
Fator de correção inicial da fase de ajuste fino	0,9
Fator de correção final da fase de ajuste fino	0,1
Fator de vizinhança durante fase de ajuste fino	0

#### 4.1.1.1 Padrão 1

No primeiro padrão, o SOM agrupou 5 datas de acidentes, sendo uma na estação da primavera, em novembro, e o restante das 4 no fim do inverno, entre o final de agosto e início de setembro. Quanto à localização, dois municípios se encontram em Minas Gerais, na divisa com Goiás e os outros 3 se localizam ao sul de Goiás, sendo dois na divisa com o estado do Mato Grosso e um na divisa com o estado de Minas Gerais. Pela Tabela 4.4, nota-se que a data melhor agrupada foi a de 03/09/1996, com CS igual a 0,522.

Tabela 4.4. Valores de CS associados a cada evento no padrão 1 da região TC.

<b>Padrão Sinótico 1</b>	
<b>Datas</b>	<b>CS</b>
27/08/1989	0,144
03/09/1996	0,522
05/09/1996	0,478
14/09/2001	-0,079
16/11/2017	-0,142

Em superfície (Figura 4.1a), o padrão apresentava um sistema frontal passando ao sul da região TC, com a alta pressão na retaguarda, centrada na Argentina e com valor máximo de 1018 hPa. Ou seja, uma situação de pré-frontal. Não havia gradiente significativo de pressão sobre a região TC.

Na Figura 4.1b, no nível de 850 hPa, havia um escoamento de Noroeste e confluência dos ventos sobre a região onde se encontravam os municípios, abrangendo a porção a sul de Goiás e parte de Minas Gerais.

No nível de 200 hPa (Figura 4.1c), o Jato Subtropical encontrava-se ao sul da região TC, acompanhando a frente. Havia também uma ampla área de difluência neste nível da atmosfera, principalmente sobre o estado do Mato Grosso do Sul.

Em 500 hPa (Figura 4.1d), um amplo cavado aparece, com seu eixo passando sobre o estado do Mato Grosso do Sul e indo até o sul da região TC. Observa-se valores mais baixos (5720 metros) de altura geopotencial indo até o sul de Goiás, o que indica um ar mais frio alcançando latitudes mais baixas.

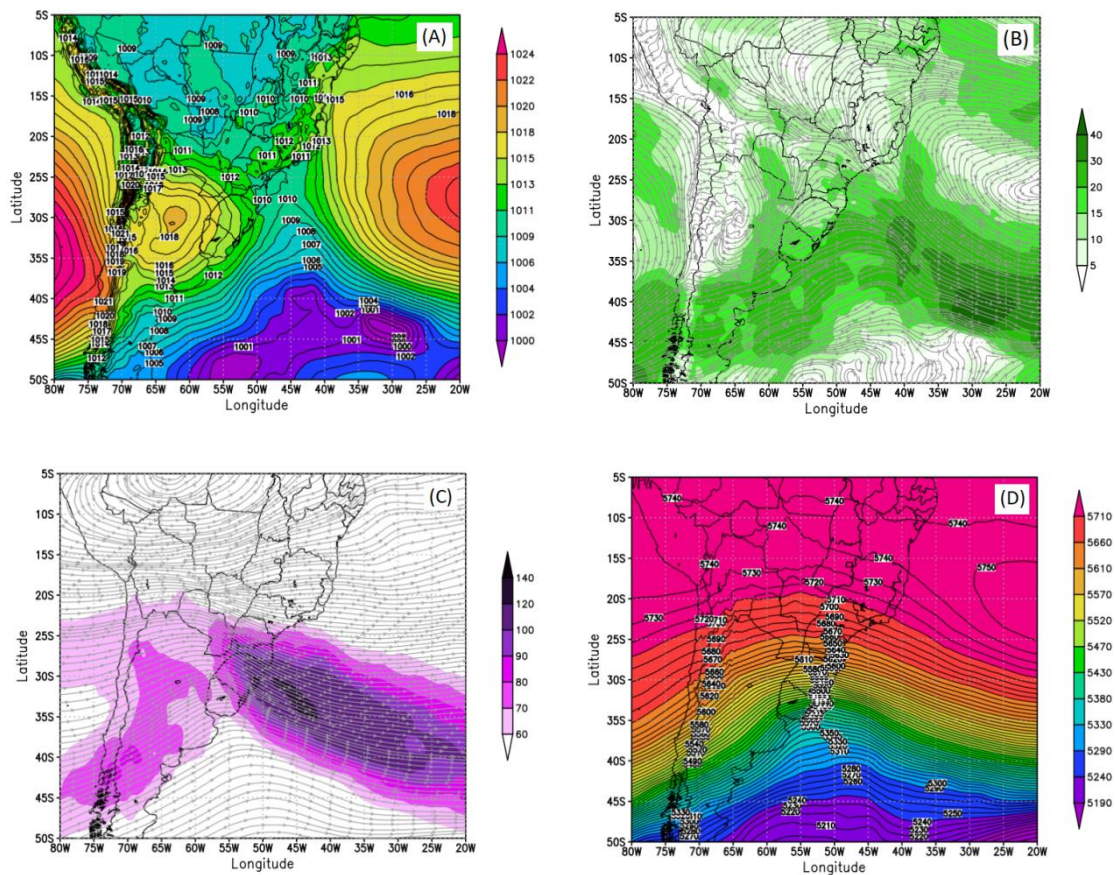


Figura 4.1. Campo de PNMM (hPa) (a), direção e velocidade do vento no nível de 850 hPa (nós) (b), direção e velocidade do vento no nível de 200 hPa (nós) (c) e altura geopotencial no nível de 500 hPa (metros) (d) para o padrão sinótico 1 da região TC.

#### 4.1.1.2 Padrão 2

No segundo padrão, um conjunto de 4 eventos foram agrupados, com 3 dias na primavera e um no verão. Os municípios se localizam na divisa com Minas Gerais e Goiás, sendo 2 em cada estado. A Tabela 4.5 mostra que a data melhor agrupada foi a do dia 26/11/1990, com CS igual a 0,518.

Tabela 4.5. Valores de CS associados a cada evento no padrão 2 da região TC.

<b>Padrão Sinótico 2</b>	
<b>Datas</b>	<b>CS</b>
04/11/1989	0,254
26/11/1990	0,518
20/10/1995	0,065
07/01/2015	0,253

Em superfície, a Figura 4.2a mostra que não havia gradiente significativo de pressão sobre a região TC. Mais distante ao sul, na altura do Uruguai, havia um sistema de baixa pressão sobre o oceano, que não influenciava a região de interesse.

A Figura 4.2b indica um escoamento de Noroeste e confluência dos ventos no nível de 850 hPa, sobre a região onde se encontravam os municípios.

Em altos níveis da atmosfera (Figura 4.2c), uma circulação anticiclônica aparece sobre a Bolívia. Observa-se que no padrão 1 também havia esta circulação anticiclônica em altitude, porém bem mais deslocada para norte. Sobre a região TC, havia uma pequena perturbação de onda curta.

Em 500 hPa (Figura 4.2d), um amplo cavado surge ao sul da região TC, se estendendo até o sul de Minas Gerais.

Neste caso, apesar de não haver um cavado ou um Vórtice Ciclônico de Altos Níveis (VCAN) bem definidos sobre o Nordeste, há uma semelhança com o padrão da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS). Observa-se uma convergência em 850 hPa, com um escoamento desde a região Norte passando pelo Centro-Oeste/Sudeste do Brasil e indo até o oceano Atlântico, um cavado em médios níveis e a presença da Alta da Bolívia em 200 hPa (SILVA; REBOITA; ESCOBAR; 2019).



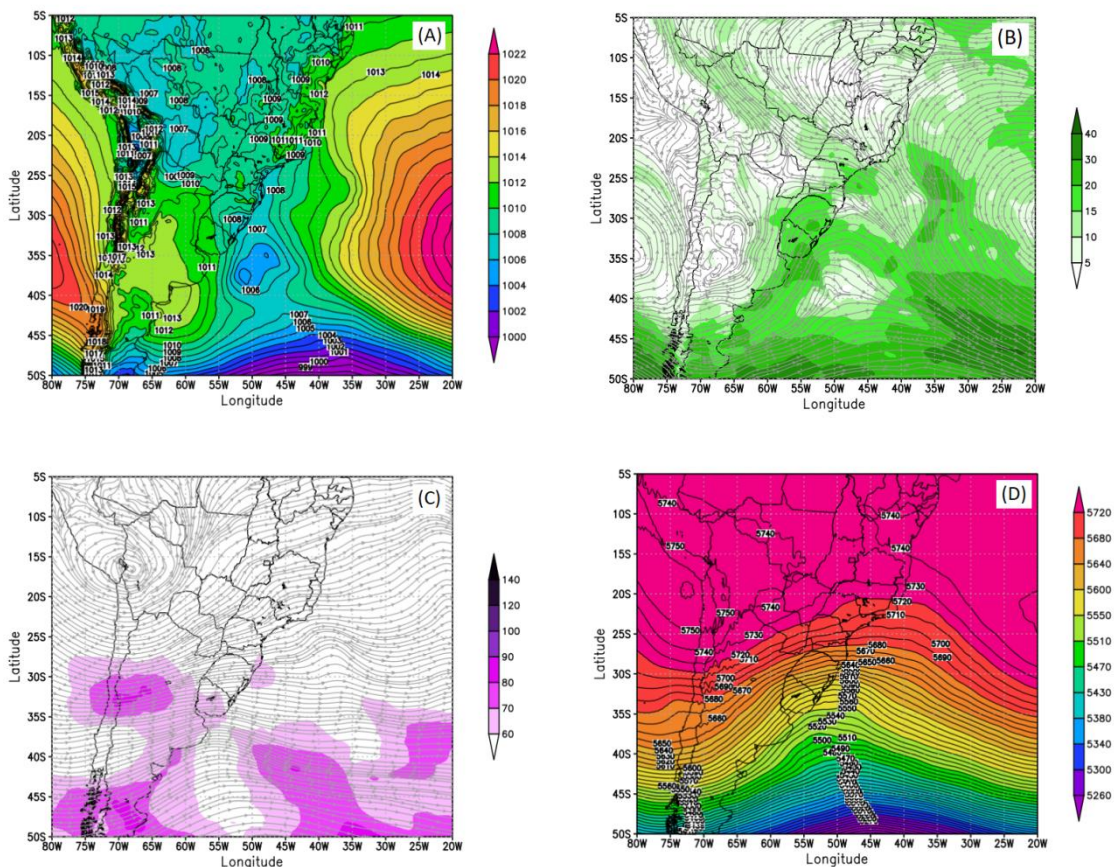


Figura 4.2. Campo de PNMM (hPa) (a), direção e velocidade do vento no nível de 850 hPa (nós) (b), direção e velocidade do vento no nível de 200 hPa (nós) (c) e altura geopotencial no nível de 500 hPa (metros) (d) para o padrão sinótico 2 da região TC.

#### 4.1.1.3 Padrão 3

O padrão 3 agrupou duas datas, ambas na primavera, no mês de outubro. Os dois eventos ocorreram no mesmo município, ao sul do estado de Goiás, porém em datas diferentes. A Tabela 4.6 mostra que ambas as datas foram muito bem agrupadas e com valores de CS bem semelhantes e acima de 0,5.

Tabela 4.6. Valores de CS associados a cada evento no padrão 3 da região TC.

<b>Padrão Sinótico 3</b>	
<b>Datas</b>	<b>CS</b>
22/10/2015	0,549
19/10/2016	0,548

Assim como nos padrões 1 e 2, no terceiro padrão também não havia gradiente de pressão significativo em superfície (Figura 4.3a) sobre a região TC. Um sistema frontal parecia passar bem distante da região de interesse, ao sul do Brasil.

Em 850 hPa (Figura 4.3b), uma forte confluência aparece, com ventos de várias direções convergindo sobre a região TC.

Em altos níveis (Figura 4.3c), uma circulação anticiclônica aparece desta vez sobre a Região Sudeste do Brasil, podendo indicar um escoamento bloqueado, onde os sistemas frontais ficam restritos mais a sul, passando pelo oceano. A região TC se encontrava na borda deste anticiclone, porém sem difluência. Havia também uma forte Corrente de Jato posicionada ao sul do Brasil, com magnitude máxima sobre o oceano.

A Figura 4.3d não indica nenhuma ondulação em médios níveis sobre a região TC. No entanto, é possível observar por este campo, que valores elevados de altura geopotencial (5770 metros) se estendem por toda região central do Brasil, indicando a atuação de uma forte massa de ar quente.

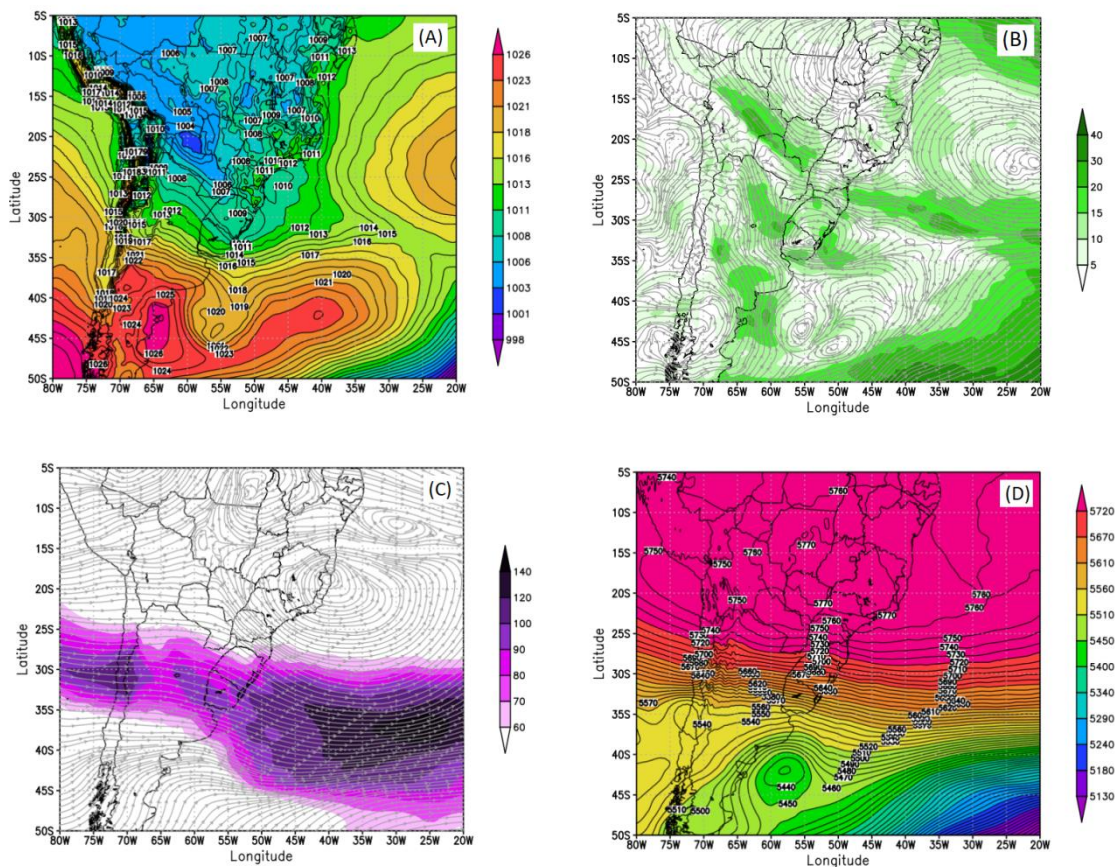


Figura 4.3. Campo de PNMM (hPa) (a), direção e velocidade do vento no nível de 850 hPa (nós) (b), direção e velocidade do vento no nível de 200 hPa (nós) (c) e altura geopotencial no nível de 500 hPa (metros) (d) para o padrão sinótico 3 da região TC.

#### 4.1.1.4 Padrão 4

O quarto padrão foi um conjunto de 5 datas, sendo 4 nas estações da primavera e verão e uma no início do outono. Todos os municípios se localizam na porção mais a sul do estado de Goiás. Na Tabela 4.7, observa-se que neste quarto padrão nenhuma das datas foi agrupada de forma ideal, com valores de CS próximos de zero.

Tabela 4.7. Valores de CS associados a cada evento no padrão 4 da região TC.

<b>Padrão Sinótico 4</b>	
<b>Datas</b>	<b>CS</b>
26/03/1983	0,176
26/11/1983	-0,130
26/12/1992	0,015
27/11/2007	-0,139
05/02/2016	0,095

A Figura 4.4a demonstra que, assim como nos padrões anteriores, não havia gradiente de pressão considerável em superfície sobre a região TC. Um sistema frontal aparecia mais para o oceano, bem a sul da região de interesse.

No nível de 850 hPa (Figura 4.4b), havia uma leve confluência sobre a região onde se encontravam os municípios.

Em 200 hPa (Figura 4.4c), uma circulação anticiclônica atua numa grande área abrangendo parte das Regiões Norte e Centro-Oeste do Brasil, com centro sobre a Bolívia. A região TC se encontrava mais a borda deste sistema.

Em 500 hPa (Figura 4.4d), um cavado inclinado se estendia desde o oceano até o estado de Goiás. Este cavado também aparecia de forma mais suavizada em altos níveis.

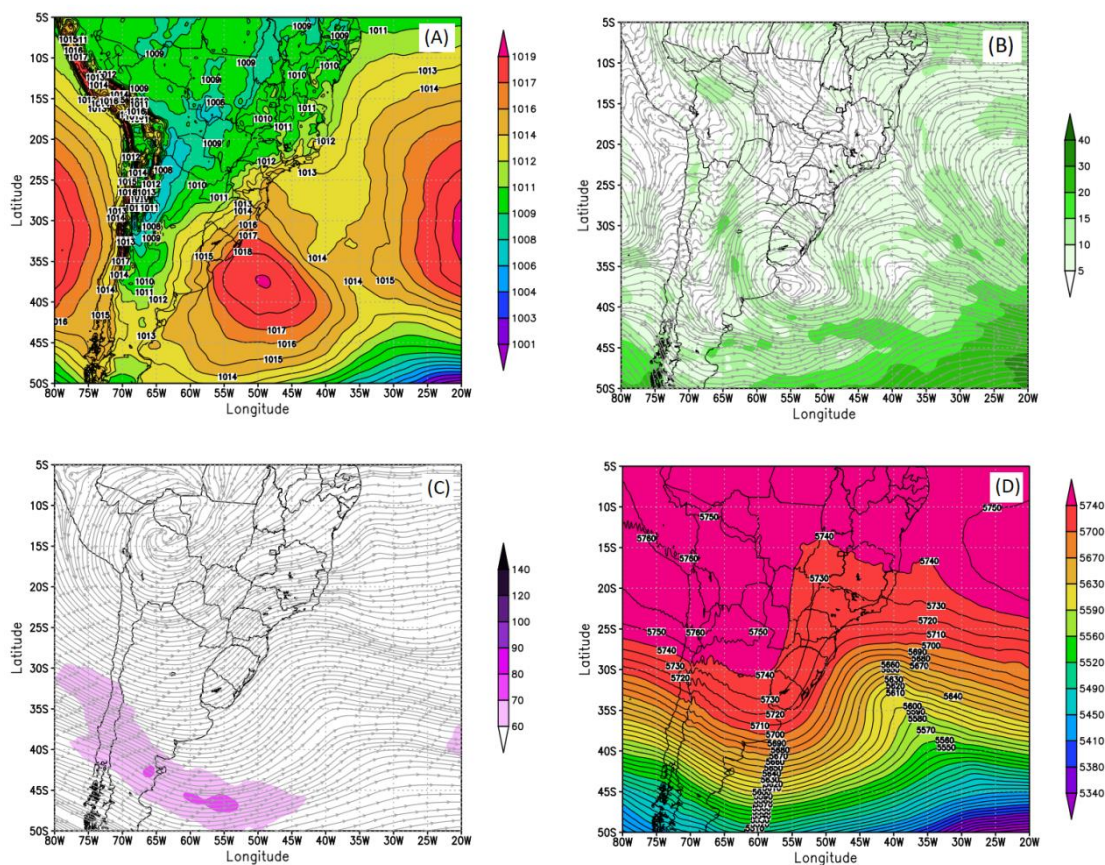


Figura 4.4. Campo de PNMM (hPa) (a), direção e velocidade do vento no nível de 850 hPa (nós) (b), direção e velocidade do vento no nível de 200 hPa (nós) (c) e altura geopotencial no nível de 500 hPa (metros) (d) para o padrão sinótico 4 da região TC.

#### 4.1.1.5 Padrão 5

O padrão 5 foi o agrupamento de 8 eventos, com a maioria de 7 datas nas estações da primavera e verão, e uma no outono. Neste caso, a distribuição foi menos localizada, com municípios espalhados por toda a região TC, abrangendo Minas Gerais, e as porções sul, central e norte do estado de Goiás. A data melhor agrupada foi a do dia 30/09/2017, com CS igual a 0,459 (Tabela 4.8).

Tabela 4.8. Valores de CS associados a cada evento no padrão 5 da região TC.

<b>Padrão Sinótico 5</b>	
<b>Datas</b>	<b>CS</b>
12/11/1990	0,428
01/12/1990	0,389
02/11/1995	0,272
21/10/2004	0,151
28/05/2015	0,278
24/11/2015	0,248
25/12/2016	0,225
30/09/2017	0,459

Pela Figura 4.5a, o campo de PNMM mostra um sistema de alta pressão sobre o oceano e um gradiente de pressão maior sobre o norte de Goiás e parte do estado de Minas no que abrange a região TC. Entretanto, sobre a região em si, o gradiente não era relevante.

A Figura 4.5b mostra maior confluência dos ventos na porção ao sul da região TC, no nível de 850 hPa.

O campo de 200 hPa (Figura 4.5c) mostra um leve cavado a oeste da região TC. Ao norte da Bolívia, com centro posicionado sobre o Acre, existia uma circulação anticiclônica.

Em 500 hPa (Figura 4.5d), um extenso cavado de onda curta se estende desde ao Paraná até o Mato Grosso, com eixo passando a Oeste de grande parte da região TC.

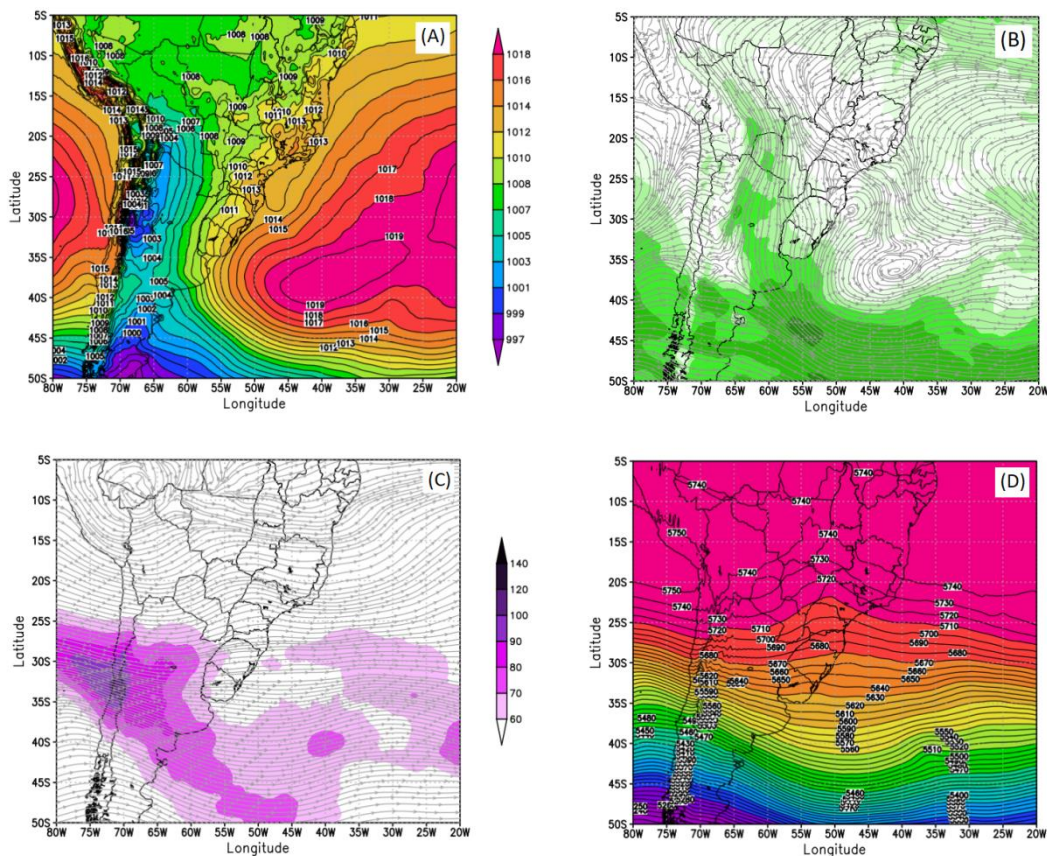


Figura 4.5. Campo de PNMM (hPa) (a), direção e velocidade do vento no nível de 850 hPa (nós) (b), direção e velocidade do vento no nível de 200 hPa (nós) (c) e altura geopotencial no nível de 500 hPa (metros) (d) para o padrão sinótico 5 da região TC.

#### 4.1.1.6 Padrão 6

O padrão 6 foi o agrupamento de 3 datas, sendo uma no fim do outono e duas no inverno. Quanto à localização, duas cidades se encontram em Minas Gerais e, a terceira encontrava-se a sul de Goiás, na divisa entre estes Estados. Os valores de CS associados a cada data são ilustrados na Tabela 4.9. A data que apresentou maior valor de CS foi do dia 15/08/1993, com CS igual a 0,505.

Tabela 4.9. Valores de CS associados a cada evento no padrão 6 da região TC.

<b>Padrão Sinótico 6</b>	
<b>Datas</b>	<b>CS</b>
15/08/1993	0,505
09/08/1998	0,431
01/06/2004	0,171

No campo de PNMM (Figura 4.6a), aparece uma alta transiente sobre o oceano, com característica de uma frente fria e com valor máximo de 1031 hPa. Sobre o continente uma região de cavado se estendia até a região TC. Também observa-se um gradiente de pressão moderado na região.

Na Figura 4.6b, o nível de 850 hPa indica uma confluência dos ventos, principalmente ao sul de Goiás e parte de Minas Gerais, na divisa entre estes dois estados. Ou seja, bem na região onde se encontram os municípios onde ocorreram os acidentes.

Em altos níveis da atmosfera (Figura 4.6c), o Jato Subtropical encontrava-se bem deslocado para latitudes mais baixas, muito a norte de sua climatologia, com magnitude máxima sobre o oceano. Além disso, a região dos acidentes estava localizada na entrada equatorial do Jato, o que é favorável ao movimento ascendente e formação de nuvens convectivas.

Em níveis médios Figura 4.6d não havia cavado sobre a região. Porém, observa-se intenso gradiente de altura geopotencial, com valores mais baixos (5720 metros) indo até o sul de Goiás, o que sugere um ar mais frio atingindo latitudes mais baixas.



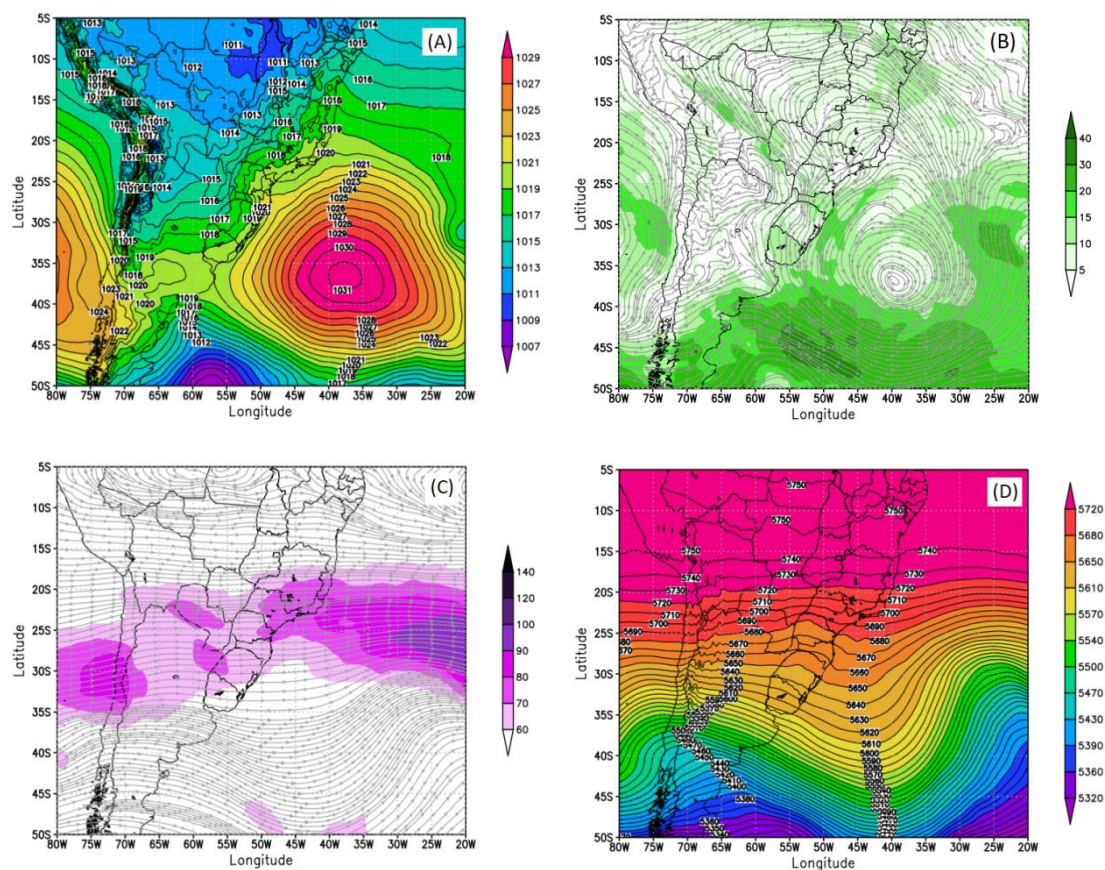


Figura 4.6. Campo de PNMM (hPa) (a), direção e velocidade do vento no nível de 850 hPa (nós) (b), direção e velocidade do vento no nível de 200 hPa (nós) (c) e altura geopotencial no nível de 500 hPa (metros) (d) para o padrão sinótico 6 da região TC.

#### 4.1.1.7 DISCUSSÃO

Para a região TC, houve influência de sistema frontal nos padrões 1 e 6, com grande maioria dos eventos na estação do inverno. No primeiro, havia uma situação de pré-frontal, com a frente fria atuando ao sul da região e sem gradiente de pressão significativo em superfície. No caso 6, a frente fria atuava sobre o oceano, influenciando também o continente, com um cavado e um gradiente de pressão moderado em superfície sobre a região TC. Em ambos os padrões, valores baixos de altura geopotencial atingiram o sul da região de interesse. No padrão 4, um possível sistema frontal, além de estar ao sul da região, passava pelo oceano.

No terceiro padrão, os campos de altos e médios níveis indicavam que havia uma forte massa de ar quente atuando em grande parte da região central do Brasil, incluindo a região TC. Em superfície não havia gradiente de pressão significativo. Porém, o nível de 850 hPa mostrava uma forte confluência em baixos níveis, o que pode ter contribuído para formação de tempestades convectivas, juntamente com o calor.

Os padrões 2 e 4 foram bem semelhantes, com a atuação de uma alta pressão em altos níveis centrada sobre a Bolívia, nenhum sistema atuando em superfície sobre a região, e um cavado em 500 hPa. A principal mudança foi um cavado de onda curta sobre a região no caso 2 em altos níveis e no nível de 850 hPa, havia um escoamento mais intenso de Noroeste. Outra diferença foi em relação ao posicionamento do cavado em médios níveis, sendo mais inclinado e mais próximo da região no padrão 4.

No padrão 5 nada relevante atuava em superfície e nem em altos níveis. Havia um cavado bem configurado em médios níveis e confluência dos ventos em 850 hPa sobre a região TC.

Em todos os padrões havia confluência em baixos níveis sobre a região, destacando um escoamento mais intenso e de Noroeste nos casos 1 e 2 e ventos de várias direções convergindo sobre a região TC no caso 3.

Nos padrões 2, 4 e 5 em altos níveis, havia um escoamento anticiclônico semelhante ao da Alta da Bolívia (AB), o que pode sugerir intensa atividade convectiva (liberação de calor latente) e forte aquecimento da superfície (liberação de calor sensível) (Gutman e Schwerdtfeger, 1965).

O único padrão que mostrou maior gradiente de pressão em superfície foi o caso 6. O padrão 1 não apresentou esta característica, sendo que, dos 5 eventos agrupados, 4 eram datas antigas (sem registro dos horários dos acidentes). Portanto, a figura na verdade pode representar uma situação pré evento, ou seja, não necessariamente a região se encontrava em pré-frontal, mas pode ter havido um registro da atmosfera anterior ao acidente e a passagem da frente. Todos os padrões restantes (2, 3, 4 e 5) podem ter os ventos fortes com origem mais convectiva.

O Quadro 4.1 mostra cada padrão com as respectivas contribuições sinóticas para geração do vento e para a convecção, indicando também quais casos tiveram um vento de origem mais sinótica, de mesoescala (convectiva) ou ambas. Em nenhum padrão pode ser descartada a contribuição convectiva na geração do vento, mesmo onde havia gradiente de pressão.

Quadro 4.1 Contribuição Sinótica e de Mesoescala para o vento na região TC.

Padrão/Classificação	Contribuição Sinótica para o Vento	Contribuição Sinótica para a Convecção	Contribuição para o vento
Padrão 1	Possível atuação da Frente Fria no momento do acidente – Gradiente de Pressão	Baixos níveis: Confluência em 850 hPa. Altos níveis: Sem contribuição. Médios níveis: Sem contribuição.	Meso +Sinótica
Padrão 2	Sem contribuição	Baixos níveis: Confluência em 850 hPa (Escoamento de NW). Altos níveis: Alta da Bolívia (não exatamente sobre a região, mais a oeste) e cavado de onda curta sobre a região. Médios níveis: Sem contribuição.	Meso
Padrão 3	Sem contribuição	Baixos níveis: Forte confluência em 850 hPa (Escoamento em várias direções convergindo sobre a região TC). Altos níveis: Sem contribuição. Médios níveis: Sem contribuição.	Meso
Padrão 4	Sem contribuição	Baixos níveis: Confluência em 850 hPa. Altos níveis: Alta da Bolívia. Médios níveis: Cavado.	Meso
Padrão 5	Sem contribuição	Baixos níveis: Confluência em 850 hPa. Altos níveis: Alta da Bolívia (não exatamente sobre a região, mais ao norte). Médios níveis: região a leste de um cavado bem configurado.	Meso

Padrão 6	Gradiente de Pressão	Baixos níveis: leve confluência em 850 hPa. Altos níveis: Entrada equatorial do Jato Subtropical. Médios níveis: Sem contribuição.	Meso +Sinótica
----------	----------------------	--	----------------

#### 4.1.2 REGIÃO TROPICAL LITORÂNEA

Para esta região com 13 datas, foram realizadas 17 rodadas, modificando os parâmetros de entrada e o número de nós. O número ideal de padrões encontrados foi de 4. O CS Global foi de 0,247. A Tabela 4.10 informa os parâmetros utilizados no melhor teste.

Tabela 4.10. Configuração final dos parâmetros de entrada do SOM para a região TL.

<b>Parâmetros de entrada do SOM</b>	
Número total de interações	6000
Número de interações da fase de ordenamento	4500
Fator de correção inicial da fase de ajuste fino	0,9
Fator de correção final da fase de ajuste fino	0,1
Fator de vizinhança durante fase de ajuste fino	0

##### 4.1.2.1 Padrão 1

O primeiro padrão foi o agrupamento de 4 datas, englobando 3 estações do ano: final do outono, inverno e início da primavera. Todas as cidades estão localizadas no estado de São Paulo, sendo uma na divisa com o estado do Rio de Janeiro. Analisando a qualidade dos agrupamentos (Tabela 4.11), nota-se que a primeira e a última data não foram agrupadas adequadamente e a data melhor alocada foi a do dia 30/09/1991, com CS igual a 0,422.

Tabela 4.11. Valores de CS associados a cada evento no padrão 1 da região TL.

<b>Padrão Sinótico 1</b>	
<b>Datas</b>	<b>CS</b>
25/06/1982	-0,369
30/09/1991	0,422
22/07/2000	0,161
05/06/2016	-0,232

Em superfície (Figura 4.7a), a Região TL parece estar numa situação de pré-frontal, com uma extensa área de cavado sobre a região. Entretanto, não havia gradiente significativo de pressão em superfície que justificasse fortes rajadas.

O nível de 850 hPa (Figura 4.7b) apresentava intenso fluxo de noroeste, passando dos 20 nós e confluência sobre a região TL.

Em altos níveis da atmosfera (Figura 4.7c) observa-se a presença da Corrente de Jato sobre a região, com magnitude máxima sobre o Sul do Brasil.

No nível de 500 hPa (Figura 4.7d) havia um intenso gradiente de altura geopotencial em todo o estado de São Paulo, com valores variando entre 5670 e 5710 metros. Não havia um cavado bem definido.

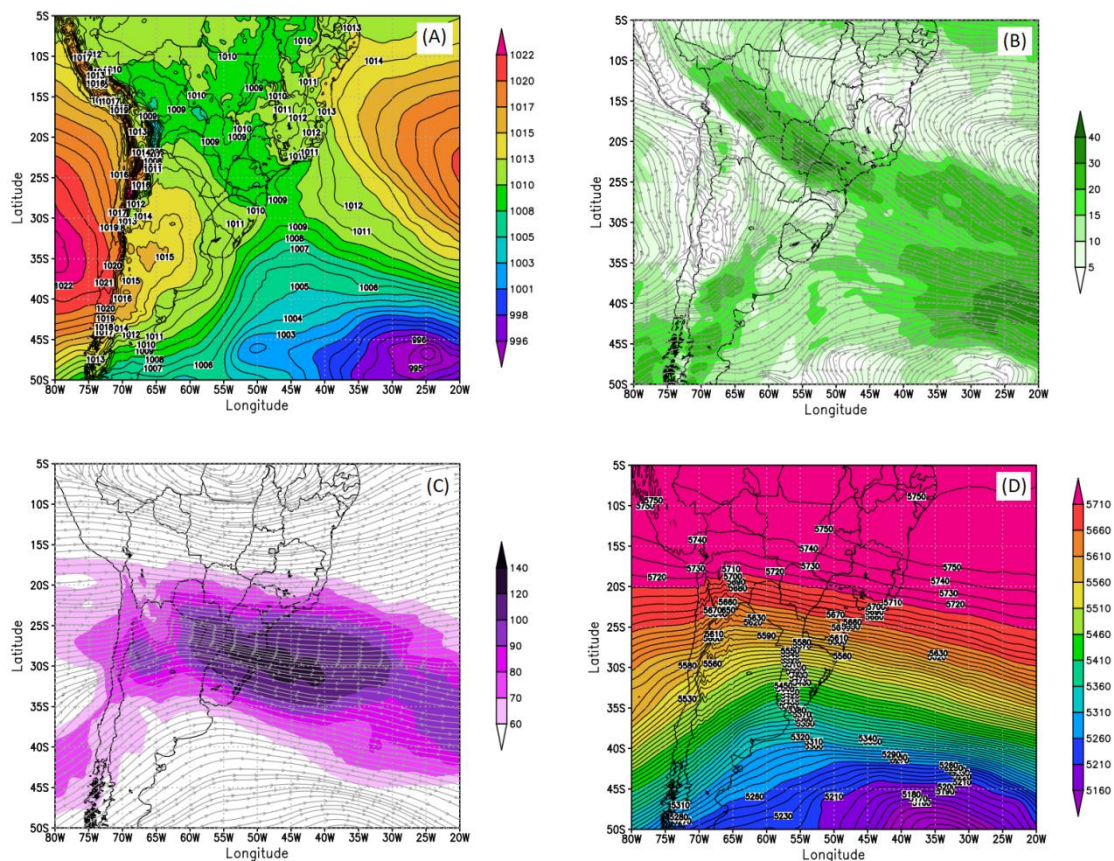


Figura 4.7. Campo de PNMM (hPa) (a), direção e velocidade do vento no nível de 850 hPa (nós) (b), direção e velocidade do vento no nível de 200 hPa (nós) (c) e altura geopotencial no nível de 500 hPa (metros) (d) para o padrão sinótico 1 da região TL.

#### 4.1.2.2 Padrão 2

O segundo padrão foi apenas 1 evento isolado ocorrido no município de Silva Jardim (RJ), na estação da primavera (outubro). Por ser um evento isolado, ou seja, se distinguiu dos demais, sendo muito particular (Tabela 4.12), o valor de CS associado foi exatamente igual a 1.

Tabela 4.12. Valores de CS associados a cada evento no padrão 2 da região TL.

Padrão Sinótico 2	
Datas	CS
21/10/1985	1

Em superfície (Figura 4.8a), a sudeste da região TL havia um intenso sistema de baixa pressão, localizado no oceano. Sobre a região havia um cavado associado a esta baixa. A faixa litorânea dos estados do Rio de Janeiro e São Paulo encontrava-se com forte gradiente de pressão em superfície.

O nível de 850 hPa (Figura 4.8b) apresenta uma circulação ciclônica sobre o oceano e cavado sobre a região, coincidindo com o campo de PNMM.

Na Figura 4.8c, em 200 hPa observa-se que a região TL encontrava-se na entrada equatorial do Jato Subtropical.

Em médios níveis (Figura 4.8d), a região TC, mais precisamente o município do acidente (RJ), encontrava-se a leste de um cavado de onda curta em 500 hPa. Além disso, valores baixos de altura geopotencial atingiam a região (5660 metros).

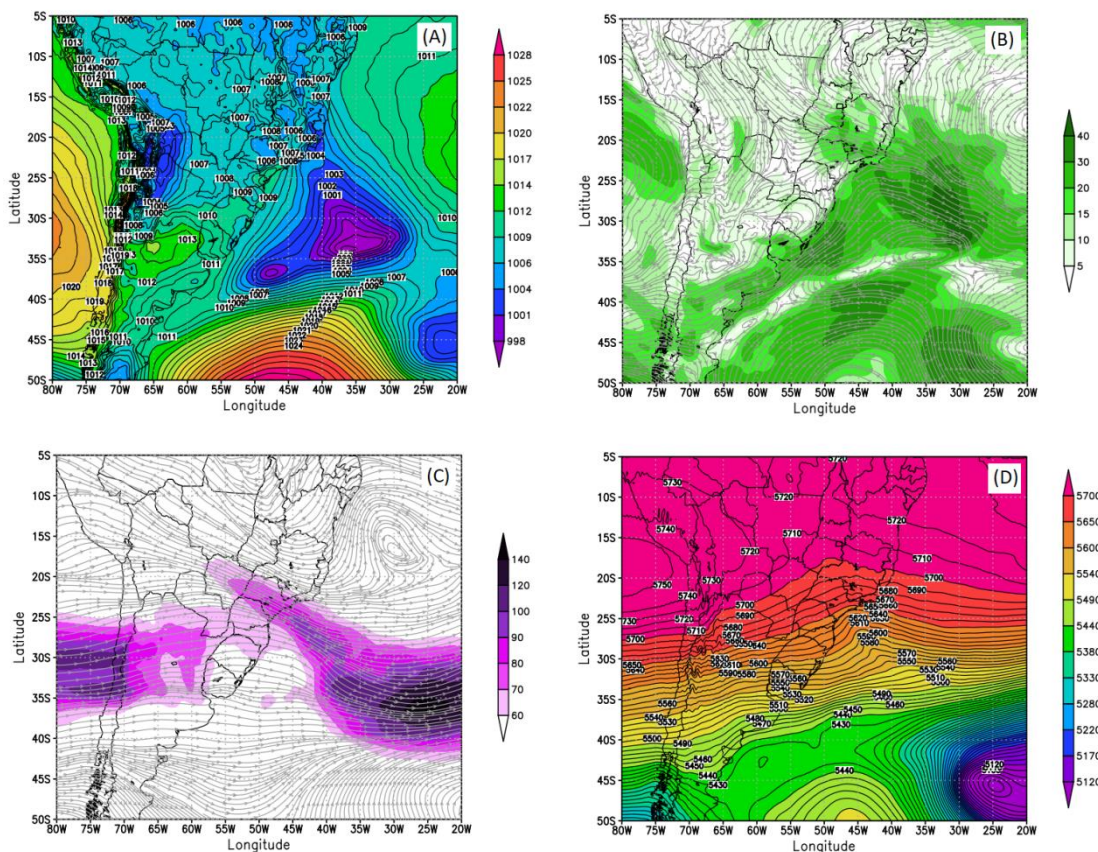


Figura 4.8. Campo de PNMM (hPa) (a), direção e velocidade do vento no nível de 850 hPa (nós) (b), direção e velocidade do vento no nível de 200 hPa (nós) (c) e altura geopotencial no nível de 500 hPa (metros) (d) para o padrão sinótico 2 da região TL.

### 4.1.2.3 Padrão 3

Com um agrupamento de 4 datas, o padrão 3 abrangeu as estações do outono e da primavera, com municípios nos 3 estados que compõem a região TL (SP, RJ e ES). A Tabela 4.13 mostra data melhor agrupada foi a do dia 14/06/1988, com CS de 0,523.

Tabela 4.13. Valores de CS associados a cada evento no padrão 3 da região TL.

<b>Padrão Sinótico 3</b>	
<b>Datas</b>	<b>CS</b>
14/06/1988	0,523
18/11/1995	0,180
17/11/2008	0,438
27/05/2014	0,263

No campo de PNMM (Figura 4.9a), a característica era de uma frente fria, com uma alta migratória na retaguarda (valor máximo de 1021 hPa). Assim como no padrão 2, nota-se intenso gradiente de pressão sobre a região TL.

No nível de 850 hPa (Figura 4.9b) havia um cavado de onda curta se estendendo desde o oceano até o estado do Mato Grosso do Sul, contribuindo para a confluência dos ventos neste nível da atmosfera.

Em altos níveis da atmosfera (Figura 4.9c) a região encontrava-se na entrada equatorial do Jato Subtropical. Além disso, um padrão de circulação semelhante à AB aparece, porém não muito bem configurada e um pouco deslocada para norte.

No nível de 500 hPa (Figura 4.9d) um cavado suavizado aparece, inclinado e mais oceânico, com seu eixo à oeste da região.



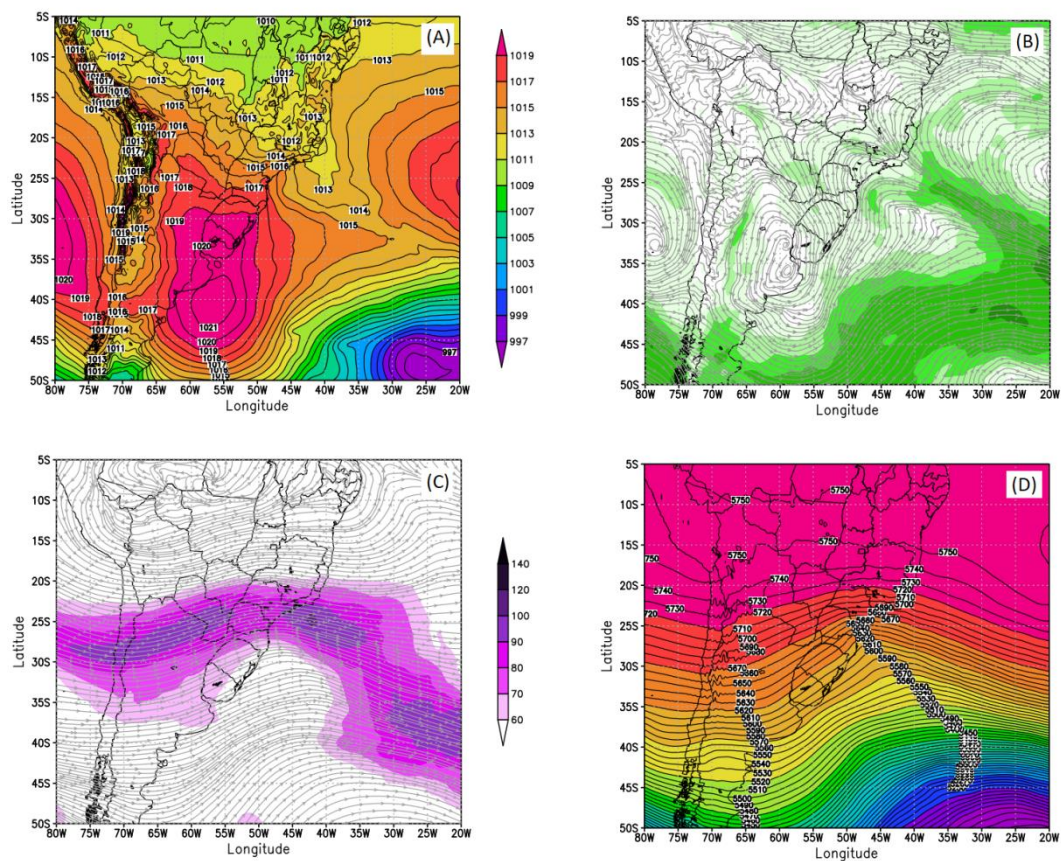


Figura 4.9. Campo de PNMM (hPa) (a), direção e velocidade do vento no nível de 850 hPa (nós) (b), direção e velocidade do vento no nível de 200 hPa (nós) (c) e altura geopotencial no nível de 500 hPa (metros) (d) para o padrão sinótico 3 da região TL.

#### 4.1.2.4 Padrão 4

O quarto e último padrão foi o agrupamento de 4 datas, englobando as estações da primavera e verão, com 2 municípios no estado do Rio de Janeiro e os outros 2 no estado de São Paulo, sendo um na divisa com o Rio de Janeiro. A data melhor agrupada foi a do dia 10/03/1993, com CS igual a 0,446 (Tabela 4.14)

Tabela 4.14. Valores de CS associados a cada evento no padrão 4 da região TL.

<b>Padrão Sinótico 4</b>	
<b>Datas</b>	<b>CS</b>
10/03/1993	0,446
29/12/1993	-0,030
08/10/1998	-0,014
18/10/2013	0,429

Em superfície (Figura 4.10a), a região TL parece estar numa situação de pré-frontal e com uma massa de ar menos intensa do que no padrão 3, assim como no caso 1. De modo também semelhante ao padrão 1, não havia um intenso gradiente de pressão.

Em 850 hPa (Figura 4.10b) havia uma confluência acentuada sobre a região TL, com um escoamento de Noroeste, porém não tão intenso em módulo como no padrão 1.

Em altos níveis da atmosfera, no nível de 200 hPa (Figura 4.10c), um Jato menos intenso em relação aos outros padrões aparecia ao sul da região TL, sobre o Sul do Brasil, acompanhando a frente. Além disso, uma circulação anticiclônica em altos níveis, semelhante à AB atua na parte mais central do Brasil.

No nível de 500 hPa (Figura 4.10d) novamente um cavado suavizado aparece em médios níveis, com eixo levemente inclinado a sudoeste da região TL.

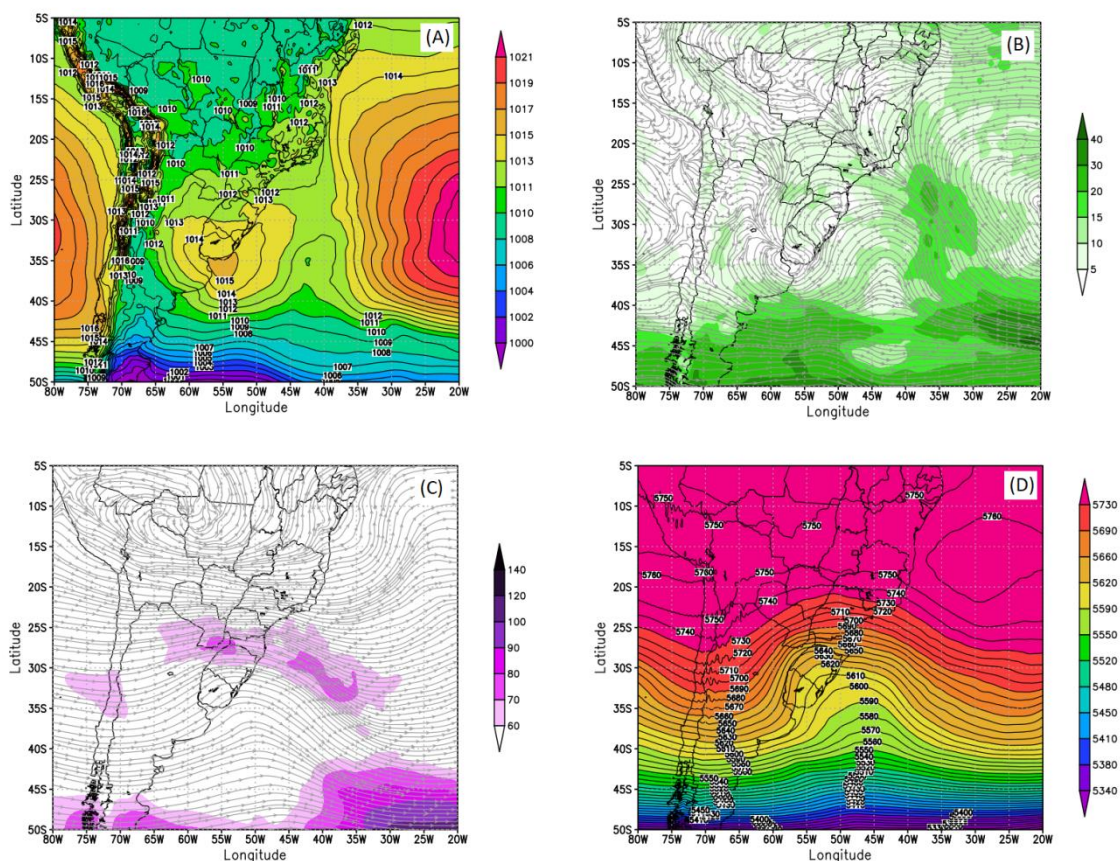


Figura 4.10. Campo de PNMM (hPa) (a), direção e velocidade do vento no nível de 850 hPa (nós) (b), direção e velocidade do vento no nível de 200 hPa (nós) (c) e altura geopotencial no nível de 500 hPa (metros) (d) para o padrão sinótico 4 da região TL.

#### 4.1.2.5 DISCUSSÃO

Na região TL, nos padrões 1 e 4 havia uma situação de pré-frontal, com a frente fria atuando ao sul da região e sem gradiente de pressão intenso em superfície que justificasse uma forte rajada de vento. Em relação às datas agrupadas, no padrão 1 foram alocados casos entre o final do outono, englobando o inverno, e o início da primavera. No caso 4, as datas foram na primavera/verão. Em ambos os casos havia confluência dos ventos com um escoamento de Noroeste, favorecendo o transporte de umidade e calor de latitudes mais baixas, sendo mais intenso em módulo no padrão 1. Em níveis médios, valores mais baixos de altura geopotencial atingiram a região no primeiro padrão, quando comparado ao padrão 4, indicando a incursão de um ar mais frio. Em altos níveis, no primeiro caso o Jato era mais intenso e

encontrava-se sobre a região TL. No caso 4 o Jato era mais fraco e posicionava-se a sul da região. Além disso, no último padrão, um anticiclone em 200 hPa aparecia, semelhante a AB. Os dois padrões podem ter tido maior contribuição convectiva para a geração do vento, principalmente o último, que abrangeu o período mais quente do ano (termodinâmica).

Os padrões 2 e 3 indicaram forte gradiente de pressão em superfície sobre a região de interesse. Sendo o caso 2 um cavado associado a uma intensa baixa pressão no oceano e o caso 3 uma frente fria com alta migratória na retaguarda. Ambos os sistemas tiveram suporte de médios e altos níveis.

O Quadro 4.2 indica cada padrão com as respectivas contribuições sinóticas para geração do vento e para a convecção, indicando quais padrões tiveram um vento de origem mais sinótica, de mesoescala (convectiva) ou ambas. Todos os casos podem ter tido contribuição de ambas as escalas, sinótica e mesoescala, para a geração do vento.

Quadro 4.2 Contribuição Sinótica e de Mesoescala para o vento na região TL.

Padrão/Classificação	Contribuição Sinótica para o Vento	Contribuição Sinótica para a Convecção	Contribuição para o vento
Padrão 1	Possível atuação da Frente Fria no momento do acidente – Gradiente de Pressão	Baixos níveis: Confluência em 850 hPa (Forte escoamento de NW). Altos níveis: Sem contribuição. Médios níveis: Sem contribuição.	Meso +Sinótica
Padrão 2	Gradiente de Pressão	Baixos níveis: Confluência em 850 hPa (Escoamento de NW). Altos níveis: Entrada equatorial do Jato Subtropical. Médios níveis: região a leste de um cavado (bem configurado).	Meso +Sinótica
Padrão 3	Gradiente de Pressão	Baixos níveis: Confluência em 850 hPa. Altos níveis: Entrada equatorial do Jato Subtropical. Médios níveis: região a leste de um cavado.	Meso +Sinótica
Padrão 4	Possível atuação da Frente Fria no momento do acidente – Gradiente de Pressão	Baixos níveis: Confluência em 850 hPa. Altos níveis: Sem contribuição. Médios níveis: Sem contribuição.	Meso +Sinótica

### 4.1.3 REGIÃO SUBTROPICAL

Para a região ST, foram feitos 21 testes, variando os parâmetros de entrada e o número de nós, até achar o que apresentasse o melhor CS e um número de nós que reproduzisse um número suficiente de padrões diferentes entre si. O resultado foram 4 padrões diferentes e os parâmetros descritos na Tabela 4.15. O CS Global foi de 0,231.

Tabela 4.15. Configuração final dos parâmetros de entrada do SOM para a região ST.

<b>Parâmetros de entrada do SOM</b>	
Número total de interações	4000
Número de interações da fase de ordenamento	3000
Fator de correção inicial da fase de ajuste fino	0,9
Fator de correção final da fase de ajuste fino	0,1
Fator de vizinhança durante fase de ajuste fino	0

#### 4.1.3.1 Padrão 1

O primeiro padrão encontrado foi o conjunto de 3 datas das 23 agrupadas, sendo duas na primavera e outra no fim do inverno, no mês de setembro. Os valores de CS associados a cada data são ilustrados na Tabela 4.16. A data melhor agrupada, ou seja, com maior valor de CS foi do dia 02/09/2014, com CS igual a 0,342.

Tabela 4.16. Valores de CS associados a cada evento no padrão 1 da região ST.

<b>Padrão Sinótico 1</b>	
<b>Datas</b>	<b>CS</b>
02/11/1997	0,074
07/10/2010	0,224
02/09/2014	0,342

Analisando a Figura 4.11a, o campo de PNMM é caracterizado por uma região de baixa pressão centrada no estado do Rio Grande do Sul, com forte gradiente de pressão. No estado do Paraná, havia uma região de cavado, porém sem gradiente de pressão significativo.

No nível de 850 hPa (Figura 4.11b), o fluxo indica uma circulação ciclônica sobre o Rio Grande do Sul, contribuindo para uma confluência sobre a região ST, onde também há um escoamento de Noroeste com magnitude em torno de 20 nós, semelhante a um padrão de JBN. Ou seja, favorável à entrada de umidade vinda de latitudes mais baixas.

Observando altos níveis da atmosfera (Figura 4.11c), em 200 hPa, observa-se que o estado do Paraná encontrava-se sob a entrada equatorial do Jato Subtropical, favorecendo o movimento ascendente e, conseqüentemente, a convecção. A magnitude máxima do Jato encontrava-se sobre o oceano.

No nível de 500 hPa (Figura 4.11d) havia um suave cavado com eixo sobre a região ST, ou seja, pouca contribuição em médios níveis neste caso específico.

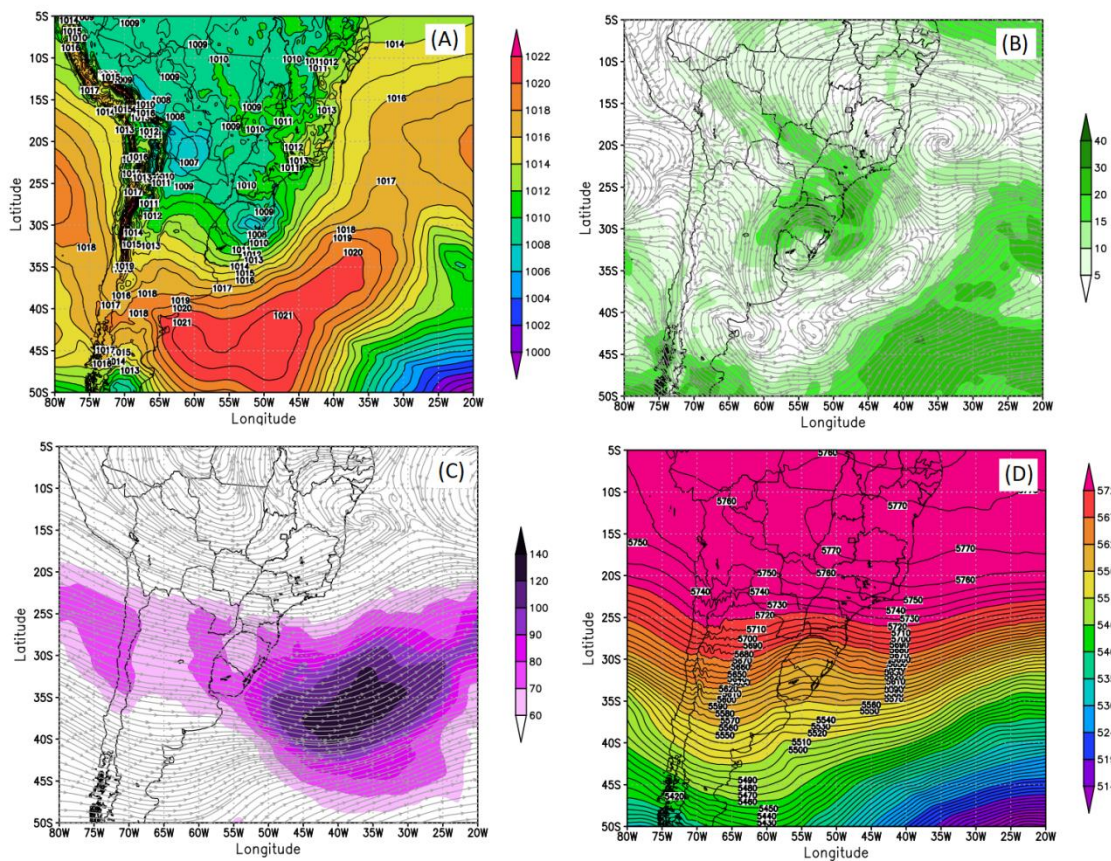


Figura 4.11. Campo de PNMM (hPa) (a), direção e velocidade do vento no nível de 850 hPa (nós) (b), direção e velocidade do vento no nível de 200 hPa (nós) (c) e altura geopotencial no nível de 500 hPa (metros) (d) para o padrão sinótico 1 da região ST.

#### 4.1.3.2 Padrão 2

O padrão 2 foi o conjunto de 9 datas agrupadas, sendo a maioria no outono/inverno e duas na primavera. Em relação aos valores de CS associados a cada data, o evento melhor agrupado foi o do dia 29/10/2011, com CS igual a 0,275 (Tabela 4.17).



Tabela 4.17. Valores de CS associados a cada evento no padrão 2 da região ST.

<b>Padrão Sinótico 2</b>	
<b>Datas</b>	<b>CS</b>
25/06/1994	0,243
21/05/1997	0,253
14/06/2005	0,242
04/09/2005	0,176
04/10/2005	0,214
01/09/2006	0,083
29/10/2011	0,275
22/04/2014	0,140
13/07/2016	0,006

Na Figura 4.12a, o campo de PNMM indica que a região de interesse encontrava-se entre uma área de baixa pressão posicionada sobre o Paraguai (a oeste) e um sistema de alta pressão sobre o oceano (a leste), formando um gradiente de pressão moderado sobre a região ST. Havia também características de um sistema frontal ao sul do Paraná, com uma massa de ar bem configurada avançando sobre o continente, posicionada sobre a Argentina e uma baixa pressão associada à frente posicionada sobre o oceano.

Num nível acima, em 850 hPa, a Figura 4.12b mostra novamente um intenso fluxo de Noroeste sobre a região ST, favorecendo o transporte de umidade de latitudes mais baixas em direção a latitudes mais altas. Além disso, também como no primeiro caso, há uma confluência de ventos neste nível da atmosfera.

Em 200 hPa (Figura 4.12c), nota-se que a região novamente estava sob a entrada equatorial do Jato Subtropical. Além disso, grande parte da Região Sul do Brasil, incluindo o Paraná, encontrava-se a leste de um cavado suave posicionado sobre a Argentina.

Em médios níveis (Figura 4.12d) um cavado suavizado também aparece, com eixo a oeste da região de interesse.

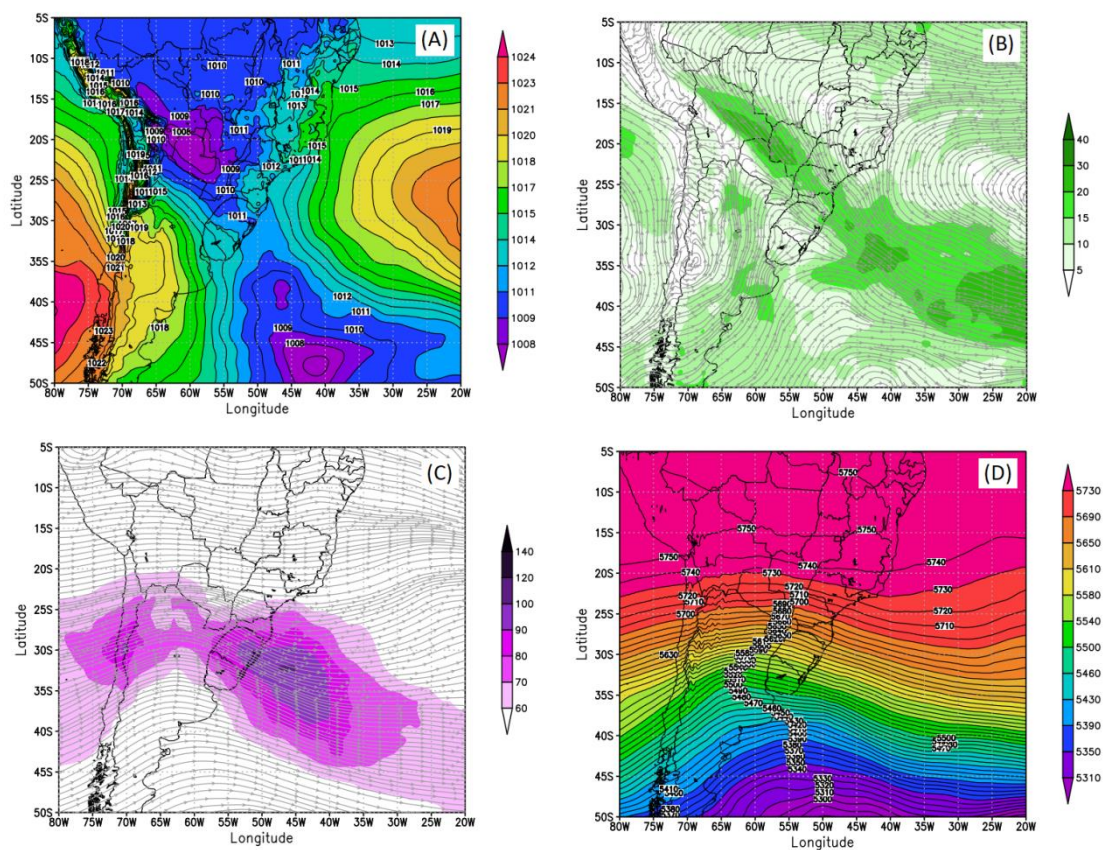


Figura 4.12. Campo de PNMM (hPa) (a), direção e velocidade do vento no nível de 850 hPa (nós) (b), direção e velocidade do vento no nível de 200 hPa (nós) (c) e altura geopotencial no nível de 500 hPa (metros) (d) para o padrão sinótico 2 da região ST.

#### 4.1.3.3 Padrão 3

No terceiro padrão foram agrupadas 3 datas, em períodos do ano bem distintos, um na primavera, outro no outono e o último no verão. A data com maior valor de CS associado foi a do dia 10/01/2009: 0,520 (Tabela 4.18).

Tabela 4.18. Valores de CS associados a cada evento no padrão 3 da região ST.

Padrão Sinótico 3	
Datas	CS
31/10/1990	0,019
06/04/1998	0,494
10/01/2009	0,520

No padrão 3, em superfície (Figura 4.13a), a região de interesse encontra-se numa faixa de forte gradiente de pressão em superfície, sobre uma crista associada a um sistema da alta pressão no oceano. A oeste havia uma região de baixa pressão.

Em 850 hPa, o intenso fluxo de Noroeste também aparece, porém, em direção ao Rio Grande do Sul, passando a oeste do estado do Paraná. Sendo assim, não estava atuando diretamente sobre a região ST (Figura 4.13b).

Pela Figura 4.13c, no nível de 200 hPa, havia uma leve difluência sobre o sul do Paraguai, a oeste da região do Paraná. Ou seja, pouca contribuição de altos níveis sobre a região ST.

Em 500 hPa (Figura 4.13d), diferente dos padrões anteriores, a região encontrava-se a leste de um cavado mais bem configurado, de onda curta, com eixo se estendendo até latitudes mais baixas.

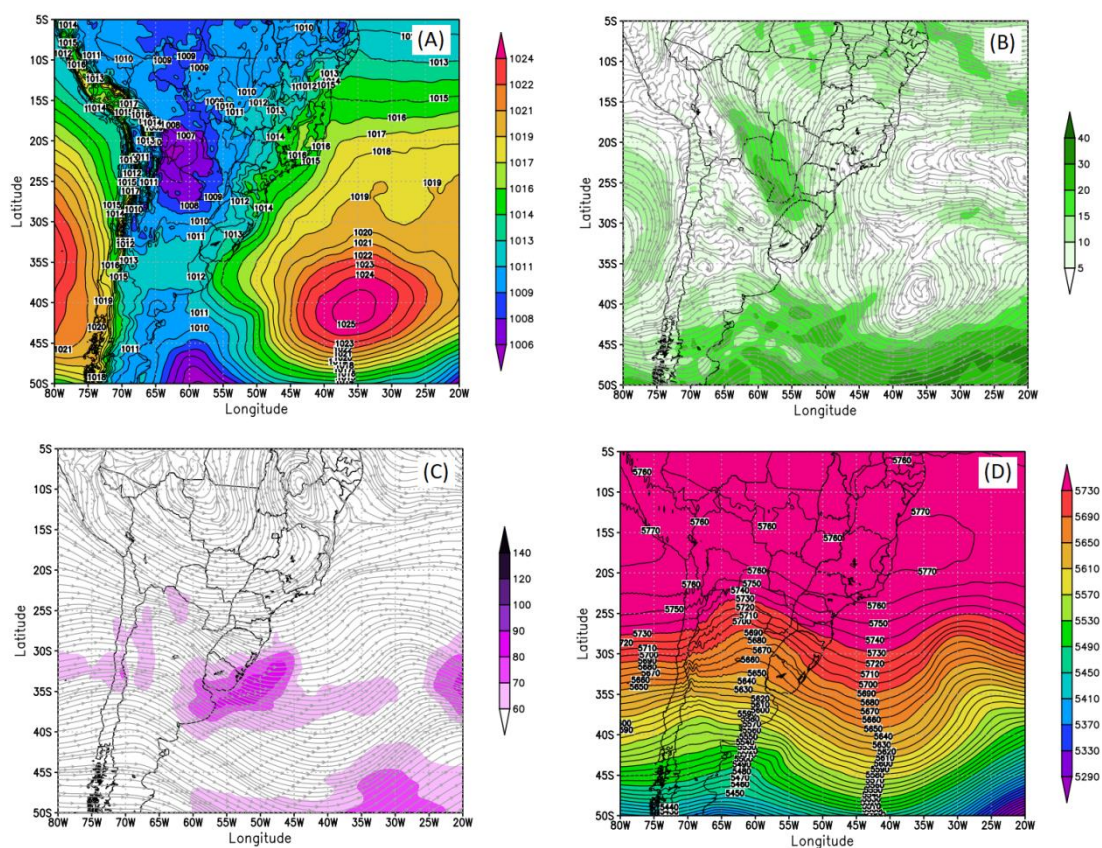


Figura 4.13. Campo de PNMM (hPa) (a), direção e velocidade do vento no nível de 850 hPa (nós) (b), direção e velocidade do vento no nível de 200 hPa (nós) (c) e altura geopotencial no nível de 500 hPa (metros) (d) para o padrão sinótico 3 da região ST.

#### 4.1.3.4 Padrão 4

No quarto e último padrão, o SOM agrupou 8 datas, sendo duas na estação do inverno e as 6 restantes na primavera. A Tabela 4.19 mostra que a data melhor agrupada, com valor de CS igual a 0,384, foi a do dia 24/09/2014. Destaca-se também, que há neste caso dois acidentes ocorridos em dias seguidos, que na tabela aparecem com os horários (Zulu ou GMT) da reanálise, um na noite do dia 06/11/2014 e outro na tarde do dia 07/11/2014, em dois municípios diferentes no oeste do Paraná.

Tabela 4.19. Valores de CS associados a cada evento no padrão 4 da região ST.

<b>Padrão Sinótico 4</b>	
<b>Datas</b>	<b>CS</b>
28/10/1992	0,299
05/11/1994	0,256
03/12/2010	0,073
05/06/2014	0,349
07/06/2014	0,357
24/09/2014	0,384
07/11/2014 (00Z)	0,008
07/11/2014 (18Z)	0,276

No campo de PNMM (Figura 4.14a), assim como no padrão 2, nota-se um padrão de sistema frontal, entretanto associada a uma alta pressão pré-frontal menos intensa (com valor menor de pressão máxima) do que no segundo caso. Também é possível observar um intenso gradiente de pressão sobre a região ST.

Em 850 hPa (Figura 4.14b), sobre a região ST havia um intenso fluxo de Noroeste e confluência neste nível da atmosfera, assim como nos padrões 1 e 2.

No nível de 200 hPa (Figura 4.14c), a Corrente de Jato estava localizada ao Sul da região de interesse, passando sobre o Rio Grande do Sul. Porém,

neste caso, é possível observar uma região de difluência sob o oeste do Paraná, ou seja, na região ST.

Em 500 hPa (Figura 4.14d), um cavado aparece bem suavizado, assim como nos padrões 1 e 2.

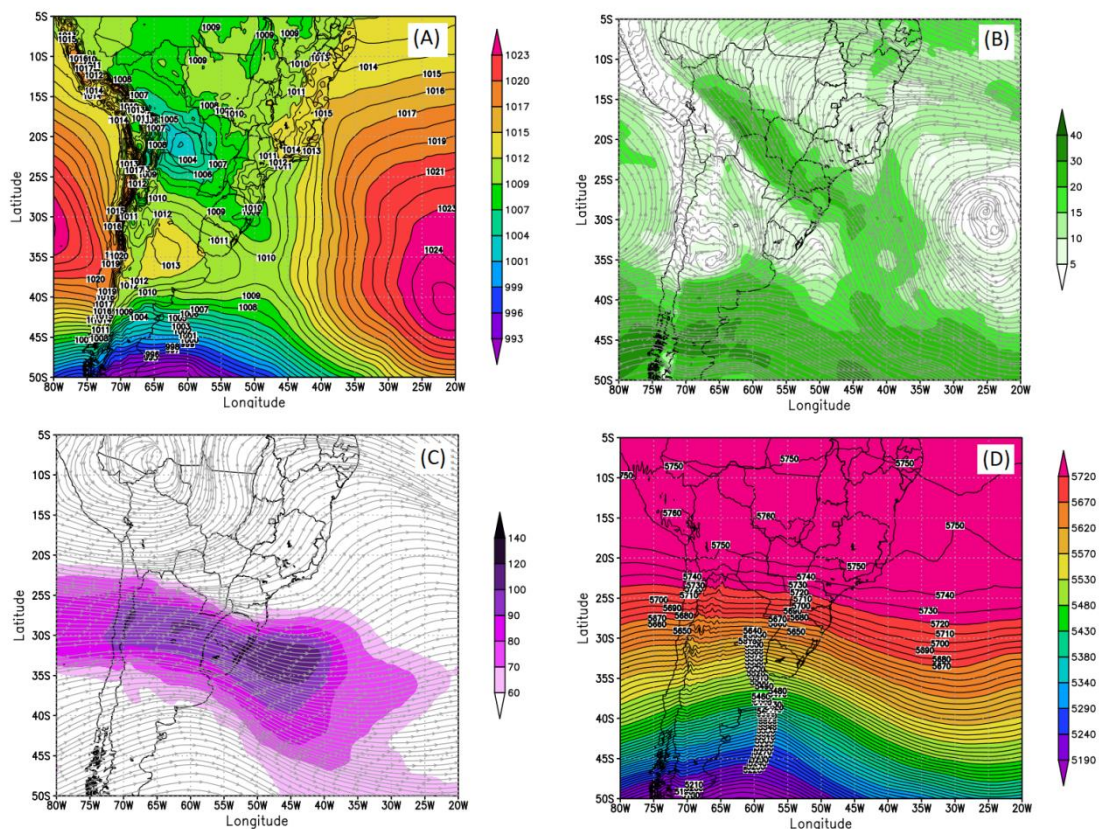


Figura 4.14. Campo de PNMM (hPa) (a), direção e velocidade do vento no nível de 850 hPa (nós) (b), direção e velocidade do vento no nível de 200 hPa (nós) (c) e altura geopotencial no nível de 500 hPa (metros) (d) para o padrão sinótico 4 da região ST.

#### 4.1.3.5 DISCUSSÃO

De forma resumida, no padrão 1 não havia gradiente de pressão significativo sobre a região ST para produzir ventos intensos. Porém, dinamicamente, com confluência dos ventos em baixos níveis e em altos níveis o posicionamento em relação ao Jato, a situação sinótica favorecia a convecção. Nos padrões restantes, havia gradiente de pressão sobre a região,

principalmente os padrões 3 e 4, mostrando a contribuição da sinótica para a geração do vento.

Em todos os 4 padrões havia um forte escoamento de Noroeste em 850 hPa, sendo que, no caso 3 não estava sobre a região ST, e sim passando a oeste do estado do Paraná e indo até o Rio Grande do Sul. No restante, a região ST foi diretamente influenciada.

Nos casos 2 e 4, os padrões indicam um sistema frontal na retaguarda da região ST. Porém no caso 4, a maioria das datas agrupadas foi na primavera, indicando uma massa de ar pós-frontal menos intensa com um sistema de alta pressão centrado em 1013 hPa. No caso 2, a maioria dos casos foi no outono/inverno, com uma alta de 1019 hPa. Além disso, o padrão 2 apresentou valores mais baixos de altura geopotencial em médios níveis atingindo latitudes mais baixas, o que também é um indício de sistemas frontais com massas de ar mais frias.

Em todos os padrões existiam condições dinâmicas favoráveis à formação de tempestades. No entanto, o primeiro padrão foi o que indicou condições para a geração de ventos com origem puramente convectivas, já que não havia gradiente de pressão em superfície suficiente na região ST.

Novamente é indicado (Quadro 4.3) cada padrão com as respectivas contribuições sinóticas para geração do vento e para a convecção, e quais casos tiveram um vento de origem mais sinótica, de mesoescala (convectiva) ou ambas. Em todos os padrões havia condição sinótica para convecção. No primeiro caso, não havia contribuição sinótica para o vento.

Quadro 4.3 Contribuição Sinótica e de Mesoescala para o vento na região ST.

Padrão/Classificação	Contribuição Sinótica para o Vento	Contribuição Sinótica para a Convecção	Contribuição para o vento
Padrão 1	Sem contribuição	Baixos níveis: Padrão de JBN. Altos níveis: Entrada equatorial do Jato Subtropical. Médios níveis: Sem/pouca contribuição.	Meso
Padrão 2	Gradiente de Pressão Moderado	Baixos níveis: Padrão de JBN. Altos níveis: Entrada equatorial do Jato Subtropical. Médios níveis: Sem/pouca contribuição.	Meso +Sinótica
Padrão 3	Gradiente de Pressão	Baixos níveis: Padrão de JBN (não exatamente sobre a região, mais a oeste). Altos níveis: Difluência (mais a oeste). Médios níveis: região a leste de um cavado (bem configurado).	Meso +Sinótica
Padrão 4	Gradiente de Pressão	Baixos níveis: Padrão de JBN. Altos níveis: Forte Difluência. Médios níveis: Sem/pouca contribuição.	Meso +Sinótica

## 4.2 ANÁLISE DE MESOESCALA

Utilizando todos os dados disponíveis de estações automáticas de superfície do INMET, ou seja, do mês de maio do ano 2000 em diante, foram encontradas 27 estações próximas aos acidentes.

A Tabela 4.20 ilustra os 27 acidentes em que haviam estações meteorológicas próximas. Destas 27, apenas 13 identificaram rajada de vento forte, acima de 52 km/h. Das 13, 8 tiveram característica de ventos de origem convectiva, com aumento de pressão em superfície igual ou superior a 2 hPa e queda de temperatura maior ou igual a 4 °C. As outras 5 não indicaram variação significativa de pressão e temperatura, além de apresentar rajadas fortes por várias horas seguidas.

Tabela 4.20. Número de estações próximas aos acidentes, número de estações que registraram rajadas, número de casos com característica de rajada de origem sinótica e número de casos com característica de rajada de origem convectiva.

Nº de Acidentes com estações próximas.	Nº de Acidentes em que as estações próximas conseguiram identificar rajada de vento forte.	Nº de Estações que identificaram rajada de vento forte, mas sem variação significativa na pressão e temperatura e com várias rajadas seguidas.	Nº de Estações que identificaram rajada de vento forte e variação significativa na pressão e temperatura.
27	13	5	8

Observa-se todas as 5 identificadas como de origem sinótica foram na região ST. Das 8 convectivas, 5 foram na região ST, uma na TC e duas na região indefinida/intermediária (que não entrou na classificação do SOM).

Além disso, após a análise dos compostos sinóticos, foram escolhidos os padrões de cada região ST, TC e TL, com caráter mais convectivo: em que não havia gradiente significativo de pressão em superfície e ao mesmo tempo em que tinham condições sinóticas favoráveis para o desenvolvimento de uma tempestade severa.

O primeiro filtro foi selecionar apenas os casos de 2011 em diante, pois como já mencionado anteriormente, não havia registro do horário do acidente antes deste ano. Para a análise sinótica foi escolhido o horário de 18Z. Porém,



para uma análise de mesoescala, mais detalhada, a ausência do horário exato do acidente dificultaria esta investigação.

Assim, dos 8 eventos confirmados pelas estações meteorológicas, duas datas coincidiram em serem de 2011 em diante e estarem classificadas em padrões sinóticos com caráter convectivo (de acordo com a análise sinótica - SOM): a primeira na região ST (02/09/2014) e segunda na TC (19/10/2016), uma no final do inverno e outra na estação da primavera e nos períodos do final da tarde (17:00 hora local) e início da noite (20:00 hora local), respectivamente (Tabela 4.21).

Tabela 4.21. Localização das estações meteorológicas de superfície e distâncias em relação aos locais dos acidentes.

Data	Local do Acidente	Local da Estação do INMET	Distância do acidente para a Estação
20/09/2006	Carmo do Rio Claro – MG – Região Indefinida	Passos - MG	60 km
10/01/2009	Iguatu – PR – Região S	Mal. Rondon - PR	100 km
07/10/2010	Cascavel – PR – Região S	Mal. Rondon - PR	87 km
02/09/2014	Campina da Lagoa – PR – Região S	Nova Tebas - PR	88 km
24/09/2014	Cafelândia - PR – Região S	Planalto - PR	131 km
07/11/2014	Roncador - PR – Região S	Nova Tebas – PR	35 km
01/06/2016	Araraquara – SP – Região Indefinida	São Carlos – SP	41 km
19/10/2016	Santa Helena de Goiás – GO – Região TC	Rio Verde - GO	34 km

Na região ST, o padrão 1 encontrado pelo SOM foi um agrupamento de 3 datas. De todos os padrões este foi o que menos teve contribuição do gradiente de pressão na produção do vento. Dois casos se confirmaram como convectivos pelos dados das estações do INMET (Tabela 4.21): Cascavel (07/10/2010) e Campina da Lagoa (02/09/2014). Foi escolhido para a análise de mesoescala o que tinha horário (a partir de 2011) – 02/09/2014.

Um dos critérios de sondagens de proximidade para investigação de ocorrência de tornados propostos por Brooks; Doswell; Cooper (1994), é que a sondagem deve amostrar a mesma massa de ar que deu origem e sustentou a tempestade. Os outros dois critérios utilizados pelos autores seriam uma distância em torno de 80 km da sondagem para o local do tornado e um intervalo em torno de uma hora (antes ou depois do tornado) entre o horário de lançamento da sondagem e a hora exata de ocorrência do tornado.

Neste trabalho, foi utilizada a penas o primeiro critério, pois além de não ser um estudo específico sobre tornados, a ideia foi analisar o estado da atmosfera, principalmente antes da tempestade ocorrer, isto é, o estudo do potencial que a atmosfera local tinha para a formação da tempestade, na visão que um previsor teria numa situação operacional.

Sendo assim, foram escolhidas as sondagens mais próximas aos dois eventos, nos horários que antecederam as tempestades, 12Z (Tabela 4.22).

Tabela 4.22. Localização das estações meteorológicas de altitude e distâncias em relação aos locais dos acidentes.

Data	Local do Acidente	Local da Estação da REDEMET - Sondagem	Distância do acidente para a Estação
02/09/2014	Campina da Lagoa – PR – Região ST	Foz do Iguaçu - PR	206 km
19/10/2016	Santa Helena de Goiás – GO – Região TC	Brasília - GO	356 Km

#### 4.2.1 Caso 1 – Região TC – Santa Helena de Goiás (GO)

O caso estudado na região TC encontra-se agrupado no padrão 3, efetuado pelo SOM. Como já visto na análise sinótica, este padrão indicava a atuação de uma forte massa de ar quente em grande parte da região Centro-Oeste e Sudeste do Brasil. Além disso, no nível de 850 hPa, havia uma forte confluência dos ventos sobre a região.

A estação do INMET Rio Verde registrou rajada de 70 km/h no horário próximo ao evento, com aumento de pressão de 2,3 hPa e queda de temperatura de 7,5 °C.

Neste dia, fortes ventos foram reportados na região do Distrito Federal com duração de menos de 15 minutos, danificando postes de energia, destelhando edifícios e derrubando árvores (<http://g1.globo.com/distrito-federal/noticia/2016/10/temporal-destroi-mil-casas-e-deixa-15-mil-sem-luz-em-samambaia-no-df.html>). O município onde ocorreu o acidente (Furnas) foi Santa Helena de Goiás, a sudoeste do Distrito Federal. Na imagem de Satélite

(Figura 4.15) é possível observar dois núcleos de chuva isolados, um atuando próximo ao Distrito Federal e outro no município de Santa Helena de Goiás.

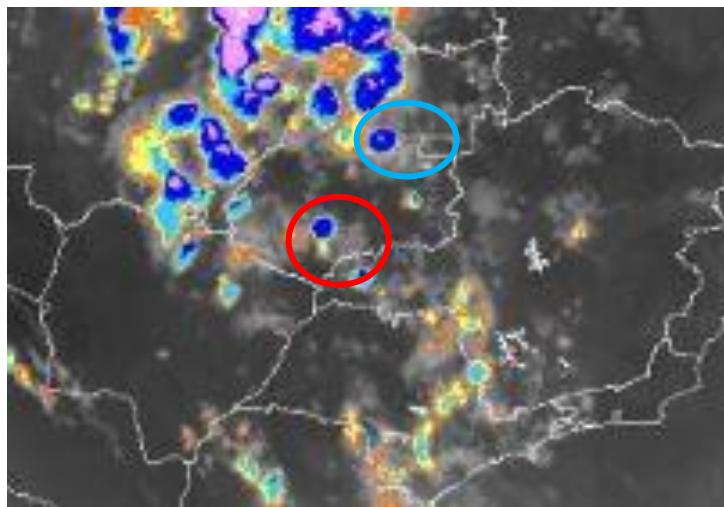


Figura 4.15. Imagem de Satélite Infravermelho Realçada (GOES) de 22Z do dia 19/10/2016. Envolvido de vermelho, o núcleo de chuva isolado atuando na cidade do acidente (Santa Helena de Goiás), e envolvido de azul, outro núcleo mais ao norte próximo ao Distrito Federal, onde se noticiou danos associados ao vento. A cor azul escura dos núcleos indica temperatura do topo da nuvem entre  $-60^{\circ}\text{C}$  e  $-70^{\circ}\text{C}$ .

Na Sondagem (Figura 4.16) observa-se um valor moderado de CINE ( $-61 \text{ J/kg}$ ), mostrando que não havia um forte inibidor da convecção já no início do dia. A CAPE apresentava valor igual a  $429 \text{ J/kg}$  neste horário, o que não é considerado alto.

Quanto aos índices indicativos de potencial para correntes descendentes, a DCAPE indicou valor mais significativo ( $1105 \text{ J/kg}$ ), seguido do HMI, com um valor considerado moderado (15). O índice WMSI indicava potencial fraco, com valor igual a 8.

Os índices TT e K indicavam potencial moderado/forte para tempestades severas, com valores iguais a 45,6 e 37,3, respectivamente. Ambos apontando para uma atmosfera instável.

A LR apresentava valor igual a  $5,2 \text{ }^{\circ}\text{C/Km}$ , o que ainda não indica uma atmosfera instável. O IL era de 0, sendo considerado fraco.

Nos índices dinâmicos, o BRNSH ( $31,3 \text{ m}^2/\text{s}^2$ ) não indica forte cisalhamento vertical na atmosfera e o HRT ( $-44 \text{ m}^2/\text{s}^2$ ) também apresentou valor abaixo do considerado relevante na literatura (menor, em módulo, que  $150 \text{ m}^2/\text{s}^2$ ).

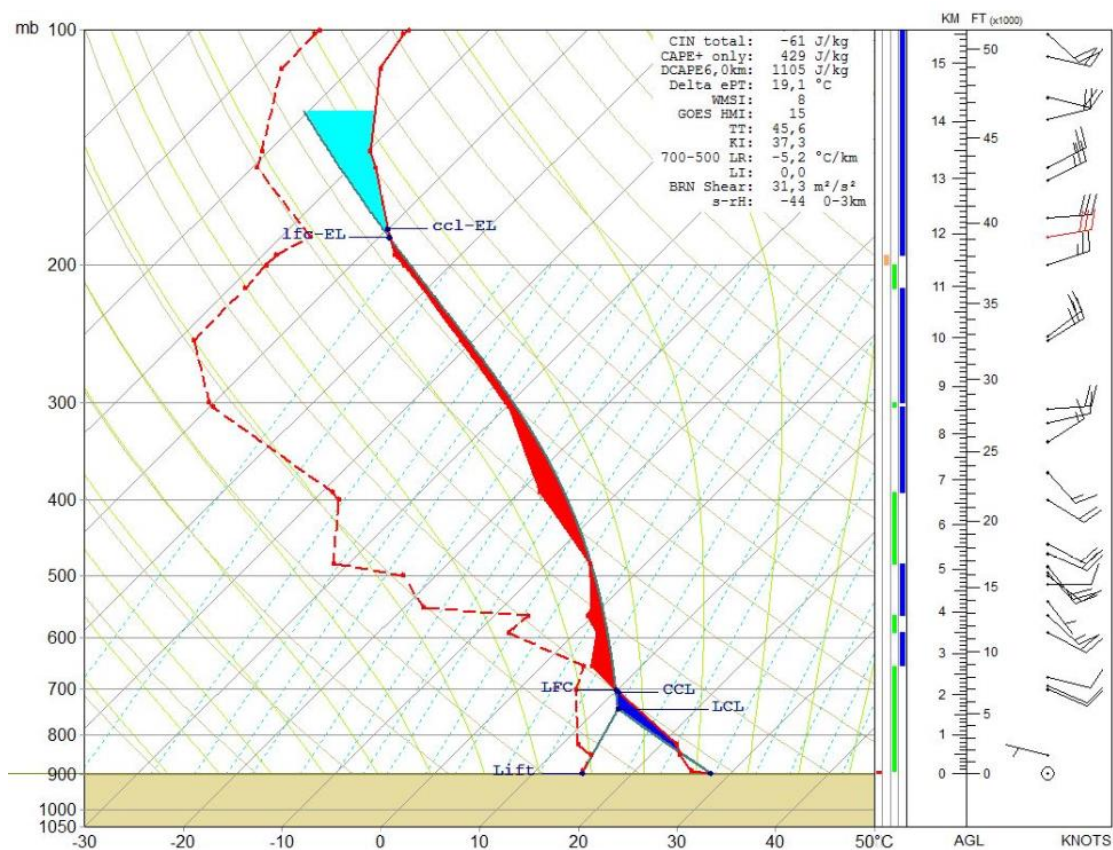


Figura 4.16. Sondagem do Aeroporto de Brasília de 12Z do dia 19/10/2016, relativo ao evento ocorrido no início da noite. Área em azul escuro – CINE; área em vermelho – CAPE; área em azul claro – Energia de inibição convectiva após a perda de empuxo. Observação: Estação localizada no Planalto Central, numa altitude de aproximadamente 1070 metros. Pressão ajustada ao nível médio do mar de 1018,4 hPa.

Para uma análise mais próxima do horário do evento, a temperatura em superfície foi modificada para a máxima registrada neste dia (Figura 4.17). Na visão de um previsor no horário da sondagem, o experimento poderia ser realizado colocando a temperatura máxima prevista. Vale ressaltar que este é um teste visando apenas examinar a mudança termodinâmica devido ao aquecimento diurno, pois outros parâmetros também podem variar ao longo do dia.

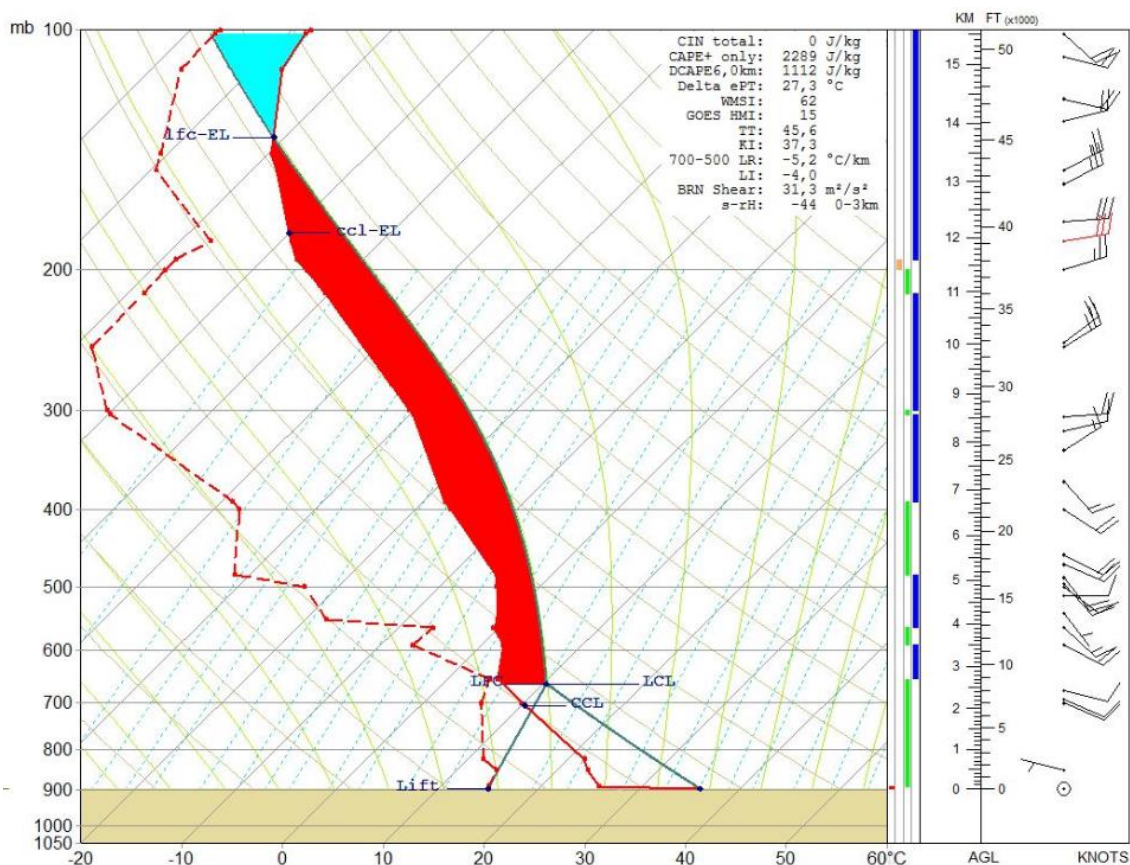


Figura 4.17. Sondagem do Aeroporto de Brasília de 12Z do dia 19/10/2016, com a temperatura alterada para a máxima do dia (36 °C). Área em azul escuro – CINE; área em vermelho – CAPE; área em azul claro – Energia de inibição convectiva após a perda de empuxo. Observação: Estação localizada no Planalto Central, numa altitude de aproximadamente 1070 metros. Pressão ajustada ao nível médio do mar de 1018,4 hPa.

A CINE passou de 61 para 0. A CAPE teve um aumento de 429 J/kg para 2289 J/kg e a diferença de  $\theta_E$  entre níveis médios e baixos da atmosfera, subiu de 19,1 °C para 27,3 °C. Consequentemente, o WMSI foi de 8 para 62. A DCAPE apresentou ligeiro aumento no seu valor, de 1105 J/kg para 1112 J/kg. Já o IL passou de 0 para -4. Ou seja, todos indicando um aumento da instabilidade termodinâmica ao longo do dia, levando em consideração apenas o aquecimento diurno da superfície até uma temperatura de 36°C (estação Rio Verde - INMET).

Resumidamente, este caso mostrou que a contribuição sinótica principal foi uma convergência em baixos níveis (850 hPa). Em superfície e em médios e altos níveis da atmosfera a escala sinótica pouco interferiu na convecção. Além

disso, os índices mostram que não houve contribuição dinâmica em mesoescala, com HRT e BRNSH apresentando valores baixos. A contribuição termodinâmica neste caso foi notória, onde no início do dia alguns índices já davam sinais de uma atmosfera instável, como TT e K, e potencial favorável para correntes descendentes, com DCAPE acima de 1000 e HMI moderado. O HMI neste caso poderia indicar uma camada seca em níveis mais baixos, o que é possível notar pela sondagem, sendo favorável à evaporação abaixo da nuvem, microexplosão seca ou híbrida. Com o aquecimento diurno, índices como CAPE, IL,  $\Delta\theta_E$  e WMSI apresentaram aumento significativo (Quadro 4.4). Ou seja, a contribuição termodinâmica neste caso foi mais importante do que a dinâmica.

Quadro 4.4 Valores dos índices no horário da observação (12Z) e após a temperatura da superfície ser alterada para a máxima registrada no dia, para a região TC. Alguns índices não são alterados.

Índices	Horário (12Z)	Temp_Máxima	Alteração
CINE	-61 J/kg	0 J/kg	Sim
CAPE	429 J/kg	2289 J/kg	Sim
DCAPE	1105 J/kg	1112 J/kg	Sim
$\Delta\theta_E$	19,1 °C	27,3 °C	Sim
WMSI	8	62	Sim
HMI	15	15	Não
TT	45,6	45,6	Não
K	37,3	37,3	Não
LR	5,2 °C/km	5,2 °C/km	Não
IL	0	-4	Sim
BRNSH	31,3 m <sup>2</sup> /s <sup>2</sup>	31,3 m <sup>2</sup> /s <sup>2</sup>	Não
HRT	-44 m <sup>2</sup> /s <sup>2</sup>	-44 m <sup>2</sup> /s <sup>2</sup>	Não

#### 4.2.2 Caso 2 – Região ST – Campina da Lagoa (PR)

O caso estudado na região ST se insere no padrão 1 do agrupamento realizado pelo SOM. Neste padrão, havia confluência dos ventos em baixos níveis da atmosfera (850 hPa), com um escoamento de noroeste com magnitude em torno de 20 nós, o que favorecia o transporte de calor e umidade de latitudes mais baixas em direção a região. Em altos níveis (200 hPa), o estado do Paraná encontrava-se posicionado na entrada equatorial do Jato Subtropical, onde a dinâmica contribui para a produção de movimentos ascendentes e, conseqüentemente, a convecção.

No horário próximo ao evento, a estação do INMET Nova Tebas registrou rajada de 88 km/h, com aumento de pressão de 4,2 hPa e queda de temperatura de 9,2 °C.

Uma tempestade atingiu várias cidades do Paraná, com chuva, granizo e rajadas de vento (<http://g1.globo.com/pr/parana/noticia/2014/09/temporal-atinge-curitiba-e-cidades-do-centro-sul-do-parana.html>). Na imagem de Satélite (Figura 4.18) é possível observa um Sistema Convectivo de Mesoescala (SCM) atuando em grande parte do estado do Paraná e Santa Catarina, incluindo o município do acidente (Campina da Lagoa).

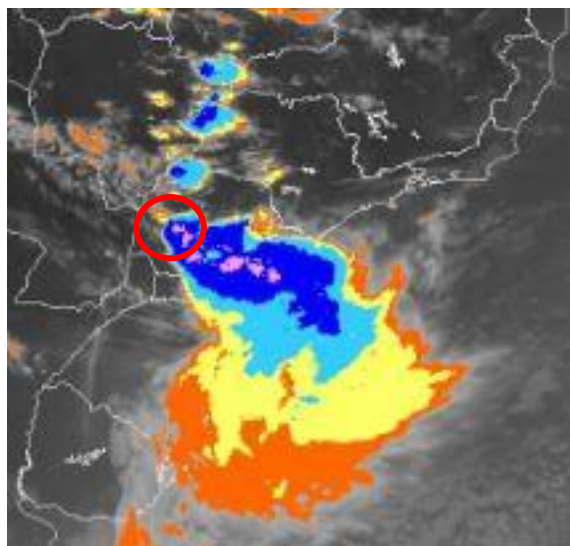


Figura 4.18. Imagem de Satélite Infravermelho Realçada (GOES) de 20Z do dia 02/09/2014. Envolvido de vermelho está a região onde se encontra o município Campina da Lagoa. A cor rosa indica temperatura do topo da nuvem entre -70°C e -80°C.

A Figura 4.19 indica a CINE com valor de 506 J/kg, o que é considerado elevado, mostrando que havia um forte inibidor convectivo. Já a CAPE não apresentava um valor elevado (637 J/kg) neste horário.

Quanto aos índices indicativos de potencial para correntes descendentes, a DCAPE foi a que indicou valor mais significativo (1386 J/kg). Os índices WMSI (11) e HMI (1) indicavam potencial fraco.

Os índices TT e K indicavam potencial moderado/forte para tempestades severas, segundo seus valores de referência, com TT igual a 55 e K igual a 38,5. Ambos apontando para uma atmosfera instável.

A LR indicava uma atmosfera condicionalmente instável (módulo entre 6 e 9,5 °C) com valor igual a 7,2 °C/Km. O IL era de -3, o que está entre fraco e moderado.

A Figura 4.19 também mostra um ambiente pré-convectivo com intenso cisalhamento vertical do vento, com o índice BRN Shear igual a 101,8 m<sup>2</sup>/s<sup>2</sup>, bem mais elevado em relação ao caso da região TC. O índice HRT também apresentou valor muito elevado (-492 m<sup>2</sup>/s<sup>2</sup>), indicando um giro no vetor cisalhamento nos primeiros 3 km da atmosfera no sentido anti-horário, o que assinala advecção quente (o que também é possível observar pelas barbelas, à direita da Figura 4.19).



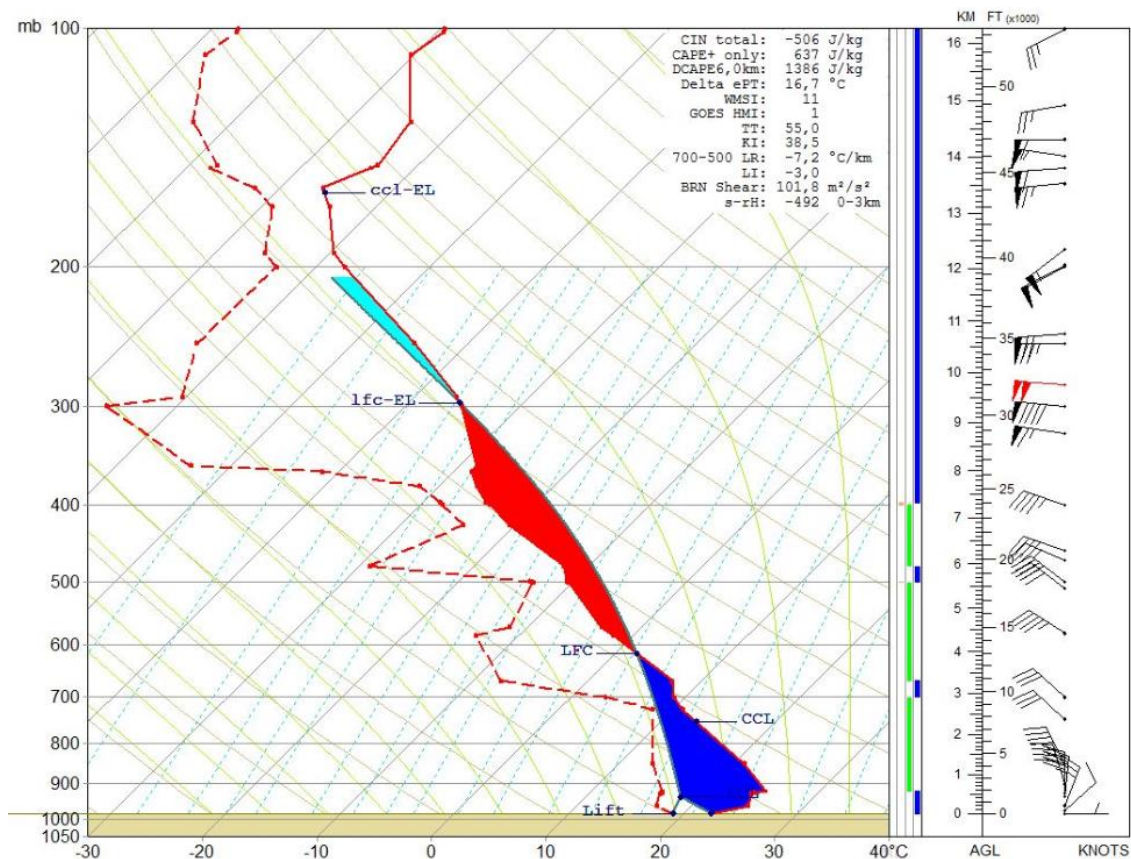


Figura 4.19. Sondagem do Aeroporto de Foz do Iguaçu de 12Z do dia 02/09/2014, relativo ao evento ocorrido no final da tarde. Área em azul escuro – CINE; área em vermelho – CAPE; área em azul claro – Energia de inibição convectiva após a perda de empuxo.

Na Figura 4.20, após modificar a temperatura em superfície para a máxima registrada do dia 02/09/2014 (31,4°C na estação Nova Tebas - INMET), apenas os índices termodinâmicos que dependem da temperatura em superfície foram alterados.

A CINE diminuiu seu módulo de 506 J/kg para 75 J/kg, indicando uma perda da inibição convectiva. Enquanto que a CAPE teve um aumento de 637 J/kg para 2446 J/kg.

Devido ao aumento da CAPE e também da diferença de  $\theta_E$  entre níveis médios e baixos da atmosfera, o valor do índice WMSI subiu de 11 para 63. A DCAPE também indicou aumento no seu valor, de 1386 J/kg para 1415 J/kg.

O IL que era de -3 passou para -7, o que já é considerado um valor elevado para instabilidade.

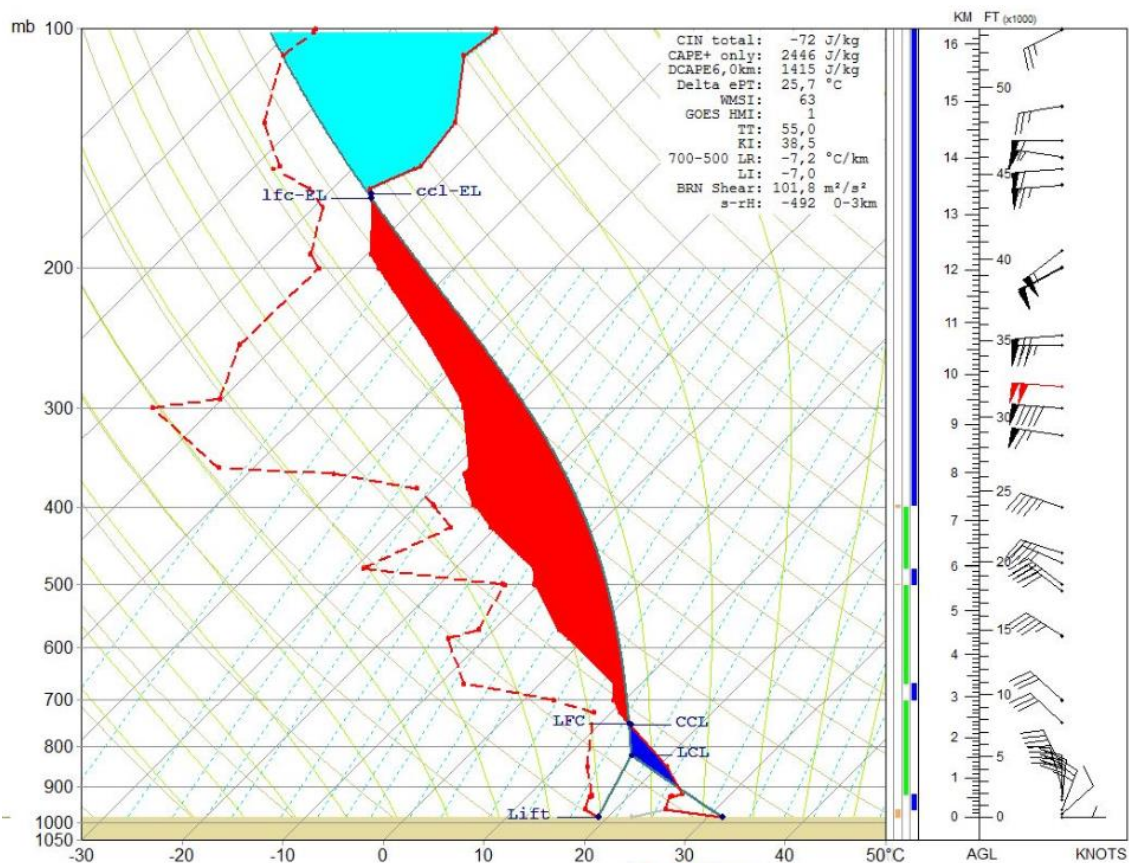


Figura 4.20. Sondagem do Aeroporto de Foz do Iguaçu de 12Z do dia 02/09/2014, com a temperatura alterada para a máxima do dia (31,4 °C). Área em azul escuro – CINE; área em vermelho – CAPE; área em azul claro – Energia de inibição convectiva após a perda de empuxo.

Neste caso, pode-se concluir que a escala sinótica foi essencial para a convecção, com contribuição em baixos níveis de um forte escoamento de noroeste em 850 hPa (transporte de calor e umidade) e em altos níveis a região estava sob a entrada equatorial do Jato em 200 hPa (dinamicamente favorável ao movimento ascendente). Isto serviu principalmente para “vencer” a CINE que apresentava valores elevados. No início do dia, os índices de instabilidade termodinâmica com valores mais elevados eram TT, K, LR, DCAPE. Ao longo do dia, CAPE IL,  $\Delta\theta_E$  e WMSI apresentaram elevação significativa devido ao aumento da temperatura da superfície (Quadro 4.5). Neste evento da região ST, diferentemente da região TC, os índices HRT e BRNSH mostravam valores altos, apontando para um forte cisalhamento vertical e advecção quente nos primeiros 3 km da atmosfera devido ao giro

anti-horário do vetor cisalhamento com a altura. Sendo assim, dinâmica e termodinâmica foram importantes neste caso, porém nota-se que mesmo o aquecimento diurno foi consequência do escoamento em baixos níveis, ou seja, não foi um aquecimento local e sim devido à advecção.

Quadro 4.5 Valores dos índices no horário da observação (12Z) e após a temperatura da superfície ser alterada para a máxima registrada no dia, para a região ST. Alguns índices não são alterados.

Índices	Horário (12Z)	Temp_Máxima	Alteração
CINE	-506 J/kg	-72 J/kg	Sim
CAPE	637 J/kg	2446 J/kg	Sim
DCAPE	1386 J/kg	1415 J/kg	Sim
$\Delta\theta_E$	16,7 °C	25,7 °C	Sim
WMSI	11	63	Sim
HMI	1	1	Não
TT	55	55	Não
K	38,5	38,5	Não
LR	7,2 °C/km	7,2 °C/km	Não
IL	-3	-7	Sim
BRNSH	101,8 m <sup>2</sup> /s <sup>2</sup>	101,8 m <sup>2</sup> /s <sup>2</sup>	Não
HRT	-492 m <sup>2</sup> /s <sup>2</sup>	-492 m <sup>2</sup> /s <sup>2</sup>	Não

## 4 CONCLUSÕES

Este trabalho fez uma análise de 70 eventos de ventos intensos que ocasionaram quedas de torres de transmissão de energia elétrica de FURNAS, de 1980 a 2017. A primeira análise consistiu em encontrar padrões sinóticos com o uso do SOM, dividindo a área atingida em três regiões de interesse: Tropical Continental, Tropical Litorânea e Subtropical.

Após identificados os padrões, separou-se casos em que não havia contribuição sinótica para a geração do vento, ou seja, onde não havia gradiente significativo de pressão em superfície. Foram investigados de forma mais detalhada, dois casos em duas regiões diferentes. Nestes dois eventos, foram identificados padrões de mesoaltas pelas estações meteorológicas, com queda brusca de temperatura e aumento de pressão no horário exato de registro da rajada.

Nos resultados do SOM, para a região Tropical Continental foram encontrados seis padrões. Nos padrões 1 e 6 havia a influência de um sistema frontal, onde o padrão 6 indicava a frente atuando mais próxima da região e com maior gradiente de pressão em superfície. No restante dos padrões (2, 3, 4 e 5) parecia haver um caráter mais convectivo na origem do vento, com destaque para o padrão 3, que indicava forte aquecimento e convergência em baixos níveis (850 hPa) sobre a região.

Na região Tropical Litorânea o SOM agrupou 4 padrões. Nos padrões 1 e 4 havia um sistema frontal atuando mais a sul da região, sem gradiente significativo de pressão em superfície. Já os padrões 2 e 3 indicaram forte gradiente de pressão em superfície sobre a região de interesse, onde no caso 2 havia um cavado associado a uma intensa baixa pressão sobre o oceano e o caso 3 indicava a atuação de uma frente fria com uma alta migratória na retaguarda.

Na análise sinótica da região Subtropical, foram identificados 4 padrões. Observou-se em todos os padrões que havia um forte fluxo de noroeste no nível de 850 hPa, semelhante ao padrão de JBN, onde o caso 3 se diferenciou

dos restante por não estar exatamente sobre a região ST mas sim sobre o Rio Grande do Sul. Nos padrões 2 e 4 havia uma frente fria ao sul da região, porém com o padrão 2 indicando uma massa de ar mais fria e intensa associada. No padrão 3 a contribuição maior foi de médios níveis. Os maiores gradientes de pressão foram encontrados nos padrões 3 e 4, seguidos do caso 2. No padrão 1 não havia gradiente de pressão em superfície relevante, porém havia condições dinâmicas e termodinâmicas para a formação de tempestades convectivas.

A região que mais pareceu seguir padrões sinóticos foi a região ST, onde em todos os testes do SOM, nenhuma data pareceu estar mal alocada. Além disso, em todos os casos havia padrão de escoamento semelhante ao JBN. Nas regiões tropicais (TC e TL) nem todas as datas pareciam se encaixar em um padrão específico, com algumas datas apresentando valores de CS próximos de zero ou negativos, mesmo após repetidos testes. Apresentando portanto, casos mais particulares.

A região ST indicou contribuição sinótica para a geração do vento na maioria dos padrões. E mesmo no caso 1, a sinótica contribuiu de forma efetiva na convecção. Na região TL, todos os casos estão ligados a sistemas transientes: sistemas frontais e baixa pressão no oceano. Mesmo não havendo gradiente de pressão em todos os casos, os dois casos de pré-frontal (1 e 4) também podem ter detectado a atmosfera antes do evento/acidente, indicando que poderia ter havido contribuição do gradiente de pressão num momento futuro. A região TC indicou que na maioria dos casos a origem do vento parecia ser mais convectiva. Em todas as regiões, todos os casos poderiam ter tido contribuição convectiva.

Na análise de mesoescala foram escolhidos dois casos para estudo, um na região TC e outro na região ST. As sondagens utilizadas foram de horários anteriores aos eventos. Na região TC os índices mostraram grande instabilidade termodinâmica, principalmente devido ao aquecimento diurno. Na região ST, além da contribuição termodinâmica, os índices dinâmicos indicaram forte cisalhamento vertical da atmosfera. Além disso, pelos dados das estações meteorológicas do INMET, observou-se que a queda de temperatura e

aumento de pressão foram mais acentuados na região ST. A região TL não foi representada nesta análise por não haver confirmação de um caso específico de rajada convectiva pelas estações meteorológicas de superfície. Outra comparação foi o tipo de tempestade associada em cada evento, onde na região TC houve atuação de células isoladas e na região ST a atuação de um SCM.

Devido aos poucos casos detectados pelas estações do INMET, e sendo a maioria na região ST, não foi possível identificar em que região as rajadas eram mais frequentes e/ou com maior intensidade.

Em relação a que época do ano estes eventos são mais frequentes, a primavera foi a estação com maior número de casos, em todas as regiões estudadas. O que está de acordo com a literatura, onde as estações de transição podem apresentar valores elevados tanto de parâmetros termodinâmicos como dinâmicos.

Ressalta-se a dificuldade em relação à obtenção de dados observados em determinadas regiões mais isoladas, em que o uso da reanálise foi essencial. Devido à essa dificuldade na obtenção de dados (datas antigas, regiões distantes de estações, ausência de horários), apenas dois casos foram estudados para a análise de mesoescala. Espera-se que o trabalho venha a contribuir como um auxílio a mais para a previsão deste tipo de evento nas regiões atingidas.

## 6 REFERÊNCIAS

ABNT, Associação Brasileira de Normas Técnicas. NBR5422: Projeto de Linhas Aéreas de Transmissão de energia Elétrica, Rio de Janeiro, 1985.

ABNT, Associação Brasileira de Normas Técnicas. NBR6123: Forças Devidas ao Vento em Edificações, Rio de Janeiro, 1988.

AFFONSO, G. S.; Mapas auto-organizáveis de Kohonen (SOM) aplicados na avaliação dos parâmetros de qualidade da água. São Paulo, 2011. 76p. Dissertação (Mestrado em Ciências na Área de Tecnologia Nuclear) - Instituto de Pesquisas Energéticas e Nucleares (IPEN), Universidade de São Paulo, 2011.

ASHLEY, W. S.; BLACK, A. W. Fatalities associated with non convective high-wind events in the United States. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, v. 47, n. 2, p. 717-725, 2008.

ASTEL, A., TSAKOVSKI, S., BARBIERI, P., SIMEONOV, V.; Comparison of self-organizing maps classification approach with cluster and principal components analysis for large environmental data sets. *Water Research*, v. 41, p. 4566-4578, 2007.

ATKINS, N. T.; WAKIMOTO, R. M. Wet microburst activity over the southeastern United States: Implications for forecasting. *Weather and forecasting*, v. 6, n. 4, p. 470-482, 1991.

BLUESTEIN, H.B. The formation of a "landspout" in a "broken-line" squall line in Oklahoma. Preprints, 14th Conf. Severe Local Storms (Indianapolis, IN), American Meteorological Society, 267-270, 1985.

BLUESTEIN, H. B. Severe convective storms and tornadoes. [S.l.]: Springer, 2013.

BLUESTEIN, H. B. Advances in applications of the physics of fluids to severe weather systems. *Rep. Prog. Phys.* v. 70, 1259–1323, 2007.

BRADY, R. H.; SZOKE, E. J. A case study of non mesocyclone tornado development in northeast Colorado: Similarities to waterspout formation. *Monthly weather review*, v. 117, n. 4, p. 843-856, 1989.

BROOKS, H. E.; DOSWELL III, C. A.; COOPER, J. On the environments of tornadic and non tornadic mesocyclones. *Weather and forecasting*, v. 9, n. 4, p. 606-618, 1994.

BROOKS, H. E.; LEE, J. W.; CRAVEN, J. P. The spatial distribution of severe thunderstorm and tornado environments from global reanalysis data. *Atmos. Research*, v. 67-68, p. 73-94, 2003.

BYERS, H. R., BRAHAM, R. R. *The Thunderstorm*. Washington D.C., USA. U.S. Govt. Printing Office, 287p. 1949.

CARACENA, F.; HOLLE, R. L.; DOSWELL, C. A. *Microbursts: a handbook for visual identification*. US Dept. of Commerce. NOAA/ERL/NSSL, 1989.

CARACENA, F.; MAIER, M. W. Analysis of a microburst in the FACE meteorological mesonetwork in southern Florida. *Monthly weather review*, v. 115, n. 5, p. 969-985, 1987.

CHANGNON, S. A. Shifting economic impacts from weather extremes in the United States: A result of societal changes, not global warming. *Natural Hazards*, v. 29, n. 2, p. 273-290, 2003.

CIGRÉ Working Group B2.06.09. How overhead lines respond to localized high intensity winds, CIGRÉ, France, 2008.

COHEN, J. CP; SILVA DIAS, M. AF; NOBRE, C. A. Environmental conditions associated with Amazonian squall lines: A case study. *Monthly Weather Review*, v. 123, n. 11, p. 3163-3174, 1995.

COMPAGNUCCI, R. H.; FORNERO, L.; VARGAS, W. M. Algunos metodos estadísticos para tipificación de situaciones sinópticas: Discusion metodologica. *Geoacta*, v. 13, p. 43-55, 1985.



CONCEIÇÃO, R. S.; PFEIL, M. S.; BATTISTA, R. C. Torres de Linha de Transmissão sob ação de ventos originados de ciclones extratropicais e de downbursts. Iberian Latin-American Congress on Computational Methods in Engineering - CILAMCE, Rio de Janeiro, 2015.

DAVIES-JONES, R.; TRAPP, R. J.; BLUESTEIN, H. B. Tornadoes and tornadic storms. In: Severe convective storms. American Meteorological Society, Boston, MA, 2001. p. 167-221.

DAVIES-JONES, R.; BURGESS, D.; FOSTER, M.D. Test of helicity as a tornado forecast parameter. In: Preprints, 16th Conf. Severe Local Storms, Kananaskis Park, Canadá, Amer. Met. Soc., p. 588-592, 1990.

DURAÑONA, V.; GUGGERI, A.; ORTELI, S. Advances in the characterization of high wind events in Uruguay. *Ciência e Natura*, v. 38, 2016.

EMANUEL, K. A. Atmospheric convection. Oxford University Press on Demand, 1994.

EVANS, J. S.; DOSWELL, C. A. Examination of derecho environments using proximity soundings. *Weather and Forecasting*, v. 16, n. 3, p. 329-342, 2001.

FERREIRA, V. Um estudo observacional de rajadas de vento geradas por tempestades severas no sul do Brasil. Universidade Federal de Santa Maria, RS, Brasil, 2017.

FOSS, M. Condições atmosféricas conducentes à ocorrência de tempestades convectivas severas na América do Sul. M. Sc., Universidade Federal de Santa Maria, RS, Brasil, 2011.

FUJITA, T. T.; WAKIMOTO, R. M. Five scales of airflow associated with a series of downbursts on 16 July 1980. *Monthly weather review*, v. 109, n. 7, p. 1438-1456, 1981.

FUJITA, T.T. Analytical mesometeorology: A review. In: Severe local storms. American Meteorological Society, Boston, MA, 1963. p. 77-128.

FUJITA, T. T. Tornadoes around the world. *Weather wise*, v. 26, n. 2, p. 56-83, 1973.

FUJITA, T. T. Tornadoes and downbursts in the context of generalized planetary scales. *Journal of the Atmospheric Sciences*, v. 38, n. 8, p. 1511-1534, 1981.

FUJITA, T. T. The downburst, report of Projects NIMROD and JAWS. University of Chicago, 1985.

GALWAY, J. G. The lifted index as a predictor of latent instability. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, v.43, p.528-529, 1956.

GARSTANG, M.; WHITE, S.; SHUGART, H. H.; HALVERSON, J. Convective cloud downdrafts as the cause of large blowdowns in the Amazon rainforest. *Meteorology and Atmospheric Physics*, v. 67, n. 1-4, p. 199-212, 1998.

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

GILMORE, M. S.; WICKER, L. J. The influence of mid tropospheric dryness on supercell morphology and evolution. *Monthly weather review*, v. 126, n. 4, p. 943-958, 1998.

GUTMAN, G. J.; SCHWERDTFEGER, W. The role of latent and sensible heat for the development of a high pressure system over the subtropical Andes, in the summer. Springer-Verlag, 1965.

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

HERSBACH, H. *The ERA5 Atmospheric Reanalysis*; American Geophysical Union: San Francisco, CA, USA, 2016.

HEWITSON, B. C.; CRANE, Robert George. Self-organizing maps: applications to synoptic climatology. *Climate Research*, v. 22, n. 1, p. 13-26, 2002.

HOUZE, R. A. Cloud Dynamics. Academic Press, 573 pp., 1993.

HSU, K. C.; LI, S. T. Clustering spatial-temporal precipitation data using wavelet transform and self-organizing map neural network. *Advances in Water Resources*, v. 33, n. 2, p. 190-200, 2010.

HOLTON, J. R. An introduction to dynamic meteorology. 4.ed. Washington: Elsevier, 2004.

JOHNS, R. H.; HIRT, W. D. Derechos: Widespread convectively induced windstorms. *Weather and Forecasting*, v. 2, n. 1, p. 32-49, 1987.

JOURDAN, P.; Classificação dos padrões sinóticos associados aos eventos de chuvas extremas no Município do Rio de Janeiro utilizando mapas auto-organizados. Rio de Janeiro, 2015. 108p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Programa de Pós-graduação em Meteorologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, 2015.

KLEMP, J. B.; ROTUNNO, Richard. A study of the tornadic region within a supercell thunderstorm. *Journal of the Atmospheric Sciences*, v. 40, n. 2, p. 359-377, 1983.

KLEMP, J. B. Dynamics of tornadic thunderstorms. *Annual review of fluid mechanics*, v. 19, n. 1, p. 369-402, 1987.

KOHONEN, T., The self-organizing map. *Proceedings of the IEEE*, v. 78, n. 9, p.1464-1480, 1990.

KOHONEN, T. Exploration of very large databases by self-organizing maps. In: *Proceedings of International Conference on Neural Networks (ICNN'97)*. IEEE, 1997. p. PL1-PL6 vol. 1.

KUCHERA, E. L.; PARKER, M. D. Severe convective wind environments. *Weather and forecasting*, v. 21, n. 4, p. 595-612, 2006.

LENNARD, C., HEGERL, G. Relating changes in synoptic circulation to the surface rainfall response using self-organizing maps. *Climate Dynamics*, v. 44, p. 861-879, 2014.

LIMA, E. G. Análise da Ocorrência de Downbursts no Brasil e Estudo da Simulação do Fenômeno. 2014. 137 p. Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Rio Grande do Sul. 2014.

LIU, Y.; WEISBERG, R. H. A review of self-organizing map applications in meteorology and oceanography. 2011.

MARCELINO, I. P. V. O. Análise de episódios de tornados em Santa Catarina: caracterização sinótica e mineração de dados. São José dos Campos. 220p. Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto)–Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais–INPE, 2003.

MARKOWSKI, P.; RICHARDSON, Y. Mesoscale meteorology in mid latitudes. [S.I.]: Wiley-Blackwell, 2010. 407 p. (Advancing Weather and Climate Science).ISBN 9780470742136.

MARKOWSKI, P. M.; STRAKA, J. M.; RASMUSSEN, Erik N. Direct surface thermodynamic observations within the rear-flank downdrafts of nontornadic and tornadic supercells. *Monthly weather review*, v. 130, n. 7, p. 1692-1721, 2002.

MENEZES, W. F. e M. A. F. SILVA DIAS. Simulação numérica das tempestades ocorridas no estado de São Paulo em 14 de maio de 1994: O caso Ribeirão Preto. In: X Congresso Brasileiro de Meteorologia, outubro de 1998. Anais... Brasília – DF. 1998

MENEZES, W. F. Tempestades Severas: Um Modelo para Latitudes Subtropicais. Tese (Doutorado em Meteorologia). 1998. 174f. Dept. Ciências Atmosféricas, Inst. de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo. 1998.

MILLER, R. C. Notes on analysis and severe-storm forecasting procedures of the Air Force Global Weather Central. AIR WEATHER SERVICE SCOTT AFB IL, 1972.

NASCIMENTO, E. L.; FOSS, M.A 12-yr climatology of severe weather parameters and associated synoptic patterns for subtropical South America.25th Conf. on Severe Local Storms, Denver, CO, Amer. Meteor.Soc., 12A.5, 2010.

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

NEDEL, A. S.; SAUSEN, T. M.; SAITO, S. M. Zoneamento dos desastres naturais ocorridos no estado do Rio Grande do Sul no período 2003–2009- Parte II: Granizo e Vendaval. Revista Brasileira de Meteorologia, v. 27, n. 2, 2012.

OLAUSON, J. ERA5: The new champion of wind power modelling? Renew. Energy 2018, 126, 322–331.

OLIVEIRA, M. I. Ambientes pré-convectivos em situações de escoamento de norte-noroeste em baixos níveis sobre o Rio Grande do Sul. Universidade Federal de Santa Maria, RS, Brasil, 2015.

ORNELAS, D. R. JOURDAN, P. BELASSIANO, M. Caracterização meteorológica de ventos destrutivos em linhas de transmissão de energia elétrica pela análise de danos causados. In: SEMINÁRIO NACIONAL DE PRODUÇÃO E TRANSMISSÃO DE ENERGIA ELÉTRICA, 24., 2017. Curitiba. Anais... Curitiba, 2017.

PEARCE, J. L., BERINGER, J., NICHOLLS, N., HYNDMAN, R. J., UOTILA, P., & TAPPER, N. J. Investigating the influence of synoptic-scale meteorology on air quality using self-organizing maps and generalized additive modelling. Atmospheric Environment, 45.1: 128-136, 2011.

PEIXOTO, J. P. und Oort, AH: Physics of climate. New York, American Institute of Physics, v. 173, p. 415-423, 1992.

PEREIRA, R. F.; Um Estudo de Características Físicas Associadas a Ventos Convectivos Intensos nas Regiões Sul e Sudeste do Brasil Usando Modelagem Numérica. 2015. 96 p. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro. 2015.

PRYOR, K. L.; ELLROD, G. P. WMSI- A new index for forecasting wet microburst severity. National Weather Association Electronic Journal of Operational Meteorology, 2004.

PRYOR, K.L.; The GOES Hybrid Microburst Index. In: Preprints, 14th Conf. on Satellite Meteorology and Oceanography, Atlanta, GA, Amer. Meteor. Soc. 2006.

RECKZIEGEL, B.W.; Levantamento dos desastres desencadeados por eventos naturais adversos no estado do Rio Grande do Sul no período de 1980 a 2005. Universidade Federal de Santa Maria, RS, Brasil, 2007.

ROUSSEEUW, Peter J. Silhouettes: a graphical aid to the interpretation and validation of cluster analysis. Journal of computational and applied mathematics, v. 20, p. 53-65, 1987.

SCHALKWYK, L. V., DYSON, L., L. Climatological characteristics of fog at Cape Town International Airport. Weather and Forecasting, v. 28, p. 631-646, 2013.

SHERIDAN, S. C., LEE, C. C. The self-organizing map in synoptic climatological research. Progress in Physical Geography, v. 1, p. 109-119, 2011.

SILVA, A. B. Análise em componentes principais das condições atmosféricas em episódios de rajadas de vento na região metropolitana de Salvador. 84 f. Dissertação, Universidade Federal de Campina Grande, Paraíba, Brasil, 2014.

SILVA, J. P. R.; REBOITA, M. S.; ESCOBAR, G. C. J. Caracterização da Zona de Convergência do Atlântico Sul em Campos Atmosféricos Recentes. *Revista Brasileira de Climatologia*, v. 25, 2019.

SINGH, K.S. Análise estática de torres metálicas treliçadas autoportantes para linhas de transmissão. 110 f. Dissertação (Mestrado em Estruturas e Construção Civil)-Universidade de Brasília, Brasília, 2009.

STENSRUD, D. J.; CORTINAS, J. V.; BROOKS, H. E. Discriminating between tornadic and non-tornadic thunderstorms using mesoscale model output. *Wea. Forecasting*, v. 12, p. 613-632, 1997.

VELASCO, I.; FRITSCH, J. M. Mesoscale convective complexes in the Americas. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, v. 92, n. D8, p. 9591-9613, 1987.

VESANTO, J., HIMBERG, J., ALHONIEMI, E., PARHANKANGAS, J.; SOM toolbox for Matlab 5. Helsinki University of Technology. Report A57, 2000.

WAKIMOTO, R. M.; WILSON, J. W. Non-supercell tornadoes. *Monthly Weather Review*, v. 117, n. 6, p. 1113-1140, 1989.

WAKIMOTO, R. M.; BRINGI, V. N. Dual-polarization observations of microbursts associated with intense convection: The 20 July storm during the MIST project. *Monthly weather review*, v. 116, n. 8, p. 1521-1539, 1988.

WAKIMOTO, R. M. Forecasting dry microburst activity over the high plains. *Monthly Weather Review*, v. 113, n. 7, p. 1131-1143, 1985.

WAKIMOTO, R. M. Convectively driven high wind events. *Meteorological Monographs*, v. 28, p. 255– 298, 2001.

WEISMAN, M. L. The genesis of severe, long-lived bow echoes. *Journal of the atmospheric sciences*, v. 50, n. 4, p. 645-670, 1993.

WEISMAN, M. L. Bow echoes: A tribute to TT Fujita. *Bulletin of the American Meteorological Society*, v. 82, n. 1, p. 97-116, 2001.

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

WEISMAN, M. L.; KLEMP, J. B. Characteristics of isolated convective storms. In: *Mesoscale meteorology and forecasting*. American Meteorological Society, Boston, MA, p. 331-358. 1986.

WILSON, J. W. Tornado genesis by non precipitation induced wind shear lines. *Monthly weather review*, v. 114, n. 2, p. 270-284, 1986.

ZUCHINI, M. H. Aplicações de mapas auto-organizáveis em mineração de dados e recuperação de informação. *Dissertação de Mestrado*. Universidade Estadual de Campinas. 2003.