ISSN:1984-2295

Revista Brasileira de Geografia Física

Homepage: <https://periodicos.ufpe.br/revistas/rbgfe>

Análise Sinótica e de Mesoescala de Ventos Intensos com Impacto Destrutivo em Linhas de Transmissão de Energia Elétrica no Paraná

Raquel Mac-Cormick Franco | Mestranda do Departamento de Meteorologia do Instituto de Geociências (IGEO), do Centro de Ciências Matemáticas e da Natureza (CCMN), da Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ) | E-mail: raquel.mc.franco@gmail.com

Wallace Figueiredo Menezes | Professor do Departamento de Meteorologia IGEO/CCMN/UFRJ | E-mail: wallace.menezes@gmail.com

Fernanda Cerqueira Vasconcellos | Professora do Departamento de Meteorologia IGEO/CCMN/UFRJ | E-mail: fernandavasconcellos@igeo.ufrj.br

Artigo recebido em 09/06/2020 e aceito em 26/11/2020

RESUMO

Ventos intensos são a principal causa de queda de torres de transmissão de eletricidade, podendo ser de origem sinótica (e.g. sistemas frontais) ou convectiva (e.g. microexplosões). O objetivo deste trabalho é reunir os acidentes ocorridos com as torres de transmissão de energia elétrica da empresa FURNAS (1980-2017) no Paraná, devido à ação dos ventos e investigar os padrões atmosféricos presentes nesses eventos. Para identificar os padrões sinóticos, a ferramenta estatística *Self Organizing Map* (SOM) foi aplicada à variáveis meteorológicas (Reanálise ERA5) de diferentes níveis da atmosférica. Para a análise da mesoescala, foram utilizados dados meteorológicos de estação de superfície, para identificar a presença de mesoaltas e sondagem para o cálculo de índices atmosféricos em um caso específico onde o vento parecia ter origem puramente convectiva. Os resultados mostraram que a escala sinótica foi importante na maioria dos casos, pois mesmo não havendo contribuição sinótica direta na geração do vento, ela desempenhava um papel fundamental na convecção. Todas as classificações indicaram um padrão de escoamento em 850 hPa semelhante ao jato de baixos níveis. Os índices atmosféricos no estudo de caso apontaram para um forte cisalhamento vertical do vento e também aquecimento em baixos níveis devido à advecção. Quanto à sazonalidade, a maioria dos acidentes ocorreu na primavera.

Palavras-chave: Sinótica, Mesoescala, rajadas de vento, índices de instabilidade

Synoptic and Mesoscale Analysis of Intense Winds with Destructive Impact on Electricity Transmission Lines in Paraná

ABSTRACT

Intense winds are the leading cause of the topple of towers of electric power transmission lines, which may be of synoptic origin (e.g. frontal systems) or convective (e.g. microburst). The goal of this work is to gather the accidents that occurred in Paraná at the FURNAS company's towers (1980-2017), due to the action of the winds and to investigate the atmospheric patterns present in these events. The statistical tool *Self Organizing Map* (SOM) was applied to meteorological variables (ERA5 Reanalysis) of different atmospheric levels to identify the synoptic patterns. For the analysis of the mesoscale, meteorological data from surface stations were used to identify the presence of meso-highs and soundings for the calculation of instability indices in a specific case where the wind seemed to have a purely convective origin. The results showed that the synoptic-scale was significant in most cases because even though there was no direct synoptic contribution to wind generation, it played a fundamental role in convection. All classifications indicated a flow pattern of 850 hPa similar to the low-level jet. The atmospheric indexes of case of study pointed to strong vertical wind shear and also low level heating due to advection. About the seasonality, most accidents occurred during springs.

Keywords: Synoptic, Mesoscale, wind gusts, instability indexes

Introdução

Ventos severos apresentam sérios perigos para a aviação, navegação, construção civil, agricultura, setor elétrico, entre outros, ocasionando diversos prejuízos financeiros, pessoas feridas e até mesmo óbitos. Podem ser oriundas de tempestades convectivas de mesoescala (tornados e microexplosões, por exemplo) ou associadas ao gradiente de pressão horizontal em escala sinótica (ciclones extratropicais, por exemplo), sendo a maior parte de origem convectiva (e.g.: Reckziegel, 2007; Durañona; et al., 2016).

O vento em grande escala é produzido pela chamada força do gradiente de pressão (FGP). Esses ventos podem ser modificados pelo movimento de rotação da Terra (Força de Coriolis - F_c), pelas possíveis curvas no movimento (força centrífuga - F_c) e pela força de atrito gerada pelas diferentes rugosidades da superfície. Estas forças compõem a chamada equação do movimento. Em mesoescala, uma 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_c é desprezada em relação à FGP. Este balanço só pode ocorrer em torno de baixas pressões com escala horizontal pequena (Holton, 2004).

Em alguns casos, apenas as correntes descendentes, ou *downbursts*, oriundas de tempestades convectivas são responsáveis por ventos fortes. Podem ser do tipo “secas”, quando nuvens cúmulos se desenvolvem com uma base mais alta, os hidrometeoros precipitam neste ambiente seco, ocorrendo a mudança de fase (evaporação, derretimento ou sublimação) e o efeito de flutuabilidade negativa ajuda a acelerar a corrente descendente. Provocam pouca ou nenhuma chuva na superfície (Wakimoto e Bringi, 1988; Wakimoto, 1985). Nas do tipo “úmidas”, as nuvens cúmulos possuem uma base baixa e grande desenvolvimento vertical. Outra característica é uma camada de ar seco em médios níveis e uma forte corrente ascendente, o que facilita o entranhamento de ar seco na nuvem. Essas ventos vêm acompanhadas de forte precipitação em superfície (Caracena et al., 1989; Atkins e Wakimoto, 1991). Caracena; et al., (1989) também observaram, ao longo da costa do Golfo do México, nos EUA, situações onde surgem padrões intermediários entre *downbursts* secos e úmidos: uma camada seca de ar, coberta por uma outra saturada, seguida de uma camada seca acima. Assim, é possível tanto o entranhamento de ar seco em médios níveis, quanto a mudança de fase na

camada abaixo da nuvem. Possuem umidade suficiente para produzir chuvas fortes e uma camada seca em médios níveis mais elevada em relação aos *downbursts* úmidos.

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 e Fritsch, 1987; Brooks et al., 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 (Marengo et al., 2004).

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, à leste dos Andes (1998 a 2009). Os índices mostraram uma tendência de aumento da instabilidade termodinâmica no período quente do ano e de aumento do cisalhamento vertical do vento (CVV) no período frio do ano, com as estações de transição apresentando valores moderados tanto de parâmetros termodinâmicos como dinâmicos. Além da análise das sondagens, os autores utilizaram Análise de Componentes Principais 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 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.

Ferreira (2017) utilizou uma combinação da reanálise CFSR, sondagens atmosféricas e dados de estações 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. Em relação a época do ano, o maior número de eventos foi na primavera. O desempenho dos índices de instabilidade 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.

No Brasil, o setor elétrico é um dos mais afetados por ventos fortes, sendo estes 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). Os efeitos de ventos sinóticos e não-sinóticos nas torres de linha de transmissão são distintos, e também depende de fatores como altura da ação do vento e o tipo de terreno onde as estruturas são construídas (Aboshosha et al., 2016). Além do prejuízo financeiro para as empresas, também há transtornos para os consumidores após a interrupção do fornecimento de energia.

Portanto, torna-se importante a previsibilidade destes fenômenos meteorológicos com o máximo de antecedência possível, para melhorar a prevenção e resiliência desses acidentes (Panteli e Mancarella, 2015). 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 (até 5 dias de antecedência). No nível 2, é feita a análise de parâmetros de tempo severo, principalmente através de sondagens (poucas horas antes do evento). O nível 3 é chamado de previsão de curto prazo convectiva, através de radares e satélites meteorológicos (horas antes do evento ou durante o evento).

Este trabalho dará enfoque em 23 eventos de vento intenso que ocasionaram desligamento de linhas de transmissão de energia elétrica da Eletrobrás Furnas no estado do Paraná, após queda de estruturas. Sabe-se que rajadas de vento são o principal motivo desses acidentes, cerca de 83%, sendo a maioria associados à atividade convectiva (Ornelas et al., 2017).

Serão investigadas aqui, as condições atmosféricas presentes nesses eventos, através de dados de estações meteorológicas, sondagens, e reanálises, com objetivo de tentar 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.

A análise dos padrões sinóticos será feita através do SOM (*self-organizing maps*). Muitos trabalhos utilizam ferramentas estatísticas na

tentativa de encontrar informações relevantes em meio a um conjunto de dados de grande quantidade. A técnica do SOM consiste em uma rede neural não supervisionada baseada na aprendizagem competitiva e envolve o agrupamento de dados por similaridade (Kohonen, 1990;1997; Vesanto et al., 2000). Esta técnica foi aplicada neste estudo e será mais detalhada na próxima seção. Inúmeros autores já utilizaram o SOM em trabalhos de meteorologia e climatologia (Da Anunciação et al., 2014; Jourdan, 2015; Cassano et al., 2015; Engelbrecht et al., 2015; Jiang et al., 2015; Gibson et al., 2016; Ohba, 2016 et al.; Sugg e Konrad, 2017; Lima et al., 2017; Gao et al., 2019).

Dentre eles, pode-se destacar Da Anunciação et al. (2014), que estudaram a variabilidade de precipitação no verão do centro-oeste brasileiro, mais especificamente distrito Federal. Dos 9 padrões encontrados pelo SOM, os 4 considerados úmidos estavam associados à Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), oscilação de Madden Julian e ondas de Rossby. Lima et al. (2017) também utilizaram o SOM para identificar padrões atmosféricos de grande escala para casos de fortes chuvas e inundações na Bacia do Alto Paraná. Os casos estavam associados principalmente ao JBN, Ciclones Extratropicais e eventos de ZCAS.

Assim, tratando-se de fenômenos de grande impacto em diversas áreas, incluindo o Setor Elétrico, e de difícil previsibilidade, as principais perguntas a serem respondidas neste trabalho são:

- Existem padrões sinóticos e de mesoescala comuns na ocorrência desses eventos?
- Os ventos têm origem mais sinótica ou convectiva? E de que forma a sinótica serve de gatilho para as tempestades convectivas?
- Em que época do ano são mais frequentes e por quê?
- Como os índices atmosféricos de tempo severo se comportam? O que prevalece é a forçante dinâmica ou termodinâmica?

Materiais e Métodos

Distribuição dos Acidentes na Região de Estudo

No período entre 1980 e 2017, um total de 23 acidentes com torres de transmissão de energia elétrica ocorreram no Paraná, onde a grande maioria se concentrou na porção oeste deste estado. O Quadro 1 indica os municípios atingidos, as datas e os horários (quando existir) dos acidentes.

Quadro 1. Acidentes com Torres de Linhas de Transmissão de Furnas de 1980 a 2017 no estado do Paraná, causados por ventos intensos. Dados cedidos pela empresa Furnas.

Municípios	Data	Horário da Queda
Missal	31/10/1990	-
Nova Cantu	28/10/1992	-
Ortigueira	24/06/1994	-
Santa Terezinha de Itaipu	05/11/1994	-
Ubiratã	21/05/1997	-
Vera Cruz do Oeste	02/11/1997	-
Campina da Lagoa	06/04/1998	-
São Pedro do Iguaçu	14/06/2005	-
Rosário do Avaí	04/09/2005	-
Toledo/ Medianeira	04/10/2005	-
Santa Tereza do Oeste/Toledo	01/09/2006	-
Iguatú	10/01/2009	-
Cascavel/ Tupãssi	07/10/2010	-
São Miguel do Iguaçu	03/12/2010	-
Vera Cruz do Oeste	29/10/2011	12:10
Missal	21/04/2014	22:39
Cafelândia	05/06/2014	17:02
Corbélia	07/06/2014	14:12
Campina da Lagoa	02/09/2014	17:01
Cafelândia	24/09/2014	06:37
Corbélia	06/11/2014	23:05
Roncador	07/11/2014	15:26
Toledo	12/07/2016	20:38

SOM e ERA5 (Análise Sinótica)

Para encontrar os padrões sinóticos dos eventos de vento intenso que ocasionaram os acidentes, foram realizados agrupamentos com o uso da técnica SOM.

No SOM, os padrões encontrados pela rede dividem os dados de entrada em classes distintas que facilitam o entendimento de uma grande quantidade de informações (Kohonen, 1990;1997; Vesanto et al., 2000). A seguir será explicada cada fase do funcionamento do SOM:

- A primeira fase consiste em escolher e organizar os dados de entrada. 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 (Zuchini, 2003; Affonso, 2011).

- 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 (Kohonen, 1997).

Para conferir a qualidade dos agrupamentos, ao final do treinamento feito com o SOM, utilizou-se o Coeficiente de *Silhouette* (CS). O CS avalia como cada amostra é semelhante com outras amostras inseridas no mesmo grupo, em comparação com amostras inseridas no grupo mais próximo dentre todos os demais agrupamentos (Figura 1).

Figura 1. 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):

$$CS = \frac{B(n)-A(n)}{\max\{A(n),B(n)\}} \quad (1)$$

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):

$$CS_{Global} = \frac{1}{i} \sum_{n=1}^i CS(n) \quad (2)$$

Sendo i o número total de amostras agrupadas.

Foram utilizadas saídas horárias de pressão ao nível médio do mar (PNMM), direção e intensidade do vento nos níveis de 850 hPa e 200 hPa e altura geopotencial no nível de 500 hPa da Reanálise ERA5 (*European Centre for Medium-Range Weather Forecasts - ECMWF*). O intuito foi analisar níveis baixos, médios e altos da troposfera. 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.

O ERA5 fornece estimativas de um grande número de variáveis atmosféricas, terrestres e oceânicas. As saídas cobrem todo globo com uma resolução horizontal de $0,25^\circ \times 0,25^\circ$ lat./lon., ou aproximadamente 30 km, utilizando 137 níveis da superfície até uma altura de 80 km e estão disponíveis desde 1979 até o presente (Hersbach, 2016).

A classificação dos padrões sinóticos foi feita pelo SOM, utilizando o software MATLAB. A área escolhida englobou grande parte do Brasil e parte do Oceano Atlântico (Latitude $5^\circ S - 50^\circ S$;

Longitude $80^\circ W - 20^\circ W$), afim 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, 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 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 de forma a obter o máximo de informação, e o que apresentou o melhor CS, ou seja, o que obteve os agrupamentos mais representativos.

Após a melhor rodada ser escolhida, calculou-se, para cada variável em cada ponto de grade, a média dos casos 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.

Estações Meteorológicas de Superfície e de Altitude (Análise de Mesoescala)

Uma análise mais detalhada do perfil da atmosfera é feita em um caso específico, onde os resultados do SOM sugeriram que a origem do vento seria puramente convectiva.

Primeiramente, após o agrupamento feito pelo SOM, foi gerada a análise sinótica, onde em um dos padrões encontrados não havia gradiente de pressão em superfície suficiente que justificasse ventos intensos, além de condições dinâmicas para a convecção. Neste padrão, foram agrupadas 3 datas. Em apenas uma havia estação meteorológica de superfície (Instituto Nacional de Meteorologia - INMET) próxima ao local do evento. A estação identificou rajada de vento forte e uma mesoalta associada, com um instantâneo aumento da pressão em superfície e queda de temperatura no exato momento da rajada: fenômeno típico na ocorrência de fortes correntes descendentes (Garstang *et. al.*, 1998, Ferreira e Nascimento, 2016). Esta data foi escolhida para o estudo de caso.

O Quadro 2 ilustra a data e o local do acidente, utilizado neste estudo de caso, com as respectivas distâncias da estação de superfície que identificou a rajada e o padrão de mesoalta e da estação de altitude que originou a sondagem.

Em seguida, foram calculados índices de instabilidade atmosféricos com a sondagem da estação meteorológica de altitude da (Rede de Meteorologia do Comando da Aeronáutica - REDEMET) mais próxima do acidente. A sondagem, que descreve o perfil vertical da atmosfera em determinado ponto, foi obtida 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*). Foi escolhido o horário de 12Z, mostrando a atmosfera anterior ao evento do acidente, que ocorreu às 17:01 (hora local).

Quadro 2. Data e município onde ocorreu o acidente, com a respectiva distância das estações de superfície e altitude.

Data	Município	Local da Estação de Superfície - distância do acidente	Local da Estação de Altitude - distância do acidente
02/09/2014	Campina da Lagoa	Nova Tebas (88 km)	Foz do Iguaçu (206 km)

Índices Utilizados:

Energia Potencial Convectiva Disponível (CAPE)

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

$$CAPE = g \int_{NCE}^{NE} \frac{\theta_V(Z) - \bar{\theta}_V(Z)}{\bar{\theta}_V(Z)} dZ \quad (3)$$

NCE é o nível de convecção espontânea, o NE é o nível de equilíbrio ou nível de perda de empuxo da parcela, θ_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 e Z representa a altura da camada vertical da atmosfera. A temperatura virtual é considerada a temperatura na qual o ar seco teria, se sujeito a mesma temperatura e pressão que o ar úmido, sendo θ_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.

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).

Inibição Convectiva (CINE)

A fórmula da CINE segue os mesmos termos da Equação 3, 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).

$$CINE = g \int_{Z_{sup}}^{NCE} \frac{\theta_V(Z) - \bar{\theta}_V(Z)}{\bar{\theta}_V(Z)} dZ \quad (4)$$

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 acima de -100 J/kg são considerados altos. (Nascimento, 2005).

DCAPE

Representa a energia potencial disponível para correntes descendentes (Emanuel, 1994; Gilmore e Wicker, 1998; Nascimento, 2005):

$$DCAPE = g \int_{SUP}^Z \frac{\bar{\theta}_V(Z) - \theta_V(Z)}{\bar{\theta}_V(Z)} dZ \quad (5)$$

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), geralmente marcado onde a parcela de ar atinge a menor temperatura potencial do bulbo úmido (θ_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 θ_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 bem altos (Nascimento, 2005).

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

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 θ_E . Notaram que horas antes de um downburst úmido ocorrer, a diferença de θ_E entre a superfície e níveis médios era de no mínimo 20 K.

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 θ_E é o valor da temperatura equivalente conduzida ao nível de 1000 hPa. Portanto, θ_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 θ_E indica assim uma camada bem úmida em baixos níveis e uma camada com grande grau de subsaturação acima dela (Alcântara e Camargo, 1969).

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 $\Delta\theta_E$:

$$WMSI = \frac{(\Delta\theta_E) \cdot (CAPE)}{1000} \quad (6)$$

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 1).

Tabela 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).

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:

$$HMI = G + (T - TD)_{850} - (T - TD)_{670} \quad (7)$$

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 a ocorrência de microexplosões híbridas. Portanto, valores altos de HMI indicam uma *lapse rate* 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.

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 $9,5^{\circ}\text{C/Km}$ indicam instabilidade condicional, e maiores que $9,5^{\circ}\text{C/Km}$ indicam ambientes absolutamente instáveis.

Índice de Levantamento (IL)

Definido por Galway (1956) como:

$$IL = T500 - TP500 \quad (8)$$

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.

Índice K

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

$$K = (T850 - T500) + TD850 + (T700 - TD700) \quad (9)$$

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 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 9). Porém, uma camada seca em 700 hPa reduz os valores de K .

Índice Total Totals (TT)

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

$$TT = T850 + TD850 - 2T500 \quad (10)$$

As variáveis T e TD são definidas como na Equação 9. Este índice indica a *lapse rate* de níveis médios, a oferta 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.

Helicidade Relativa à Tempestade (HRT)

A HRT nos primeiros 3 km, empregada em meteorologia é definida como (Davies-Jones et al., 1990):

$$HRT = - \int_{h_0}^h \hat{K} \cdot (\vec{V} - \vec{c}) \times \frac{\partial \vec{V}}{\partial z} dz \quad (11)$$

Onde h_0 é o nível de superfície; h é o nível do topo da camada de influxo da tempestade, considerada aqui como 3 km; $\hat{K}$ 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 gera 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 $150 \text{ m}^2/\text{s}^2$ (ou abaixo de $-150 \text{ m}^2/\text{s}^2$ para o HS). 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 et al., 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.

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 et al. (1997), por exemplo:

$$BRNSH = \frac{1}{2}(\bar{u}^2 + \bar{v}^2) \quad (12)$$

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 et al. (1997), valores entre 40 e $100 \text{ m}^2/\text{s}^2$ indicam maior chance de ocorrência de tornados, contanto que CAPE e HRT estejam altas.

Resultados e discussão

Quanto a sazonalidade (Quadro 1), a maioria dos casos ocorreu na estação da Primavera, totalizando 11. Somada ao outono, 6 casos, as estações de transição abrangeram 17 dos 23 acidentes, ou seja, 74% dos acidentes. O que está

de acordo com alguns trabalhos (Foss, 2011; Nedel et al., 2012; Oliveira, 2015; Ferreira, 2017), onde as estações de transição têm características intermediárias, podendo ter valores significativos tanto de parâmetros dinâmicos como de instabilidade termodinâmica. A estação do inverno teve 5 eventos e do verão apenas um. Além disso, Ferreira e Anabor (2015), numa breve climatologia de Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCM) na América do Sul, mostraram que a grande maioria desses eventos ocorre no período quente do ano (de outubro a março), o que engloba praticamente todo o período da estação da primavera. Esses sistemas são importantes na geração de rajadas de vento de origem convectiva.

Análise Sinótica

Foram realizados 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. O CS Global foi de 0,231.

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 2. A data melhor agrupada, ou seja, com maior valor de CS foi do dia 02/09/2014, com CS igual a 0,342.

Tabela 2. Valores de CS associados a cada evento no padrão 1.

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

Analisando a Figura 2A, 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 2B), o escoamento indica uma circulação ciclônica sobre o Rio Grande do Sul, contribuindo para uma confluência sobre a região, onde também há um escoamento de Noroeste com magnitude de até 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 2C), em 200 hPa, observa-se que o estado do Paraná encontrava-se sob a entrada equatorial do Jato, favorecendo o movimento ascendente e, conseqüentemente, a convecção. A magnitude máxima do jato encontrava-se sobre o oceano.

No nível de 500 hPa (Figura 2D) havia um suave cavado com eixo sobre a região, ou seja, pouca contribuição em médios níveis neste padrão.

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 3).

Tabela 3. Valores de CS associados a cada evento no padrão 2.

Padrão Sinótico 2	
Datas	CS
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

Havia também características de um sistema frontal mais 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 3B mostra novamente um intenso escoamento de Noroeste sobre a região, 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.

Figura 2. Padrão sinótico 1: (A) Campo de PNMM (hPa), (B) linha de corrente e magnitude do vento (colorido) em 850 hPa (nós), (C) linha de corrente e magnitude do vento (colorido) em 200 hPa (nós), (D) altura geopotencial em 500 hPa (metros).

Em 200 hPa (Figura 3C), nota-se que a região novamente estava sob a entrada equatorial do Jato. Além disso, grande parte da Região Sul do Brasil, incluindo o Paraná, encontrava-se à leste de um cavado suave posicionado sobre a Argentina. Em médios níveis (Figura 3D) um cavado suavizado também aparece, com eixo à oeste da região de interesse.

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).

Tabela 4. Valores de CS associados a cada evento no padrão 3.

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 4A), 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 escoamento de Noroeste também aparece, porém, em direção ao Rio Grande do Sul, passando à oeste do estado do Paraná. Sendo assim, não estava atuando diretamente sobre o estado (Figura 4B).

Pela Figura 4C, no nível de 200 hPa, havia uma leve difluência sobre o sul do Paraguai, à oeste da região do Paraná. Ou seja, pouca contribuição de altos níveis sobre a região.

Em 500 hPa (Figura 4D), diferente dos padrões anteriores, a região encontrava-se à leste de um cavado mais bem configurado, de onda curta, com eixo se estendendo até latitudes mais baixas.

Figura 3. Padrão sinótico 2: (A) Campo de PNMM (hPa), (B) linha de corrente e magnitude do vento (colorido) em 850 hPa (nós), (C) linha de corrente e magnitude do vento (colorido) em 200 hPa (nós), (D) altura geopotencial em 500 hPa (metros).

Figura 4. Padrão sinótico 3: (A) Campo de PNMM (hPa), (B) linha de corrente e magnitude do vento (colorido) em 850 hPa (nós), (C) linha de corrente e magnitude do vento (colorido) em 200 hPa (nós), (D) altura geopotencial em 500 hPa (metros).

Padrão 4

No quarto e último padrão, o SOM agrupou 8 datas, sendo duas na estação do inverno e a maioria restante na primavera. A Tabela 5 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 5. Valores de CS associados a cada evento no padrão 4.

Padrão Sinótico 4	
Datas	CS
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 5A), assim como no padrão 2, nota-se um padrão de sistema frontal, entretanto associada a uma alta pressão pré-frontal menos intensa do que no primeiro caso. Também é possível observar um intenso gradiente de pressão sobre a região.

Em 850 hPa (Figura 5B), sobre a região havia um intenso escoamento de Noroeste e confluência neste nível da atmosfera, assim como nos padrões 1 e 2.

No nível de 200 hPa (Figura 5C), o jato estava localizado mais 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 de estudo. Em 500 hPa (Figura 5D), um cavado aparece bem suavizado, assim como nos padrões 1 e 2.

Discussão

De forma resumida, no padrão 1 não havia gradiente de pressão significativo sobre a região para produzir ventos intensos. Porém, dinamicamente, com confluência dos ventos em baixos níveis e o posicionamento em relação ao jato em altos níveis, 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.

Figura 5. Padrão sinótico 4: (A) Campo de PNMM (hPa), (B) linha de corrente e magnitude do vento (colorido) em 850 hPa (nós), (C) linha de corrente e magnitude do vento (colorido) em 200 hPa (nós), (D) altura geopotencial em 500 hPa (metros).

Em todos os 4 padrões havia um forte escoamento de Noroeste em 850 hPa, sendo que, no caso 3 não estava sobre a região, e sim passando à oeste do estado do Paraná e indo até o Rio Grande do Sul. No restante, a região foi diretamente influenciada. Ressalta-se que, por esta análise sinótica, não se pode afirmar se foram casos clássicos de JBN (Bonner, 1968), mas seguiu padrão semelhante. Além disso, Oliveira *et. al* (2018) fizeram uma abordagem mais abrangente dos JBNs, encontrando 20% mais casos que os detectados pelos critérios clássicos, dentre eles a restrição do nível de velocidade máxima do jato, onde este pode encontrar-se em altitudes mais elevadas que 850 hPa.

No padrão 3, como dito no parágrafo anterior, o escoamento de noroeste em baixos níveis estava a oeste da região de interesse, passando sobre o Paraguai. Além disso, as outras configurações dinâmicas favoráveis ao movimento ascendente estavam também mais a oeste do Paraná, o cavado em médios níveis e a difluência em altos níveis. Assim, não se descarta o caso de uma tempestade que se formou sobre o Paraguai e se deslocou em direção ao Paraná. Um caso semelhante aconteceu no estudo de Calvetti *et. al*. (2019), onde uma supercélula formada sobre o Paraguai se propagou quase que de forma zonal em direção a Cascavel, no oeste do Paraná, onde ocorreu uma microexplosão.

Nos casos 2 e 4, os padrões indicam um sistema frontal na retaguarda do Paraná. 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 acima 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 indicio de sistemas frontais com massas de ar mais frias.

Em todos os padrões existiam condições dinâmicas favoráveis a 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.

Análise de Mesoescala

O caso estudado 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

Devido ao aumento da CAPE e também da diferença de θ_E (de 16,7°C para 25,7°C) entre níveis médios e baixos da atmosfera, o valor do índice subiu de 11 para 63 J°C/kg. A DCAPE também indicou aumento no seu valor, de 1386 J/kg para 1415 J/kg. O IL que era de -3°C passou para -7°C, o que já é considerado um valor elevado para instabilidade.

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 durante a manhã. 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 aquecimento. 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.

Conclusões

Este trabalho fez uma análise de eventos de ventos fortes que ocasionaram quedas de torres de transmissão de energia elétrica de FURNAS no estado do Paraná, de 1980 a 2017.

A primeira fase consistiu em encontrar padrões sinóticos com o uso do SOM, analisando diferentes variáveis para várias camadas da troposfera. Após identificados os padrões, separou-se um caso em que não havia contribuição sinótica relevante para a geração do vento, ou seja, onde não havia gradiente significativo de pressão em superfície e o vento parecia ter origem mais convectiva. Para este caso, foi realizada uma análise de mesoescala mais detalhada.

Na análise sinótica foram identificados 4 padrões. Observou-se em todos os padrões que havia um forte escoamento 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 o Paraná, mas sim sobre o Rio Grande do Sul. Nos padrões 2 e 4 havia uma frente fria a 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.

O padrão sinótico comum em todas as 4 classificações do SOM foi um escoamento de baixos níveis em 850 hPa, semelhante ao JBN. O que mostra a importância deste fenômeno de transporte de calor e umidade na produção de tempestades severas. Além disso, apesar dos padrões 2, 3 e 4 indicarem que poderia haver contribuição do gradiente de pressão em escala sinótica na geração do vento, havia condições dinâmicas em grande escala para ocorrência de tempestades convectivas, com contribuições de altos níveis nos casos 2 e 4 (entrada equatorial do Jato e difluência, respectivamente), e de médios níveis no caso 3 (região a leste de um cavado). No padrão 1, mesmo que a escala sinótica não tenha contribuído diretamente para produzir ventos intensos, serviu de gatilho dinâmico para produção de tempestades.

Na análise de mesoescala de um caso do padrão 1, foi identificada uma mesoalta pela estação meteorológica mais próxima, com queda brusca de temperatura e aumento de pressão no horário exato de registro da rajada. Também observou-se que além da contribuição termodinâmica, os índices dinâmicos indicaram forte cisalhamento vertical nos primeiros níveis da atmosfera.

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

Espera-se que o trabalho venha a contribuir como um auxílio a mais para a previsão deste tipo de evento na região estudada. Ressalta-se a dificuldade em relação à obtenção de dados observados em determinadas regiões mais isoladas e em datas antigas, em que o uso da reanálise foi essencial.

Agradecimentos

A Daniele Ornelas e Pedro Jourdan de FURNAS por terem cedido gentilmente os dados e as informações sobre os acidentes.

Referências

- Aboshosha, H., Elawady, A., El Ansary, A., El Damatty, A., 2016. Review on dynamic and quasi-static buffeting response of transmission lines under synoptic and non-synoptic winds. *Engineering Structures* 112, 23-46.
- Affonso, G. S., 2011. Mapas auto-organizáveis de Kohonen (SOM) aplicados na avaliação dos parâmetros de qualidade da água. São Paulo, 2011. Dissertação de Mestrado. Instituto de Pesquisas Energéticas e Nucleares (IPEN), Universidade de São Paulo, 76.
- Alcântara, F.; Camargo, A. B., 1969. Manual de Análise do Diagrama Skew-T/Log-P. Brasília, Ministério da Aeronáutica, MMA-DR-105-07, Jul, 112p.
- Atkins, N. T.; Wakimoto, R. M., 1991. Wet microburst activity over the southeastern United States: Implications for forecasting. *Weather and forecasting* 6, 470-482.
- Bonner, W. D. Climatology of the low level jet., 1968. *Mon. Wea. Rev* 96, 833-850.
- Brooks, H. E.; Lee, J. W.; Craven, J. P., 2003. The spatial distribution of severe thunderstorm and tornado environments from global reanalysis data. *Atmos. Research* 67-68, 73-94.
- Calvetti, L., Coelho, W. F., Beneti, C., Inouye, R. T., Gonçalves, J. E., Maske, B., & Neundorff, R. L., 2019. Estudo de Caso de Tombamento de Torre de Transmissão de Energia Elétrica no Sudoeste do Paraná Durante Evento de Microexplosão. *Anuário do Instituto de Geociências* 40, 139-146.
- Caracena, F.; Holle, R. L.; Doswell, C. A., 1989. Microbursts: a handbook for visual identification. US Dept. of Commerce. NOAA/ERL/NSSL.
- Cassano, E. N., Glisan, J. M., Cassano, J. J., Gutowski Jr, W. J., & Seefeldt, M. W., 2015. Self-organizing map analysis of widespread temperature extremes in Alaska and Canada. *Climate Research* 62, 199-218.
- Da Anunciação, Y. M. T.; Walde, D. H.; Da Rocha, R. P., 2014. Observed summer weather regimes and associated extreme precipitation over Distrito Federal, west-central Brazil. *Environmental earth sciences* 72, 4835-4848.
- Davies-Jones, R.; Burgess, D.; Foster, M.D., 1990. Test of helicity as a tornado forecast parameter. In: Preprints, 16th Conf. Severe Local Storms, Kananaskis Park, Canadá, Amer. Met. Soc., 588-592.
- Durañona, V.; Guggeri, A.; Orteli, S., 2016. Advances in the characterization of high wind events in Uruguay. *Ciência e Natura* 38, 129-136.
- Emanuel, K. A., 1994. Atmospheric convection. Oxford University Press on Demand.
- Engelbrecht, C. J., Landman, W. A., Engelbrecht, F. A., & Malherbe, J., 2015. A synoptic decomposition of rainfall over the Cape south coast of South Africa. *Climate Dynamics* 44, 2589-2607.
- Ferreira, V., Anabor, V., 2015. Climatologia de Sistemas Convectivos de Mesoescala ocorridos sobre a América do Sul no período de 2005 a 2006. *Ciência e Natura* 37, 17-21.
- Ferreira, V.; Nascimento, E. L., 2016. Discriminação entre rajadas de vento convectivas e não-convectivas. *Ciência e Natura* 38, 225-231.
- Ferreira, V., 2017. Um estudo observacional de rajadas de vento geradas por tempestades severas no sul do Brasil. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal de Santa Maria, RS, Brasil.
- Foss, M., 2011. Condições atmosféricas conducentes à ocorrência de tempestades convectivas severas na América do Sul. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal de Santa Maria, RS, Brasil.
- Fujita, T. T., 1973. Tornadoes around the world. *Weather wise* 26, 56-83.
- Galway, J. G., 1956. The lifted index as a predictor of latent instability. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 43, 528-529.
- Gao, M., Yang, Y., Shi, H., Gao, Z., 2019. SOM-based synoptic analysis of atmospheric circulation patterns and temperature anomalies in China. *Atmospheric Research* 220, 46-56.
- Garstang, M., White, S., Shugart, H. H., 1998. Halverson, J. Convective cloud downdrafts as the cause of large blowdowns in the Amazon rainforest. *Meteorology and Atmospheric Physics* 67, 199-212.
- George, J. J., 1960. Weather Forecasting for Aeronautics. Academic Press, 673 pp.
- Gibson, P. B., Perkins-Kirkpatrick, S. E., Renwick, J. A., 2016. Projected changes in synoptic weather patterns over New Zealand examined through self-organizing maps. *International Journal of Climatology* 36, 3934-3948.
- Gilmore, M. S.; Wicker, L. J., 1998. The influence of mid tropospheric dryness on supercell morphology and evolution. *Monthly weather review* 126, 943-958.
- Henry, W., 1987. The Skew-T, Log P Diagram. National Weather Service Training Center, EUA, 68 pp.

- Hersbach, H., 2016. The ERA5 Atmospheric Reanalysis; American Geophysical Union: San Francisco, CA, USA 2016, NG33D-01.
- Hewitson, B. C., Crane, R. G., 2002. Self-organizing maps: applications to synoptic climatology. *Climate Research* 22, 13-26.
- Houze, R. A., 1993. *Cloud Dynamics*. Academic Press, 573 pp.
- Holton, J. R., 2004. *An introduction to dynamic meteorology*. 4.ed. Washington: Elsevier.
- Hsu, K. C.; LI, S. T., 2010. Clustering spatial-temporal precipitation data using wavelet transform and self-organizing map neural network. *Advances in Water Resources* 33, 190-200.
- Jiang, N., Luo, K., Beggs, P. J., Cheung, K., Scorgie, Y., 2015. Insights into the implementation of synoptic weather-type classification using self-organizing maps: an Australian case study. *International Journal of Climatology* 35, 3471-3485.
- Jourdan, P., 2015. Classificação dos padrões sinóticos associados aos eventos de chuvas extremas no Município do Rio de Janeiro utilizando mapas auto-organizados. Dissertação de Mestrado. Programa de Pós-graduação em Meteorologia, UFRJ, 180.
- Kohonen, T., 1990. The self-organizing map. *Proceedings of the IEEE* 78, 1464-1480.
- Kohonen, T., 1997. Exploration of very large databases by self-organizing maps. In: *Proceedings of International Conference on Neural Networks (ICNN'97)*. IEEE 1, PL1-PL6.
- Kuchera, E. L.; Parker, M. D., 2006. Severe convective wind environments. *Weather and forecasting* 21, 595-612.
- Lima, C. H.; Aghakouchak, A.; Lall, U., 2017. Classification of mechanisms, climatic context, areal scaling, and synchronization of floods: the hydroclimatology of floods in the Upper Paraná River basin, Brazil. *Earth System Dynamics* 8, 1071.
- Marengo, J. A., Soares, W. R., Saulo, C., Nicolini, M., 2004. Climatology of the low-level jet east of the Andes as derived from the NCEP-NCAR reanalyses: Characteristics and temporal variability. *Journal of climate*, 17(12), 2261-2280.
- Miller, R. C., 1972. Notes on analysis and severe-storm forecasting procedures of the Air Force Global Weather Central. Air Weather Service Scott AFB IL 200.
- Nascimento, E. L.; Foss, M., 2010. 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.
- Nascimento, E. L., 2005. Previsão de tempestades severas utilizando-se parâmetros convectivos e modelos de mesoescala: uma estratégia operacional adotável no Brasil. *Revista Brasileira de Meteorologia* 20, 121-140.
- Nedel, A. S.; Sausen, T. M.; Saito, S. M., 2012. 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* 27.
- Ohba, M.; Kadokura, S.; Nohara, D., 2016. Impacts of synoptic circulation patterns on wind power ramp events in East Japan. *Renewable energy* 96, 591-602.
- Oliveira, M. I.; Nascimento, E. L.; Kannenberg, C., 2018. A new look at the identification of low-level jets in South America. *Monthly Weather Review* 146, 2315-2334.
- Ornelas, D. R. Jourdan, P. Belassiano, M., 2017. 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. Curitiba.
- Panteli, M., Mancarella, P., 2015. Influence of extreme weather and climate change on the resilience of power systems: Impacts and possible mitigation strategies. *Electric Power Systems Research* 127, 259-270.
- Panteli, M., Mancarella, P., 2015. Modeling and evaluating the resilience of critical electrical power infrastructure to extreme weather events. *IEEE Systems Journal* 11, 1733-1742.
- Pryor, K. L., Ellrod, G. P., 2004. WMSI- A new index for forecasting wet microburst severity. *National Weather Association Electronic Journal of Operational Meteorology* 25.
- Pryor, K. L., 2006. The GOES Hybrid Microburst Index. In: *Preprints, 14th Conf. on Satellite Meteorology and Oceanography*, Atlanta, GA, Amer. Meteor. Soc.
- Reckziegel, B. W., 2007. Levantamento dos desastres desencadeados por eventos naturais adversos no estado do Rio Grande do Sul no período de 1980 a 2005. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal de Santa Maria, RS, Brasil.
- Rousseeuw, Peter J. Silhouettes., 1987. A graphical aid to the interpretation and validation of cluster analysis. *Journal of computational and applied mathematics*, 20, 53-65.
- Singh, K.S., 2009. Análise estática de torres metálicas treliçadas autoportantes para linhas de transmissão.. 110 f. Dissertação (Mestrado em

- Estruturas e Construção Civil)-Universidade de Brasília, Brasília.
- Stensrud, D. J.; Cortinas, J. V.; Brooks, H. E., 1997. Discriminating between tornadic and non-tornadic thunderstorms using mesoscale model output. *Wea. Forecasting* 12, 613-632.
- Sugg, J. W., Konrad II, C. E., 2017. Relating warm season hydroclimatic variability in the southern Appalachians to synoptic weather patterns using self-organizing maps. *Climate Research* 74, 145-160.
- Velasco, I.; Fritsch, J. M., 1987. Mesoscale convective complexes in the Americas. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 92, 9591-9613.
- Vallis, M. B., Loredou-Souza, A. M., Ferreira, V., Nascimento, E. L., 2019. Classification and identification of synoptic and non-synoptic extreme wind events from surface observations in South America. *Journal of Wind Engineering and Industrial Aerodynamics*, 193, 103963.
- Vesanto, J., Himberg, J., Alhoniemi, E., Parhankangas, J., 2000. SOM toolbox for Matlab 5. Helsinki University of Technology. Report A57.
- Wapler, K., James, P., 2015. Thunderstorm occurrence and characteristics in Central Europe under different synoptic conditions. *Atmospheric Research* 158, 231-244.
- Wakimoto, R. M.; Bringi, V. N., 1988. Dual-polarization observations of microbursts associated with intense convection: The 20 July storm during the MIST project. *Monthly weather review* 116, 1521-1539.
- Wakimoto, R. M., 1985. Forecasting dry microburst activity over the high plains. *Monthly Weather Review* 113, 1131-1143.
- Weisman, M. L.; Klemp, Joseph B., 1986. Characteristics of isolated convective storms. In: *Mesoscale meteorology and forecasting*. American Meteorological Society, Boston, MA. 331-358.
- Zuchini, M. H., 2003. Aplicações de mapas auto-organizáveis em mineração de dados e recuperação de informação. Dissertação de Mestrado. Universidade Estadual de Campinas.