

UNIVERSIDADE FEDERAL DE PELOTAS
Faculdade de Meteorologia
Programa de Pós-Graduação em Meteorologia

Dissertação



**Parametrizações de Rajadas de Ventos Baseadas em Equações do Espectro de
Energia Cinética Turbulenta**

Lucas da Costa Berna

Pelotas, 2025

Lucas da Costa Berna

**Parametrizações de Rajadas de Ventos Baseadas em Equações do Espectro de
Energia Cinética Turbulenta**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Meteorologia da Faculdade de Meteorologia da Universidade Federal de Pelotas, como requisito parcial à obtenção do título de Mestre em Meteorologia.

Orientador: Jonas da Costa Carvalho
Coorientadora: Rose Ane Pereira de Freitas

Pelotas, 2025

Universidade Federal de Pelotas / Sistema de Bibliotecas
Catalogação da Publicação

B517p Berna, Lucas da Costa

Parametrizações de rajadas de ventos baseadas em equações do espectro de energia cinética turbulenta
[recurso eletrônico] / Lucas da Costa Berna ; Jonas da Costa Carvalho, orientador ; Rose Ane Pereira de Freitas, coorientadora. — Pelotas, 2025.

65 f. : il.

Dissertação (Mestrado) — Programa de Pós-Graduação em Meteorologia, Faculdade de Meteorologia, Universidade Federal de Pelotas, 2025.

1. Rajadas. 2. Vento. 3. WRF. 4. Espectro. 5. Turbulência. I. Carvalho, Jonas da Costa, orient. II. Freitas, Rose Ane Pereira de, coorient. III. Título.

CDD 551.55

Elaborada por Ubirajara Buddin Cruz CRB: 10/901

Resumo

BERNA, Lucas da Costa. **Parametrizações de Rajadas de Ventos Baseadas em Equações do Espectro de Energia Cinética Turbulenta**. Orientador: Jonas da Costa Carvalho, Coorientadora: Rose Ane Pereira de Freitas. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Faculdade de Meteorologia, Universidade Federal de Pelotas, Pelotas 2025.

Rajadas de ventos são caracterizadas por grandes variações na velocidade e direção do vento e podem facilmente exceder o dobro da velocidade média do vento em eventos climáticos extremos. O objetivo geral deste estudo é realizar estimativas de rajada de vento a partir do campo de Energia Cinética Turbulenta (ECT) na Camada Limite Atmosférica. O cálculo da ECT é realizado a partir das equações de espectro de energia para todas as condições de estabilidade, de acordo com Mangia et al. (2000) e Degrazia et al. (2000). Os parâmetros de similaridade, necessários para compor as expressões do espectro, são obtidos a partir de simulações com o modelo *Weather Research and Forecasting*. Também é proposto um novo método de estimativa de rajada de vento, de forma que o termo turbulento da equação é representado pelo desvio padrão de uma função senoidal. Os resultados gerados são comparados com dados de vento medidos por sensores instalados em Estações Meteorológicas de Superfície. Os métodos de estimativas de rajadas apresentados nesse estudo geraram resultados satisfatórios, representando corretamente os ciclos de intensificação e enfraquecimento das velocidades de rajadas observadas. O novo método de estimativa obtém bons resultados, apresentando boa estabilidade em todos os casos estudados. É verificado a limitação das estimativas de rajadas baseadas em ECT em eventos meteorológicos com convecção profunda, bem como a dificuldade das parametrizações com rajadas de vento de pouca intensidade. Por fim, conclui-se que os métodos de estimativa obtêm melhor desempenho ao estimar rajadas de vento de intensidade moderada.

Palavras-chave: Energia Cinética Turbulenta; Espectros de Energia; Métodos de estimativa; Rajadas de Vento; WRF.

Abstract

BERNA, Lucas da Costa. **Parameterizations of Wind Gusts Based on Turbulent Kinetic Energy Spectrum Equations**. Advisor: Jonas da Costa Carvalho, Co-advisor: Rose Ane Pereira de Freitas. Dissertation (Master's in Meteorology) – Faculty of Meteorology, Federal University of Pelotas, Pelotas, 2025.

Gusts of wind are characterized by large variations in wind speed and direction and can easily exceed twice the average wind speed during extreme weather events. The general objective of this study is to estimate wind gusts based on the Turbulent Kinetic Energy (TKE) field in the Atmospheric Boundary Layer. The calculation of TKE is performed using energy spectrum equations for all stability conditions, according to Mangia et al. (2000) and Degrazia et al. (2000). The similarity parameters, necessary to formulate the spectral expressions, are obtained from simulations using the Weather Research and Forecasting model. A new wind gust estimation method is also proposed, in which the turbulent term of the equation is represented by the standard deviation of a sinusoidal function. The generated results are compared with wind data measured by sensors installed in Surface Meteorological Stations. The wind gust estimation methods presented in this study yielded satisfactory results, correctly representing the intensification and weakening cycles of the observed gust speeds. The new wind gust estimate achieves good results, demonstrating good stability in all studied cases. The study also identifies limitations in TKE-based gust estimates for meteorological events involving deep convection, as well as challenges in parameterizing low-intensity wind gusts. Finally, it is concluded that the estimation methods perform better when estimating moderate-intensity wind gusts.

Keywords: Turbulent Kinetic Energy; Energy Spectra; Wind Gust Estimate; Wind Gusts; WRF.

Lista de Figuras

Figura 1 - Localização do Rio Grande do Sul no contexto da América do Sul	13
Figura 2 - Mapa de altimetria do Rio Grande do Sul	14
Figura 3 - Mapa das regiões do RS com maior e menor incidência de registros de vendavais por ano no período de 2000 a 2009	15
Figura 4 - Ciclo de vida dos CE no Hemisfério Sul: A) escoamento estacionário, B) perturbação inicial, C-D) crescimento da perturbação ciclônica, E) perturbação ciclônica inicia oclusão de ar quente, F) máxima intensidade, G) ciclone ocluído e H) decaimento.....	17
Figura 5 - Corte vertical de um SCM	18
Figura 6 - Circulação de brisa marítima	19
Figura 7 - Circulação da brisa de vale-montanha.....	20
Figura 8 - Localização das estações meteorológicas de superfície do INMET utilizadas no estudo.....	32
Figura 9 - Carta sinóticas da América do sul para o caso de Bagé: A) 09/05/2018 às 18 UTC B) 11/05/2018 às 00 UTC C) 15/05/2018 às 18 UTC D) 14/07/2018 às 00 UTC.....	39
Figura 10 - Cartas sinóticas da América do sul para o caso de Bento Gonçalves: A) 05/07/2018 às 12 UTC B) 07/07/2018 às 12 UTC C) 10/07/2018 às 12 UTC D) 14/07/2018 às 12 UTC	40
Figura 11 - Cartas sinóticas da América do sul para o caso de Canela: A) 08/11/2018 às 00 UTC B) 11/11/2018 às 12 UTC C) 14/11/2018 às 12 UTC D) 16/11/2018 às 06 UTC.....	41
Figura 12 - Cartas sinóticas da América do sul para o caso de Mostardas: A) 21/09/2018 às 00 UTC (B) 24/09/2018 às 12 UTC (C) 27/09/2018 às 12 UTC (D) 29/09/2018 às 06 UTC	42
Figura 13 - Cartas sinóticas da América do sul para o caso de Porto Alegre: A) 29/05/2018 às 12 UTC B) 31/05/2018 às 12 UTC C) 02/06/2018 às 12 UTC D) 04/06/2018 às 06 UTC	43

Figura 14 - Cartas sinótica da América do sul para o caso de Santa Maria A) 06/01/2018 às 12 UTC B) 09/01/2018 às 12 UTC C) 11/01/2018 às 12 UTC D) 13/01/2018 às 06 UTC	44
Figura 15 - Rajadas de vento estimadas comparadas com as rajadas registradas pela EMS de Bagé	46
Figura 16 - Rajadas de vento estimadas comparadas com as rajadas registradas pela EMS de Bento Gonçalves.....	47
Figura 17 - Rajadas de vento estimadas comparadas com as rajadas registradas pela EMS de Canela	47
Figura 18 - Rajadas de vento estimadas comparadas com as rajadas registradas pela EMS de Mostardas	48
Figura 19 - Rajadas de vento estimadas comparadas com as rajadas registradas pela EMS de Porto Alegre	48
Figura 20 - Rajadas de vento estimadas comparadas com as rajadas registradas pela EMS de Santa Maria	49
Figura 21 - Índices estatísticos dos resultados obtidos a partir das parametrizações de rajadas de vento em comparação com os dados da EMS do INMET para a cidade de Bagé: A) RMSE B) BIAS C) MAPE	52
Figura 22- Índices estatísticos dos resultados obtidos a partir das parametrizações de rajadas de vento em comparação com os dados da EMS do INMET para a cidade de Bento Gonçalves: A) RMSE B) BIAS C) MAPE.....	52
Figura 23 - Índices estatísticos dos resultados obtidos a partir das parametrizações de rajadas de vento em comparação com os dados da EMS do INMET para a cidade de Canela: A) RMSE B) BIAS C) MAPE	52
Figura 24 - Índices estatísticos dos resultados obtidos a partir das parametrizações de rajadas de vento em comparação com os dados da EMS do INMET para a cidade de Mostardas: A) RMSE B) BIAS C) MAPE	53
Figura 25 - Índices estatísticos dos resultados obtidos a partir das parametrizações de rajadas de vento em comparação com os dados da EMS do INMET para a cidade de Porto Alegre: A) RMSE B) BIAS C) MAPE	53

Figura 26 - Índices estatísticos dos resultados obtidos a partir das parametrizações de rajadas de vento em comparação com os dados da EMS do INMET para a cidade de Santa Maria: A) RMSE B) BIAS C) MAPE.....53

Lista de Tabelas

Tabela 1 - Características das estações meteorológicas de superfície do INMET utilizadas no estudo.....	31
Tabela 2 - Características dos domínios de simulação e opções de configuração do modelo WRF	33
Tabela 3 - Cidades, período de simulação e coordenadas dos pontos de grade.....	34

Lista de Abreviaturas

ASAS	Alta Subtropical do Atlântico Sul
CE	Ciclone Extratropical
CLA	Camada Limite Atmosférica
ECT	Energia Cinética Turbulenta
EMS	Estação Meteorológica de Superfície
INMET	Instituto Nacional de Meteorologia
LI	Linha de Instabilidade
MAPE	<i>Mean Absolute Percentage Error</i>
RMSE	<i>Root Mean Squared Error</i>
SCM	Sistema Convectivo de Mesoescala
WRF	World Research Forecast

Sumário

1 Introdução	9
2 Revisão bibliográfica	13
2.1 Características da área de estudo.....	13
2.2 Sistemas meteorológicos susceptíveis a eventos de rajada de vento na região Sul	15
2.2.1 Ciclones extratropicais	15
2.2.2 Sistemas convectivos de mesoescala.....	17
2.2.3 Brisa marítima e brisa terrestre	19
2.2.4 Brisas de vale-montanha.....	20
2.3 Espectros de velocidade turbulenta na Camada Limite Atmosférica.....	21
2.4 A parametrização da turbulência.....	23
2.6 Aplicações da modelagem para rajada de vento.....	28
3 Metodologia.....	31
3.1 Dados de superfície	31
3.2 Modelo WRF	32
3.3 Configurações e parametrizações	34
3.4 Novo método de estimativas de rajadas.....	35
3.5 Índices estatísticos	36
4 Resultados	Erro! Indicador não definido.
5 Conclusões e objetivos futuros.....	52
Referências	

1 Introdução

Rajadas de ventos são caracterizadas por grandes variações na velocidade e direção do vento em curtos intervalos de tempo, geralmente menores que 20 segundos. Essas flutuações podem facilmente exceder o dobro da velocidade média do vento em eventos climáticos extremos (Azad e Alam, 2010). A Organização Meteorológica Mundial define a rajada de vento como a velocidade máxima do vento durante um curto período de tempo, por exemplo, 3 segundos, em um intervalo de observação de 10 minutos (*World Meteorological Organization*, 2021). Modelos numéricos de previsão do tempo preveem o vento futuro em grandes intervalos de tempo, sendo, portanto, necessárias parametrizações para estimar as rajadas de vento que ocorrem em escalas temporais muito curtas. Essas parametrizações são muitas vezes classificadas em convectivas e não-convectivas (Sheridan, 2011).

A maior parte dos danos causados por tempestades são causados por fortes rajadas de vento e, portanto, conhecer sua intensidade com antecedência pode aumentar a capacidade dos centros de previsão de emitir alertas precisos de condições meteorológicas severas. Logo, melhores estimativas de vento, podem evitar maiores prejuízos sociais e econômicos como, por exemplo, danos graves à aviação e à atividade naval, incidentes em rodovias, quedas de fios de transmissão de energia e de árvores, colapsos de construções, perdas na agricultura e agropecuária, assim como indicar locais potenciais para geradores de energia eólica (Born et al., 2012; Kurbatova et al., 2018; Lu et al., 2022).

O estudo de rajadas de vento tem importância em diversas áreas da sociedade, sendo que uma maior precisão nas estimativas de rajadas de vento é importante para prevenir ou limitar os danos devido a ventos fortes. Cada vez mais, informações científicas sobre as projeções de eventos de rajada de vento são essenciais para que a população melhore a capacidade adaptativa de infraestruturas em risco (Cheng et al., 2011). Rajadas de vento influenciam no projeto de grandes construções, como edifícios e pontes. Quando as rajadas excedem um dado limite, danos aos edifícios podem ser esperados devido a cargas provocadas pelo vento na

estrutura (Brasseur, 2001). Pinto et al. (2010) concluíram que rajadas de vento são projetadas a intensificar 5% para o período de 2061-2100 e, conseqüentemente, as perdas com tempestades de vento poderão aumentar substancialmente em 19%.

Rajadas de vento são observadas, principalmente, na Camada Limite Atmosférica (CLA), mas também podem ocorrer em altitude como, por exemplo, próximo às correntes de jatos, onde também podem ser de grande risco para a aviação (Ágústsson e Ólafsson, 2009). É um fenômeno caótico e difícil de ser previsto, sendo o resultado de uma combinação de processos que não são totalmente entendidos (Sheridan, 2011). Rajadas de ventos estão muitas vezes associadas a Complexos Convectivos de Mesoescala, Linhas de Instabilidade, sistemas frontais e ciclones.

Ventos simulados próximos à superfície por modelos numéricos são geralmente menores do que rajadas de vento observadas. Esse fato está relacionado a formulação de variáveis do modelo, como médias em um espaço e tempo (caixa de grade e passo de tempo), e a alta variabilidade temporal de rajadas, especialmente, durante episódios de vento forte (Born et al., 2012). As previsões de vento são potencialmente sensíveis a diversos fatores dos modelos numéricos, incluindo inicialização, resolução e parametrizações, como, por exemplo, de CLA e modelos de superfície (Cao e Fovell, 2016). Dados de reanálise confiáveis geralmente tem uma resolução temporal de "apenas" seis horas e uma resolução espacial de cerca de 100 km (Uppala et al., 2005). Dados de observação de estações meteorológicas podem ter uma resolução temporal mais alta, porém, sua distribuição espacial é altamente heterogênea. Portanto, é necessário realizar um *downscaling* dinâmico em uma grade regular, a partir de um modelo numérico de previsão de mesoescala, com o objetivo de obter uma estrutura fina de distribuição do vento, evolução temporal e duração correta do evento (Pinto et al., 2009).

O objetivo geral deste estudo é realizar estimativas de rajada de vento a partir do campo de Energia Cinética Turbulenta (ECT) na CLA. Especificamente, pretende-se: 1) simular a variável rajada de vento usando a ECT gerada a partir de expressões para o espectro dimensional de velocidade turbulenta, 2) aplicar a ECT obtida do espectro de energia em parametrizações de rajada disponíveis na literatura, 3) avaliar os resultados gerados com dados de vento medidos por sensores instalados em Estações Meteorológicas de Superfície (EMS).

Além disso, um novo método de estimativa de rajada de vento é proposto nesse estudo, de forma que a parte turbulenta da equação é representada pelo desvio padrão de uma função senoidal. Os resultados do novo método são avaliados através da comparação com parametrizações de rajada disponíveis na literatura e com dados de vento medidos por EMS.

A ECT é gerada a partir de expressões para o espectro de velocidade em todas as condições de estabilidade, de acordo com Mangia et al. (2000) e Degrazia et al. (2000). Optou-se por obter os parâmetros de similaridade, necessários para compor as expressões do espectro, a partir de simulações com o modelo Weather Research and Forecasting (WRF). A utilização do modelo WRF, em conjunto com as parametrizações de rajada de vento, poderia levar ao desenvolvimento de um produto numérico para previsão de eventos de rajadas em qualquer localização de um domínio de simulação.

2 Revisão bibliográfica

2.1 Características da área de estudo

O estado do Rio Grande do Sul (RS) está situado na região Sul do Brasil, entre os paralelos 27°03'42" e 33°45'09" Sul e entre os meridianos 49°42'4" e 57°40'57" Oeste. Sua área total é de 281.707,15 km², composto por 497 municípios e uma população de 11.466.630 habitantes (IBGE, 2021). Seu território é banhado a leste pelo Oceano Atlântico, a norte faz divisa com o Estado de Santa Catarina, a Oeste faz fronteira com a Argentina e ao Sul faz fronteira com o Uruguai (Figura 1).

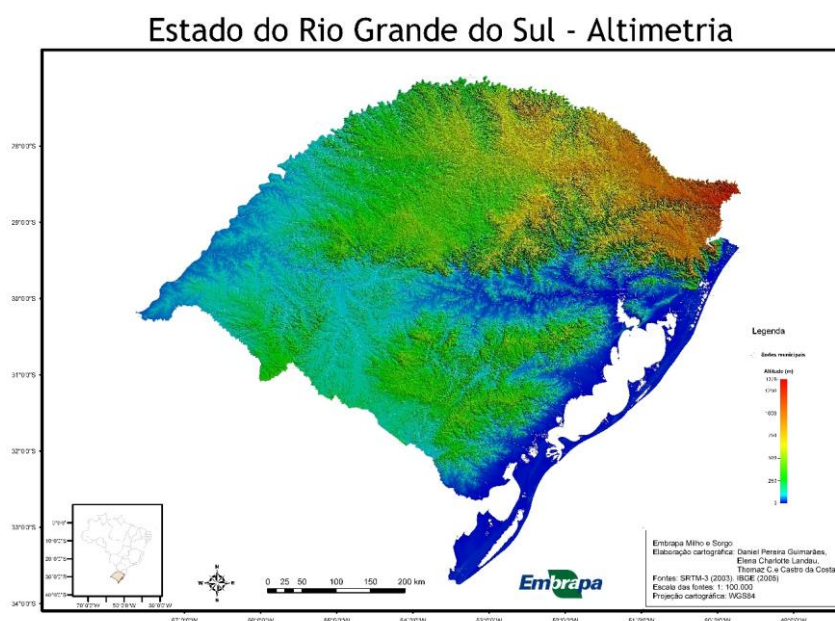
Figura 1 - Localização do Rio Grande do Sul no contexto da América do Sul



Fonte: Wikipédia (2008)

Em termos de relevo, o RS se assemelha ao restante do Brasil, pois apresenta um substrato rochoso muito antigo, estabilidade tectônica e baixa altitude, visto que cerca de 70% de seu território situado em altitudes abaixo de 300m. (Becker e Nunes, 2012). Na região nordeste do estado encontram-se as áreas com maior altitude, predominantemente acima de 600 m. Pode-se dividir o RS em quatro grandes unidades geomorfológicas: o Planalto Sul-rio-grandense, o Planalto Norte-rio-grandense, a Depressão Central e a Planície Litorânea (Figura 2).

Figura 2 - Mapa de altimetria do Rio Grande do Sul



Fonte: Agritempo (2005)

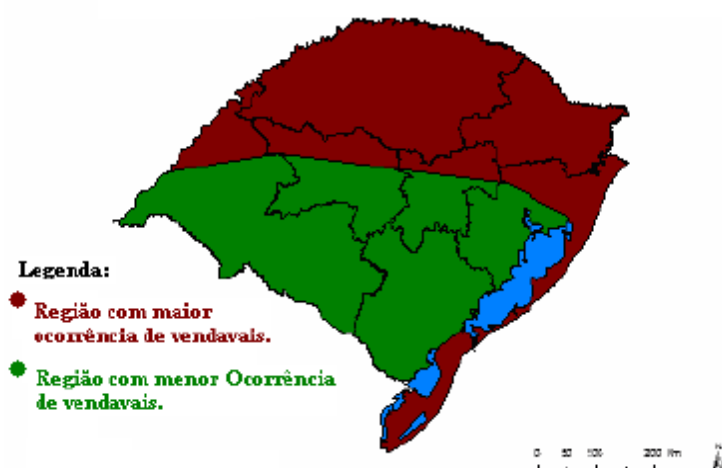
Quanto a climatologia, o RS apresenta grande amplitude térmica durante o ano, com verões quentes e invernos rigorosos, devido a entrada de intensas massas de ar de polar durante o inverno e massas de ar de origem tropical no verão. Portanto, o RS enfrenta o impacto de diversos sistemas meteorológicos que causam, por exemplo, ventos fortes, precipitação e variações de temperatura, tais como sistemas frontais, Ciclones Extratropicais, Sistemas Convectivos de Mesoescala, efeitos de brisas marítimas e terrestres e Jatos de Baixos Níveis.

O regime de ventos é influenciado pela interação do centro de baixa pressão do noroeste argentino e pela Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS), resultando em um vento de quadrante leste-nordeste (Favera et al., 2012). Este padrão da ASAS está presente em todas as estações do ano, sendo mais forte no inverno, quando

está mais ao norte e oeste, e adentra o continente. No verão, está deslocado mais para leste e para o sul (Grimm, 2009). Entre os anos de 2000 a 2009, as regiões que registraram maior número de rajadas de vento e vendavais foram o litoral norte e noroeste do Rio Grande do Sul (Figura 3). As estações do ano em que houve maior ocorrência de vendavais no estado foram no inverno e primavera, sendo as maiores incidências de nos horários entre 00 UTC e 07 UTC, com intensificação dos ventos entre as 03 UTC e 04 UTC (Finotti e Santos, 2013).

Figura 3 - Mapa das regiões do RS com maior e menor incidência de registros de vendavais por ano no período de 2000 a 2009

Ocorrências de Vendavais no Rio Grande do Sul no Período de 2000 a 2009



Fonte: Finotti e Santos (2013).

2.2 Sistemas meteorológicos susceptíveis a eventos de rajada de vento na região Sul

Diversos sistemas atuantes no estado do RS são capazes de gerar intensas rajadas de vento. Neste capítulo serão descritos os principais.

2.2.1 Ciclones extratropicais

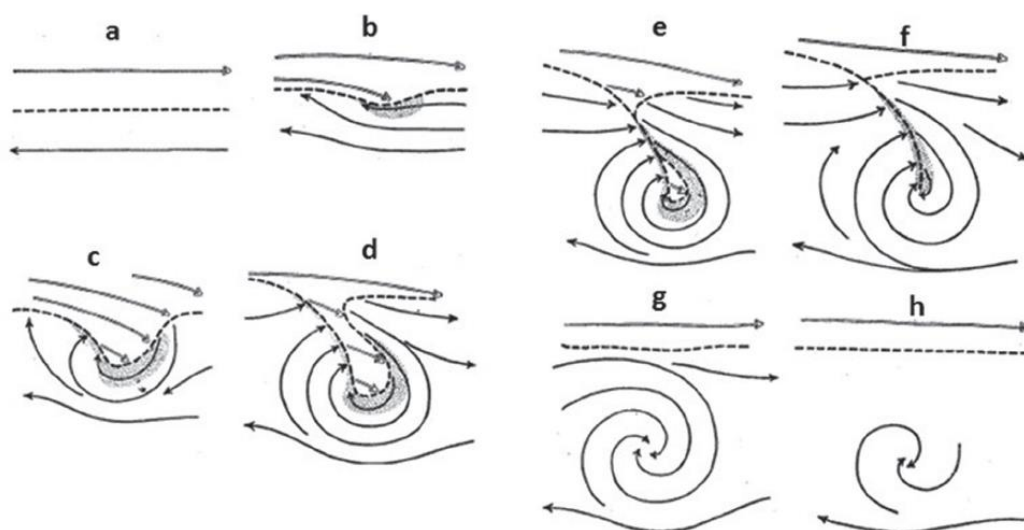
Ciclones Extratropicais (CE) são sistemas de baixa pressão que ocorrem em latitudes médias. Também são chamados de ciclones de latitudes médias ou ciclones frontais. A terminologia extratropical diferencia os ciclones formados em

altas latitudes daqueles gerados em baixas latitudes. Apresentam comprimento de onda que pode variar de 1500 a 5000 km e tempo de vida médio de três dias. Os CE são estudados por diversos pesquisadores, sobretudo, devido ao seu aspecto destrutivo em regiões litorâneas do sul do país. São normalmente acompanhados de eventos de precipitação intensa, grandes variações de temperatura, ventos fortes e tempestades.

O processo de formação ou intensificação de um ciclone é denominado ciclogênese e sua dissipação, ciclólise (Reboita et al., 2017). De acordo com a Teoria da Frente Polar de Bjerknes e Solberg (1922), um CE se forma a partir de uma pequena onda que surge ao longo de uma frente em superfície, devido ao ar frio (quente) invadir o vértice da onda, propagando-se em direção às latitudes tropicais (polos). Esta mudança resulta em um reequilíbrio do campo de pressão que se converte em isóbaras quase circulares, com um sistema de baixa pressão centrado no vértice da onda. Gan e Rao (1991) definem ciclogênese como o aparecimento da primeira isóbara fechada em cartas sinóticas de pressão ao nível médio do mar, perdurando a isóbara fechada por pelo menos 24 horas.

A velocidade de propagação de uma frente fria é maior que a da frente quente, conforme essa se move ao redor do centro do ciclone, começa a se aproximar da frente quente. À medida que parte da frente fria alcança o ar frio na retaguarda da frente quente, ocorre o aprisionamento do ar quente na forma de uma “ilha” no centro do ciclone, fenômeno denominado de seclusão (Reboita et al., 2017). Quando a frente fria se desloca, a “ilha de ar quente” diminui de tamanho, fazendo com que o ar quente no centro do sistema gradativamente desapareça, de forma que apenas ar frio no ciclone predomine em superfície. Quando não há mais ar quente em superfície, apenas em altitude, o ciclone é denominado ocluso e é nesse estágio que ele alcança sua intensidade máxima. Após, o ciclone se torna um vórtice frio e simétrico e, como não há mais fonte de energia (ar quente/gradiente de temperatura) disponível, o ciclone tende a dissipar (Figura 4).

Figura 4 - Ciclo de vida dos CE no Hemisfério Sul: A) escoamento estacionário, B) perturbação inicial, C-D) crescimento da perturbação ciclônica, E) perturbação ciclônica inicia oclusão de ar quente, F) máxima intensidade, G) ciclone ocluído e H) decaimento



Fonte: Reboita et al., 2017. Adaptado de Bjerknes e Solberg (1922)

2.2.2 Sistemas convectivos de mesoescala

Os Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCM) são caracterizados por um aglomerado de nuvens convectivas que apresentam áreas com contínua precipitação, podendo ter formatos simétricos, assimétricos ou em linha. Esses sistemas causam condições de tempo severo, uma vez que sua ocorrência, geralmente, vem acompanhado de precipitações intensas, e, por vezes, fortes rajadas de ventos e granizo.

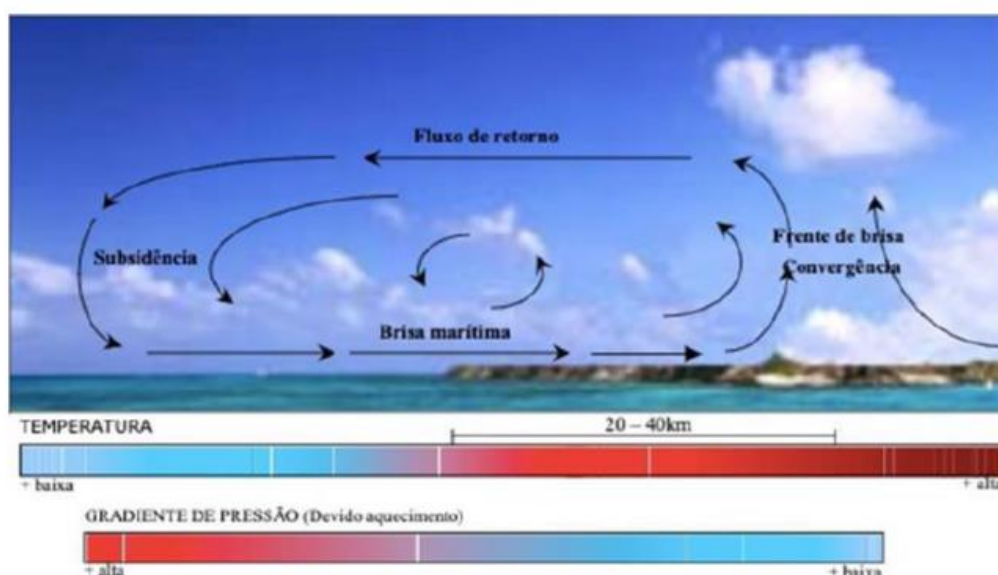
Os SCM costumam ser classificados conforme suas formas físicas. Os Complexos Convectivos de Mesoescala apresentam formato circular ou simétrico e grande crescimento vertical em um intervalo de tempo entre 6 a 12 horas, associando-se frequentemente com eventos de precipitação intensa (Maddox, 1980). Quando apresentam uma configuração em linha, os SCM são classificados como Linhas de Instabilidade (LI) e são responsáveis por bandas de forte precipitação, seguido de chuva estratiforme (Houze et al., 1990). Browning e Ludlam (1962) desenvolveram os primeiros modelos conceituais que ilustram o fluxo de ar dentro das LI.

Fovell e Ogura (1989), utilizaram modelos numéricos para identificar características das LI, tais como, frente de rajada, piscina de ar frio e o cisalhamento

2.2.3 Brisa marítima e brisa terrestre

Em áreas costeiras, onde existe aquecimento diferencial entre o continente e o oceano, sistemas de brisas marítimas e terrestres são observados frequentemente. Ao longo de dias ensolarados, o aquecimento no continente é superior ao sobre os oceanos, resultando em um fluxo de ar aquecido e ascendente que se escoar do continente para o mar, chamado fluxo de retorno. A subsidência do fluxo no oceano induz a formação de um vento em superfície do mar para o continente denominado de brisa marítima (Figura 6). De forma semelhante, as brisas terrestres ocorrem no período noturno. O escoamento do vento, nesse caso, é da terra para o mar em baixos níveis em virtude do rápido resfriamento do continente, onde o ar migra para o oceano, se aquece, ascende e retorna para o continente fechando o deslocamento (Van Delden, 1992). Uma circulação atmosférica de menor escala e com mecanismos semelhantes aos das brisas marítimas e terrestres ocorrem em regiões com grandes lagos, e são chamadas de brisas de lagos. A interação entre a brisa marítima e outras circulações locais podem causar grande variação de intensidade e sentido dos ventos.

Figura 6 - Circulação de brisa marítima

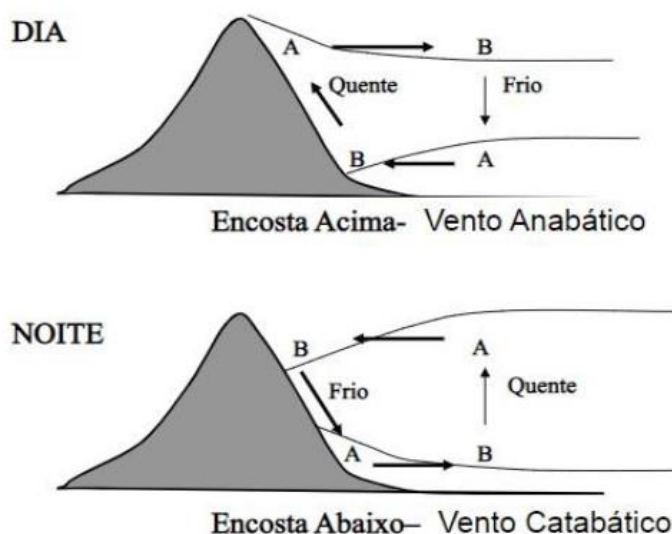


Fonte: Silva, 2003

2.2.4 Brisas de vale-montanha

Em regiões acidentadas, como de vale e montanha, importantes mecanismos dinâmicos podem resultar em rajadas de vento. Um sistema de vento local típico de regiões montanhosas são as brisas de vale-montanha que possuem duração de horas a dias e resolução espacial variando entre poucos quilômetros a cerca de 103 km (Stull, 2000). Durante o dia, o ar sobre o topo das montanhas aquece mais rapidamente do que o ar sobre o vale. As parcelas de ar estacionárias na lateral dos vales são aquecidas e forçadas a subir em direção ao topo da montanha. Esse escoamento denomina-se ventos anabáticos e nuvens cumulus podem se formar no entorno do topo de montanhas (Nieuwolt, 1978). Quando chegam no topo das montanhas, estes ventos sofrem inversão térmica e são forçados a subsidência em direção ao centro do vale. Analogamente, durante o

Figura 7 - Circulação da brisa de vale-montanha



Fonte: Reboita et al, 2014.

período noturno, a rápida liberação de calor pela superfície do topo da montanha resfria o ar e resulta num escoamento descendente em direção ao centro do vale, este fluxo subsidente é denominado vento catabático (Figura 7). O vento frio que escoar da montanha para o vale durante a noite é chamado de brisa de montanha. Já o vento que sopra do vale para a montanha durante o dia é a brisa de vale (Reboita, 2014).

2.3 Espectros de velocidade turbulenta na Camada Limite Atmosférica

A dispersão turbulenta na CLA é gerada por dois processos diferentes: mecânico e térmico (Mangia et al., 2000). O primeiro está relacionado ao cisalhamento do vento e é mais eficaz próximo ao solo. O segundo resulta de um mecanismo de força de empuxo e é geralmente responsável pelo transporte convectivo de momento, calor ou outros escalares. Essas duas forçantes produzem uma ampla gama de vórtices turbulentos e, conseqüentemente, uma distribuição espectral de ECT em uma ampla faixa de escalas (Degrazia et al., 2000).

Os padrões de fluxo resultantes das interações entre os vórtices turbulentos de cisalhamento e empuxo são bastante complexos e, mesmo quando se caracterizam por casos puramente mecânicos ou puramente convectivos, mostram estruturas que não estão presentes em nenhum dos dois casos limites (Moeng e Sullivan, 1994). Uma hipótese de combinação linear dos dois mecanismos pode ser assumida apenas quando existe independência estatística entre as suas componentes de Fourier. Isso ocorre quando a energia que contém as faixas de números de onda está bem separada para os dois espectros.

Foi demonstrado (Hojstrup, 1982; Berkowicz e Prahm, 1984; Moeng e Sullivan, 1994) que um modelo de ECT simples, baseado na anulação dos efeitos de interação entre cisalhamento e empuxo, pode ser considerado como uma boa aproximação para uma CLA intermediária. Assim, assumindo a hipótese de superposição dos efeitos produzidos pelas duas forçantes, podemos escrever os espectros eulerianos dimensionais como:

$$S_i^E(n) = S_{ib}^E(n) + S_{is}^E(n) \quad (1)$$

onde o primeiro termo no lado esquerdo da equação representa a produção por empuxo e o segundo termo representa a componente mecânica, sendo que o subscrito *b* representa o empuxo (*Buoyancy*), *s* representa o cisalhamento (*Shear*) e *i* = u, v, w. De acordo com Degrazia et al. (1998), os espectros dimensionais de turbulência convectiva na CLA podem ser escritos como:

$$\frac{nS_{ib}^E(n)}{w_*^2} = \frac{1,06c_i f \left(\psi_\varepsilon \frac{z}{z_i} \right)^{2/3}}{[(f_m^*)_i^c]^{5/3} \left\{ 1 + \frac{1,5f}{[(f_m^*)_i^c]} \right\}^{5/3}} \quad (2)$$

onde w_* é a escala de velocidade convectiva, $f = nz/U$ é a frequência reduzida, U é a velocidade média do vento numa CLA convectiva, z é a altura acima da superfície, $(f_m^*)_i^c$ é frequência reduzida no pico do espectro convectivo, $\psi_\varepsilon = \varepsilon_b z_i / w_*^3$ é a função adimensional da taxa de dissipação, ε_b é o taxa de empuxo da dissipação da ECT e z_i é altura da CLA.

A componente mecânica do espectro dimensional é igual ao limite neutro descrito em Degrazia e Moraes (1992):

$$\frac{nS_{is}^E(n)}{u_*^2} = \frac{1,5c_i f \phi_\varepsilon^{2/3}}{[(f_m^*)_i^{n+s}]^{5/3} \left\{ 1 + \frac{1,5f^{5/3}}{[(f_m^*)_i^{n+s}]^{5/3}} \right\}} \quad (3)$$

onde u_* é a velocidade de fricção, $\phi_\varepsilon = \varepsilon_s kz / u_*^3$ é a taxa de dissipação adimensional com parâmetros de escala da camada superficial, ε_s é de dissipação mecânica da ECT, κ é a constante de von Karman e $(f_m^*)_i^{n+s}$ é a frequência reduzida do pico espectral neutro ou estável. Para as equações 2 e 3, $c_i = \alpha_i \alpha_u$, $\alpha_u = 0,5 \pm 0,05$ e $\alpha_i = 1,4/3, 4/3$ nas componentes u, v, w, respectivamente (Champagne et al., 1977; Sorbjan, 1989).

Integrando, analiticamente, os espectros Eulerianos dados pelas equações 2 e 3, em todo o domínio da frequência, obtém-se a variância da velocidade do vento para turbulência térmica

$$\sigma_{ib}^2 = \int_0^\infty S_{ib}^E(n) dn = \frac{1,06c_i \psi_\varepsilon^{2/3} w_*^2 \left(\frac{z}{z_i} \right)^{2/3}}{[(f_m^*)_i^c]^{2/3}} \quad (4)$$

e mecânica

$$\sigma_{is}^2 = \int_0^\infty S_{is}^E(n) dn = \frac{2,32c_i \phi_\varepsilon^{2/3} u_*^2}{[(f_m^*)_i]^2/3} \quad (5)$$

Ao somar as duas componentes, tem-se a variância total da velocidade do vento:

$$\sigma_i^2 = a_i^2 w_*^2 + b_i^2 u_*^2 \quad (6)$$

onde a_i e b_i são os termos da força de empuxo e da tensão de cisalhamento a serem determinados. Em todas as derivações foi assumido que as variâncias Lagrangiana e Euleriana do campo turbulento do vento são iguais, uma vez que a ECT é a mesma para ambas as abordagens (Hanna, 1982).

Como dito anteriormente, devido à independência estatística dos espectros convectivo e mecânico, pode-se tratar cada espectro individualmente e, por consequência, cada contribuição turbulenta pode ser escalonada com a respectiva variância:

$$F_i^E(n) = \frac{S_{ib}^E}{\sigma_{ib}^2} + \frac{S_{is}^E}{\sigma_{is}^2} \quad (7)$$

Considerando as equações 2, 3, 4, 5 e 7, o valor do espectro de energia Euleriano normalizado na origem pode ser dado por:

$$F_i^E(0) = \frac{z}{U(f_m^*)_i^c} + \frac{0,64z}{U(f_m^*)_i^{n+s}} \quad (8)$$

2.4 A parametrização da turbulência

Para aplicar as expressões do espectro de turbulência [Equações (2) e (3)] e das variâncias de velocidade [Equações (4) e (5)], é necessário obter relações para w_* , u_* , ψ_ε^c , $\varphi_\varepsilon^{n+s}$, $(f_m^*)_i^c$ e $(f_m^*)_i^{n+s}$. Para uma CLA convectiva $(\psi_\varepsilon^c)^{2/3} \approx 0.75$ (Caughey and Palmer, 1979; Høstrup 1982; Wilson, 1997), $w_* = (u_*)_0(-z_i/\kappa L)^{1/3}$, $(f_m^*)_i^c =$

$z/(\lambda_m)_i$, sendo $(\lambda_m)_i$ o pico de comprimento de onda da velocidade do espectro turbulento, expressões de $(f_m^*)_i^c$ para $i = u, v, w$ podem ser derivadas.

De acordo com Kaimal et al. (1976), Caughey (1982) and Degrazia and Anfossi (1998),

$$(\lambda_m)_u = (\lambda_m)_v = 1,5z_i \quad (9)$$

e

$$(\lambda_m)_w = 1,8z_i \left[1 - \exp\left(-4\frac{z}{z_i}\right) - 0,0003\exp\left(8\frac{z}{z_i}\right) \right] \quad (10)$$

tal que

$$(f_m)_i^c = z/(B_i z_i) \quad (11)$$

com $B_u = B_v = 1,5$ e

$$B_w = 1,8 \left[1 - \exp\left(-\frac{4z}{z_i}\right) - 0,0003\exp\left(\frac{8z}{z_i}\right) \right] \quad (12)$$

Para uma CLA neutra ou estável, $\varphi_\varepsilon^{n+s}$ pode ser escrita como $\varphi_\varepsilon^{n+s} = \varphi^n (1 + 3,7 z/\Lambda)$ (Sorbjan, 1989), onde $\varphi_\varepsilon^n = 1,25$ e $\Lambda = L$ (Degrazia and Moraes, 1992) é o comprimento de Monin-Obukhov local. Para uma CLA estável dominada por cisalhamento, $\alpha_1 = 1,5$ e $\alpha_2 = 1,0$ (Nieuwstadt, 1984). Além disso, para uma CLA neutra ou estável, $\alpha_1 = 1,7$ para um caso neutro (Wyngaard et al., 1974). Então, seguindo Delage (1974), Stull (1988) and Sorbjan (1989), obtêm-se:

$$(f_m^*)_i^{n+s} = (f_m)_{is}^n \left(1 + a_i \frac{f_c z}{G} + 3,7 \frac{z}{\Lambda} \right) \quad (13)$$

onde $(f_m)_{is}^n$ é a frequência do pico espectral em superfície para condições neutras, G é a velocidade do vento geostrófico e $f_c = 10^{-4} s^{-1}$ é o parâmetro de Coriolis. De acordo com Olesen et al. (1984) e Sorbjan (1989), $(f_m)_{vs}^n = 0,16$ e $(f_m)_{ws}^n = 0,33$.

Além disso $a_u = 3889$ e $a_v = 1094$ (Degrazia et al., 2000) e $a_w = 500$ (Hanna, 1968; Hanna, 1981), como consequência da hipótese do comprimento de mistura de Blackadar (1962). Então, tendo $f_c z/G = [f_c z/(u_*)_0][(u_*)_0/G]$, onde $(u_*)_0/G$ é um coeficiente de arrasto geostrófico neutro, a eq. 13 é reescrita como:

$$(f_m^*)_i^{n+s} = (f_m)_{is}^n \left(1 + a_i \frac{f_c z}{(u_*)_0} \frac{(u_*)_0}{G} + 3,7 \frac{z}{\Lambda} \right) \quad (14)$$

E considerando $(u_*)_0/G = 0,03$ (Tennekes, 1982; Hanna, 1982), a eq. 14 pode resultar em:

$$(f_m^*)_i^{n+s} = (f_m)_{is}^n \left(1 + 0,03 a_i \frac{f_c z}{(u_*)_0} + 3,7 \frac{z}{\Lambda} \right) \quad (15)$$

Enfatiza-se que condições estáveis e instáveis não podem coexistir. Os efeitos instáveis e neutros podem ser estimados concomitantemente devido à presença simultânea de turbulência mecânica e convectiva. Os efeitos estáveis e neutros também podem ser considerados em conjunto, devido à competição entre a turbulência gerada pelo cisalhamento do vento e os efeitos estabilizadores da estratificação. Portanto, em condições neutras instáveis, o último termo da equação (13) é definido como zero, enquanto nas condições neutras e estáveis o termo $1/(f_m^*)_i^c$ é definido como zero (Degrazia et al., 2000).

2.5 Métodos de estimativa de rajada

Ao longo dos anos, diversos métodos foram propostos para estimar rajadas de vento. As expressões para calcular a magnitude de rajadas de vento podem ser classificadas em dois grupos. No primeiro grupo, os métodos são fundamentados no fato de que rajadas de vento estão relacionadas à turbulência atmosférica. Portanto, podem ser estimadas com base nas características turbulentas, determinadas dentro da parametrização da camada limite planetária (Sheridan, 2011; Kurbatova et al., 2018).

A ECT representa um desvio instantâneo médio do vento, sendo que pode ser considerada como a variação da velocidade do vento. Supondo que a distribuição da velocidade do vento seja normal, a seguinte equação é proposta (Kurbatova et al., 2018):

$$ERV = \bar{V} + 3\sigma = \bar{V} + 3\sqrt{ECT} \quad (16)$$

onde "ERV" é a estimativa da rajada de vento, " $\bar{V}$ " é a velocidade média do vento, " σ " é o desvio padrão da velocidade do vento e "ECT" representa a Energia Cinética Turbulenta.

Assumindo que a ECT do modelo representa o desvio máximo da média instantânea do vento, obtém-se a seguinte estimativa (Born et al., 2012):

$$ERV = \bar{V} + \sqrt{2ECT} \quad (17)$$

Outra parametrização baseada na ECT foi desenvolvida por Schreur e Geertsema (2008):

$$ERV = \bar{V} \left(1 + gr_{\sigma} \frac{\sqrt{2ECT}}{\bar{V}} \right) \quad (18)$$

Com base nos parâmetros de ajustes dos dados de observação definidos pela Organização Meteorológica Mundial, onde $t = 3$ s é a duração da rajada de vento e $z = 10$ m é a altura de observação, tem-se:

$$g = 1,42 + 0,3013 \ln \left(\frac{990}{\bar{V}_t} - 4 \right) \quad (19)$$

e

$$r_{\sigma} = \left(1 - 0,069 \exp \left(-2,3 \frac{\bar{V}_t}{z} \right) \right) \exp \left(-2,3 \left(\frac{\bar{V}_t}{z} \right)^{0,555} \right) \quad (20)$$

No segundo grupo, os métodos são baseados na suposição de que rajadas de vento são resultados dos desvios de parcelas de ar em altos níveis e a

velocidade de transporte desses níveis. Bradbury et al. (1994) usaram a velocidade do vento na altura da camada limite atmosférica.

No caso de convecção profunda, movimento vertical e precipitação são levados em consideração (Nakamura et al., 1996):

$$ERV = \sqrt{\alpha \int_0^H 2g \left(\frac{\Delta\theta}{\theta} + ECT_r \right) dz + \beta \bar{V}(H)} \quad (21)$$

onde H é a altura da camada limite e q_r é a razão de mistura da chuva, Nakamura et al. (1996) sugere $\alpha = 0,25$ e $\beta = 0,85$.

Brasseur (2001) sugere levar em consideração a energia de partículas que podem atingir a superfície:

$$ERV = \max[(z_p)] \quad (22)$$

para os níveis de uma parcela z_p , satisfazendo a Eq. 22:

$$\frac{1}{z_p} \int_0^{z_p} ECT(z) dz \geq \int_0^{z_p} g \frac{\Delta\theta_v(z)}{\theta_v(z)} dz \quad (23)$$

onde θ_v é a temperatura virtual potencial.

Kurbatova et al. (2018) demonstrou que os métodos que usam ECT funcionam bem em casos com turbulência de origem mecânica. Por outro lado, métodos de deflexão de partículas são geralmente considerados em casos de convecção. Combinando vantagens de ambos os grupos de métodos, Kurbatova et al. (2018) propôs um método híbrido:

$$ERV = \begin{cases} \bar{V} + 3\sqrt{ECT}, & Ri > 0 \\ \max[(z_p)], & Ri \leq 0 \end{cases} \quad (24)$$

onde z_p satisfaz a Eq. (22). Usando o número Richardson, “Ri” para separar os tipos de instabilidade na camada limite atmosférica.

2.6 Aplicações da modelagem para rajada de vento

Diversos autores ao longo dos anos propuseram métodos para a previsão da velocidade e do impacto de rajadas de vento para uma ampla diversidade de locais, aplicações e condições de tempo. A variedade de técnicas é numerosa e embora isso possa tornar a melhor técnica mais difícil de classificar, também permite maior flexibilidade de abordagens, com a melhor técnica dependendo de diversos fatores como, por exemplo, a geografia e o mecanismo de geração de rajadas em questão (Sheridan, P., 2018).

O método de estimativa de rajada de Brasseur (2001) foi testado por diversos autores. Ágústsson e Ólafsson (2009) testaram o método para previsão de rajada em terrenos complexos na Islândia, implementando-o como pós-processamento dentro do modelo atmosférico de mesoescala não-hidrostático MM5. Patlakas et al. (2017) desenvolveram uma metodologia de previsão de rajadas de vento com base no trabalho de Brasseur (2001), combinando um modelo numérico de previsão do tempo e ferramentas estatísticas. As estimativas foram comparadas com observações de rajadas de vento de várias EMS. Este contexto é de especial interesse na previsão do tempo operacional, onde os prognósticos de rajadas podem fornecer informações relevantes sobre possíveis danos em estruturas durante fortes tempestades de vento.

Belusic e Klaic (2004) apresentaram resultados satisfatórios em dois casos de ciclogêneses explosivas que resultaram em fortes rajadas de vento sobre a Bélgica, relacionados ao vento Bora (vento Nordeste que sopra na costa norte do Adriático entre Trieste e costa montenegrina, na Europa). Os mesmos investigaram certas características das rajadas de vento usando o método de Brasseur (2001) e um modelo de mesoescala, propondo simplificações no método a fim de obter uma técnica mais simples para determinação da força das rajadas ocasionadas pelo vento Bora.

Pinto et al. (2009) analisaram dez eventos históricos de tempestades, de diferentes características e intensidades, escolhidas de modo a incluir uma ampla gama de tempestades típicas que afetam a Europa Central. Relataram que o desempenho do método utilizado é melhor para tempestades intensas e grandes do que para as mais fracas. Relataram também que o método de estimativa de rajada baseado na ECT tendeu a superestimar rajadas de vento de pouca intensidade.

Cheng et al. (2012) realizaram um projeto de pesquisa climatológica utilizando simulações de eventos de rajadas de vento para investigar mudanças climáticas e o regime de ventos na província de Ontário no Canadá. A pesquisa é baseada em três etapas: *downscaling* para derivar a velocidade do vento horário em escala futura; desenvolvimento e validação de simulação de rajadas de vento, buscando identificar eventos históricos de rajadas de vento, e, por fim, projeções de mudanças nas condições históricas e frequência de eventos futuros de rajadas de vento. Estudos como este fornecem informações científicas sobre a vulnerabilidade futura de várias indústrias (por exemplo, transporte, agricultura, energia, comércio) e na adaptação e gestão da comunidade em situações de eventos extremos de rajadas de vento e riscos associados.

Stucki et al. (2016) avaliaram quatro métodos de estimativa de rajadas comumente usados sobre terrenos complexos e compararam seus resultados. Os autores relataram a tendência dos modelos numéricos de previsão do tempo em superestimar o vento médio e as estimativas de rajada em subestimar os picos de rajada. Também ressaltam que nenhum dos métodos se destaca como o melhor em todos os casos.

Frequentemente, a previsão de rajadas é motivada pela necessidade de simular impactos e rajadas de vento são informadas a algum "modelo de perda" (Dierer et al., 2015; Welker et al., 2016). Por exemplo, em relação à segurança rodoviária, o modelo de capotamento de veículos do *Met Office*, no Reino Unido, utiliza rajadas estimadas a partir de dados de previsão numérica para prever o risco de acidentes para os usuários das estradas, onde o indicador de risco é a combinação do perigo (força da rajada de vento), exposição (por exemplo, a extensão que uma estrada é interceptada por vento cruzado) e vulnerabilidade (tráfego elevado de veículos) (Sheridan, P., 2018).

Gutiérrez e Fovell (2018) utilizaram o modelo WRF com uma variedade de resoluções horizontais e parâmetros de CLA para desenvolver uma ferramenta para estimar rajadas de ventos. O método tem como base o número de Richardson e fatores de rajada para identificar a ocorrência de rajadas de vento em escala de tempo *nowcasting*, independentemente da origem do fenômeno. Ao comparar os resultados estimados com os de observações coletadas por estações meteorológicas localizadas no Uruguai, os autores elaboraram "alarmes de rajada"

para prever rajadas de vento em uma janela de tempo a partir de 1 hora de antecedência.

3 Metodologia

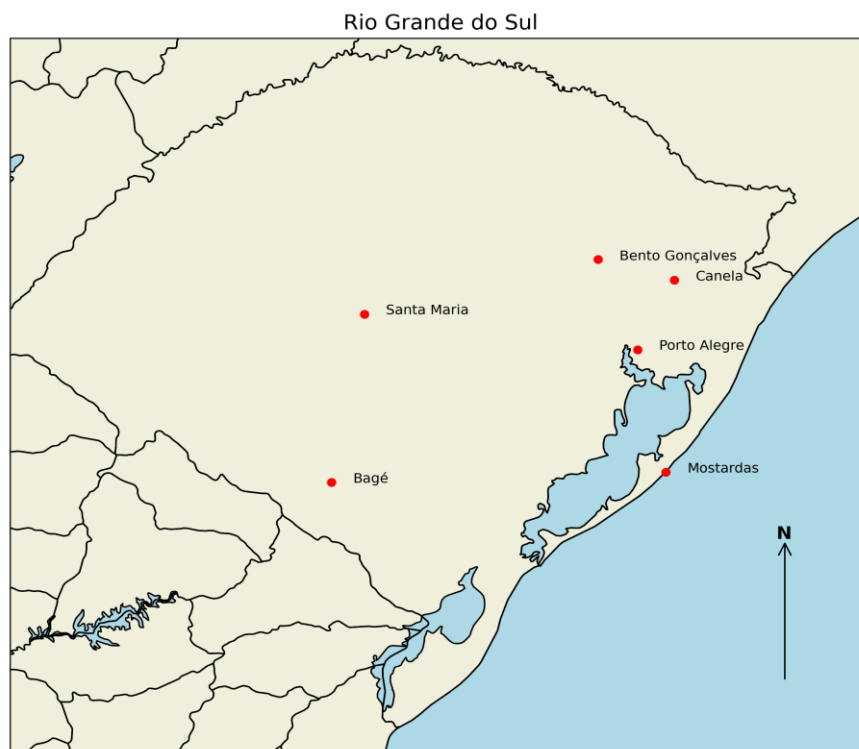
3.1 Dados de superfície

O registro da magnitude do vento é feito através de anemômetros, que são instrumentos meteorológicos que aferem a direção e velocidade dos ventos e rajadas. Esses equipamentos são calibrados para que a velocidade registrada seja igual ou muito aproximada à velocidade real dos ventos e rajadas. Neste trabalho são utilizados, para fins de comparação com as rajadas estimadas, dados horários, medidos pelas EMS do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET), localizadas nas cidades de Bagé (A872), Bento Gonçalves (A840), Canela (A879), Mostardas (A878), Porto Alegre (A801) e Santa Maria (A803) (Tabela 1 e Figura 8).

Tabela 1 - Características das estações meteorológicas de superfície do INMET utilizadas no estudo

			Coordenadas (°)		
Estação	Código	Tipo	Latitude	Longitude	Altitude (m)
Bagé	A827	Automática	-31,34	-54,01	230
Bento Gonçalves	A840	Automática	-29,16	-51,53	640
Canela	A879	Automática	-29,36	-50,82	830
Mostardas	A878	Automática	-31,25	-50,91	10
Porto Alegre	A801	Automática	-30,05	-51,16	47
Santa Maria	A803	Automática	-29,70	-53,70	95

Figura 8 - Localização das estações meteorológicas de superfície do INMET utilizadas no estudo



Fonte: Autor

3.2 Modelo WRF

Como descrito nas Seções 2.3 e 2.4, a ECT é gerada a partir de expressões para o espectro de velocidade em todas as condições de estabilidade e depende da determinação de alguns parâmetros micrometeorológicos. Optou-se por obter esses parâmetros a partir de simulações com o modelo Weather Research and Forecasting (WRF). Das saídas do modelo são obtidas as variáveis de velocidade do vento em 10 m, velocidade de fricção (U_*), altura da camada limite atmosférica (h, z_i), fluxo de calor sensível cinemático e comprimento de Obukov (L). Como sugerido por Born et al. (2012), para aplicações em modelos numéricos do tempo, variáveis resolvidas pelo próprio modelo, podem ser usadas para estimar rajadas. Nesse sentido, a utilização do modelo permitiria a previsão de eventos de rajadas de vento em qualquer localização do domínio de simulação.

O WRF é um modelo de Previsão Numérica do Tempo largamente utilizado em pesquisas e aplicações operacionais. É desenvolvido pelo *National Center for*

Atmospheric Research (NCAR) em conjunto com diversas instituições governamentais e de pesquisa dos Estados Unidos (EUA) como *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA), *National Centers for Environmental Prediction* (NCEP), *Federal Aviation Administration* (FAA), *Center for Analysis and Prediction of Storms* (CAPS) e inúmeras universidades.

O WRF é um modelo versátil, podendo ser configurado tanto para microescala, quanto para mesoescala. Seu código fonte é disponibilizado à comunidade científica gratuitamente, sendo utilizada a versão 4 neste estudo. O WRF pode ser executado em máquinas convencionais, como um computador *desktop* ou *notebook* e em supercomputadores de grandes centros de previsão (Skamarock et al., 2019).

Neste estudo, o modelo foi configurado com três grades aninhadas, conforme detalhado na Tabela 2. As parametrizações físicas utilizadas nas simulações com o WRF incluem parametrização da CLA, parametrização de superfície, parametrização de cumulus, parametrização de microfísica de nuvens e parametrização de radiação, também especificadas na Tabela 2. O período de simulação e as coordenadas dos pontos de grade das cidades estudadas são especificados na tabela 3.

Tabela 2 - Características dos domínios de simulação e opções de configuração do modelo WRF

Domínio	Grade Externa	Grade Intermediária	Grade Interna
Grade horizontal	100 pontos	100 pontos	100 pontos
Espaçamento de grade	9 km	3 km	1 km
Condições iniciais e de contorno da meteorologia	GFS (0,25°)		
Níveis na vertical	32 camadas		
Período de <i>spin-up</i>	10 dias		
Parametrização de CLA	Yonsei University (YSU)		
Parametrização de superfície	Monin-Obukhov <i>Similarity Theory</i> (MM5 MRF PBL).		
Parametrização de cumulus	Betts-Miller-Janjic		
Parametrização de microfísica de nuvens	WSM 3-class scheme (Hong et al., 2004)		
Parametrização de radiação	RRTM		

Tabela 3 - Cidades, período de simulação e coordenadas dos pontos de grade

Cidade	Período de Simulação	Coordenadas Ponto Central das Grades (°)	
		Latitude	Longitude
Bagé	09/05/2018 a 19/05/2018	-31,34	-54,01
Bento Gonçalves	05/07/2018 a 15/07/2018	-29,16	-51,53
Canela	08/11/2018 a 18/11/2018	-29,36	-50,82
Mostardas	20/09/2018 a 30/09/2018	-31,25	-50,91
Porto Alegre	28/05/2018 a 07/06/2018	-30,05	-51,16
Santa Maria	06/01/2018 a 16/01/2018	-29,70	-53,70

3.3 Configurações e parametrizações

Todo o processo de cálculo para a obtenção dos valores de rajada de vento é realizado através de uma rotina escrita em linguagem de programação FORTRAN. A rotina, denominada *gust_spectral.f*, recebe as variáveis meteorológicas e os parâmetros de escala gerados pelo modelo WRF e calcula a rajada de vento com base nas equações do espectro de ECT e das variâncias de velocidade.

O comprimento de Obukhov (L) é utilizado como parâmetro de estabilidade para classificar a camada limite como estável/neutro ou instável/neutro. Se $L > 0$, somente as parametrizações de cisalhamento atuam (caso noturno), ou seja, na equação (1), o termo $S_{ib}^E(n) = 0$. Se $L < 0$, ocorre a concorrência entre empuxo e cisalhamento, com o somatório das duas componentes (caso diurno) e, nesse caso, os dois termos, $S_{ib}^E(n)$ e $S_{is}^E(n)$, são considerados.

Para calcular a ECT, utilizam-se as expressões para as variâncias de velocidade térmica e mecânica [Equações (4) e (5)], obtidas integrando-se os espectros Eulerianos [equações (2) e (3)] em todo o domínio de frequências. Os valores das variâncias de velocidade são aplicados para estimar as rajadas de vento conforme Kurbatova et al. (2018) [Equação (16)], Born et al. (2012) [Equação (17)] e Schreur e Geertsema (2008) [Equação (18)].

3.4 Novo método de estimativas de rajadas

Nesta seção é apresentado um novo método de estimativa de rajada, utilizando uma função senoidal como forma de simular a oscilação turbulenta de uma rajada de vento. Matematicamente, uma série temporal, como uma série de vento, pode ser escrita como uma decomposição de Reynolds (Landberg, 2016):

$$V = \bar{V} + V' \quad (25)$$

onde V é a velocidade do vento, $\bar{V}$ é a velocidade média do vento e V' é o termo de turbulência. Logo, pode-se interpretar a rajada de vento (RV) como:

$$RV = \bar{V} + \max(\text{turbulencia}) \quad (26)$$

sendo $\max(\text{turbulência})$ o termo turbulento.

A velocidade da rajada de vento é tipicamente dividida em termos de uma velocidade média do vento ($\bar{V}$) e um termo de flutuação positiva, que é proporcional ao desvio padrão da velocidade do vento (σ_v) (Suomi, I. 2017):

$$RV = \bar{V} + \max(\text{turbulencia}).\sigma_v = \bar{V} + \sqrt{\max(\text{turbulencia})} \quad (27)$$

A forma senoidal, para escalas menores, geralmente aparece acoplada a um ambiente caótico apenas como um único comprimento de onda, relacionada a vórtices turbulentos e instabilidade de cisalhamento, dentre outras muitas outras formas. Esses fluxos de vento, provavelmente, não são ondas senoidais puras, mas assinaturas de pequenos redemoinhos turbulentos (Belusic e Mahrt, 2012).

Representando o termo turbulento como uma função senoidal da forma $A \cdot \cos(\phi)$, pode-se ter a Estimativa de Rajada de Vento:

$$ERV = \bar{V} + \sqrt{\bar{V} \cdot \cos\left(\frac{ECT}{\bar{V}}\right)} \quad (28)$$

3.5 Índices estatísticos

Os índices estatísticos considerados são *Root Square Error* (RMSE) ou Raíz do Erro Médio Quadrático, *BIAS* e Mean Absolute Percentage Error (*MAPE*) ou Erro Absoluto do Percentual Médio (Carvalho et al., 2002; Wilks, 2011):

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (P_i - O_i)^2} \quad (29)$$

$$BIAS = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (P_i - O_i) \quad (30)$$

$$MAPE = \left(\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \left| \frac{P_i - O_i}{O_i} \right| \right) \times 100 \quad (31)$$

onde “P” representa o valor previsto (simulado), “O” representa o valor observado e “n” indica o número de dados.

RMSE é uma medida da diferença entre os valores previstos pelo modelo e os valores observados a partir do ambiente que está sendo simulado. Essas diferenças individuais são também chamadas de resíduos e o RMSE serve para agregá-los em um único valor estatístico. Quanto mais próximo de zero for o valor do RMSE, melhor será a previsão.

BIAS representa a tendência dos valores simulados subestimarem ou superestimarem os valores observados das variáveis meteorológicas. Quanto mais próximos de zero for o BIAS, melhor será a previsão.

Mean Absolute Percentage Error (MAPE) é uma medida estatística da precisão de um resultado simulado; mede a precisão como uma porcentagem e pode ser considerado como o erro percentual absoluto médio em cada período de tempo. Valores de MAPE inferiores a 10% significam uma elevada precisão, entre 10% e 20% é considerada uma boa precisão e entre 20% e 50% o resultado é razoável.

4 Resultados

As figuras 9, 10, 11, 12, 13 e 14 apresentam as cartas sinóticas produzidas pelo CPTEC/INPE, para a América do Sul, e ilustram os principais eventos meteorológicos ocorridos na região das cidades de Bagé, Bento Gonçalves, Canela, Mostardas, Porto Alegre e Santa Maria, respectivamente.

Durante o período de 09 de maio de 2018 a 19 de maio de 2018, o estado do RS e a cidade de Bagé foi interceptada por sistemas convectivos (Figura 9 A e Figura 9 D), bem como a passagem de duas frentes frias, a primeira, dia 11 de maio (Figura 9 B) e a segunda, dia 15 de maio (Figura 9 C). Durante as duas frentes frias, foram registrados os dois picos de maior intensidade das rajadas de vento registradas pela EMS do INMET, 65 km/h às 60 horas de simulação e 45 km/h às 140 horas de simulação (Figura 22).

No período simulado sobre a cidade de Bento Gonçalves, é observada uma área de baixa pressão, que provoca instabilidades na região do RS nos três primeiros dias de estudo (Figura 10 A). Com a passagem de uma frente fria, no terceiro dia de observação, é registrado um pico de rajadas de vento de 55 km/h (Figura 23). Nos demais dias, uma massa de ar frio e seco se estabelece no Rio Grande do Sul. Devido a intensidade deste sistema de alta pressão, o tempo se mantém estável e não ocorrem grandes alterações nas condições de tempo (Figura 10 B, Figura 10 C, Figura 10 D). As rajadas de vento nesse período variaram entre 40 km/h e 35 km/h, nos dias de maior intensidade, a menos de 10 km/h nos períodos de calmaria (Figura 23).

No período estudado para a cidade de Canela, um sistema de alta pressão no Oceano Atlântico manteve o tempo seco no RS nos primeiros dias observados (Figura 11 A). As rajadas de vento oscilaram entre 10 km/h e 60 km/h neste período (Figura 24). Posteriormente, sistemas convectivos (Figura 11 B e Figura 11) iniciaram um período de instabilidade que se intensificou com a passagem de uma

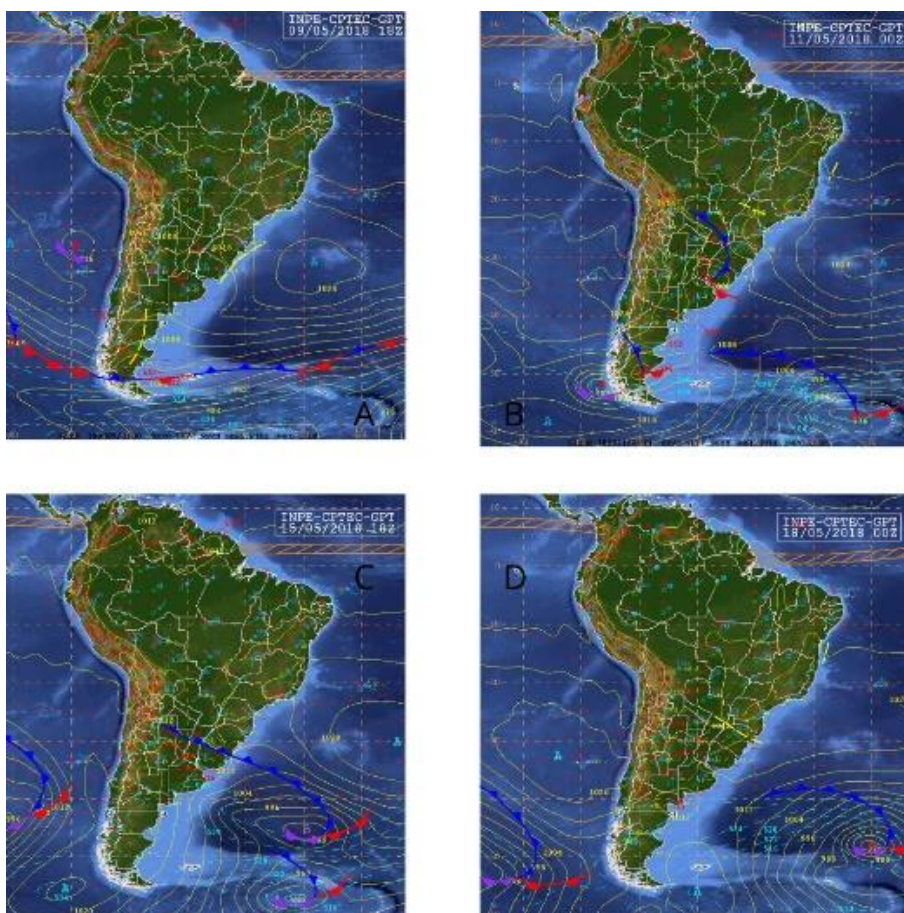
frente fria (Figura 11 C e Figura 11 D), quando as rajadas de vento voltaram a atingir 60 km/h (Figura 24).

Durante o período de 20 a 30 de setembro de 2018 a cidade de Mostardas foi atingida por diversos sistemas convectivos de grande intensidade. O mais forte desses sistemas começou a se desenvolver no estuário do rio do Prata (Figura 12 A). Ao atingir Mostardas, esse SCM registrou uma frente de rajada com ventos de mais de 100 Km/h, no momento de maior intensidade, dia 23 de setembro (Figura 12 B). Os sistemas convectivos se dissiparam no dia 25 de setembro, dando lugar a outros sistemas meteorológicos com menor intensidade. No dia 27 uma frente fria trouxe novos sistemas convectivos e instabilidades ao RS (Figura 12 C). Nos últimos dois o tempo se manteve instável, com a presença de um sistema de baixa pressão a oeste do estado do RS (Figura 12 D).

As rajadas de vento não são intensas no período observado sobre Porto Alegre, de 28 de maio 2018 à 06 de junho de 2019. Um sistema de alta pressão manteve o tempo estável, e observou-se poucas alterações nas condições de tempo no estado do RS nos três primeiros dias de simulação (Figura 13 A). As rajadas de vento variaram entre 0 e 25 km/h, no período de maior intensidade (Figura 26). No quarto dia de simulação, 31 de maio de 2018, um sistema de baixa pressão trouxe instabilidades para o estado (Figura 13 B). Com a passagem da frente fria, um ciclone extratropical no Oceano Atlântico manteve as rajadas de vento em torno de 15 a 30 km/h (Figura 13 C). Nos dias seguintes, um sistema de alta pressão manteve o tempo estável nos demais dias de observação (Figura 13 D).

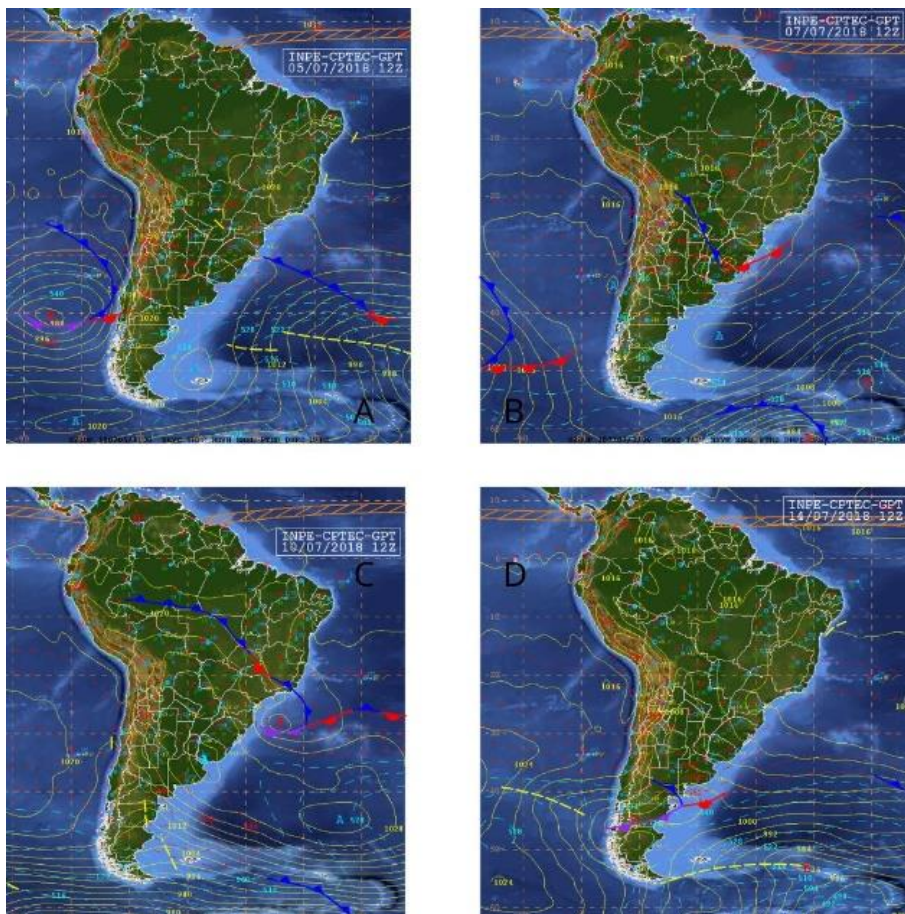
No primeiro dia de simulação, 06 de janeiro de 2018, uma frente fria se deslocou sobre o RS e Santa Maria (Figura 14 A). Após a passagem da frente fria, uma massa de ar seco manteve o tempo estável e sem grandes alterações no RS, durante vários dias (Figura 14 B, Figura 14 C). No oitavo dia de observação ocorreram algumas instabilidades de pouca intensidade estado do RS (Figura 14 D). Apesar do cenário estável na maior parte do período estudado, as rajadas de vento oscilam bruscamente durante todo o período estudado, apresentando diversos picos ao longo do mesmo dia e variando a velocidade das rajadas entre 5 e 45 km/h (Figura 27).

Figura 9 - Carta sinóticas da América do sul para o caso de Bagé: A) 09/05/2018 às 18 UTC B) 11/05/2018 às 00 UTC C) 15/05/2018 às 18 UTC D) 14/07/2018 às 00 UTC



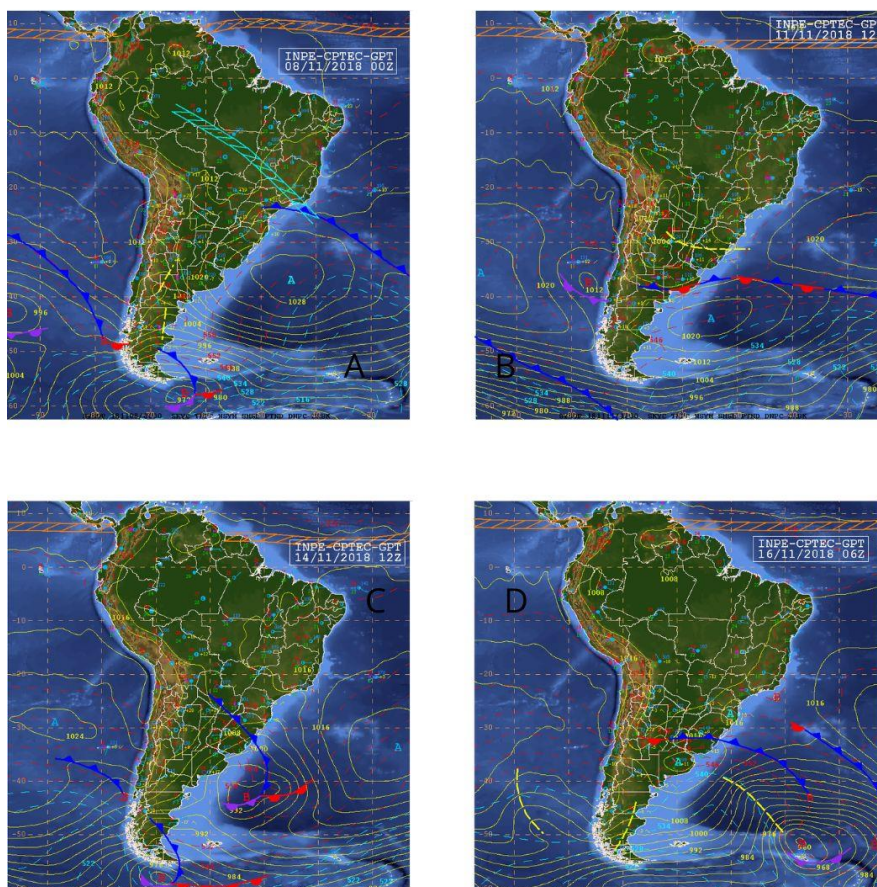
Fonte: CPTEC/INPE

Figura 10 - Cartas sinóticas da América do sul para o caso de Bento Gonçalves: A) 05/07/2018 às 12 UTC B) 07/07/2018 às 12 UTC C) 10/07/2018 às 12 UTC D) 14/07/2018 às 12 UTC



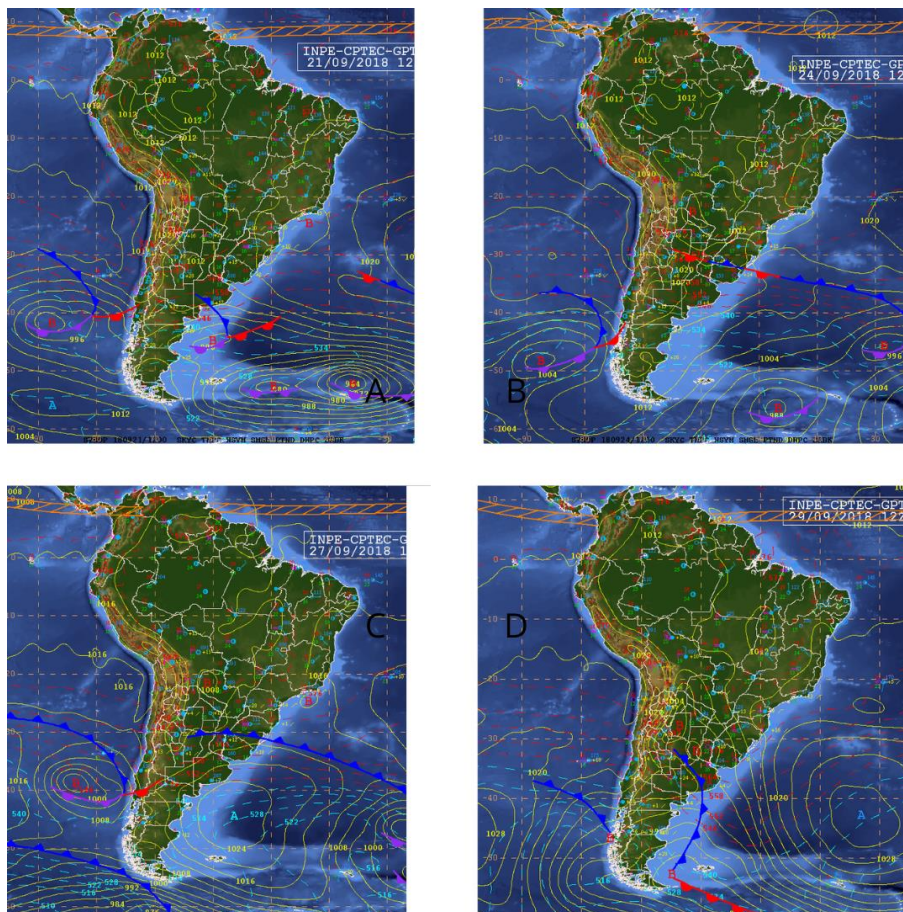
Fonte: CPTEC/INPE

Figura 11 - Cartas sinóticas da América do sul para o caso de Canela: A) 08/11/2018 às 00 UTC B) 11/11/2018 às 12 UTC C) 14/11/2018 às 12 UTC D) 16/11/2018 às 06 UTC



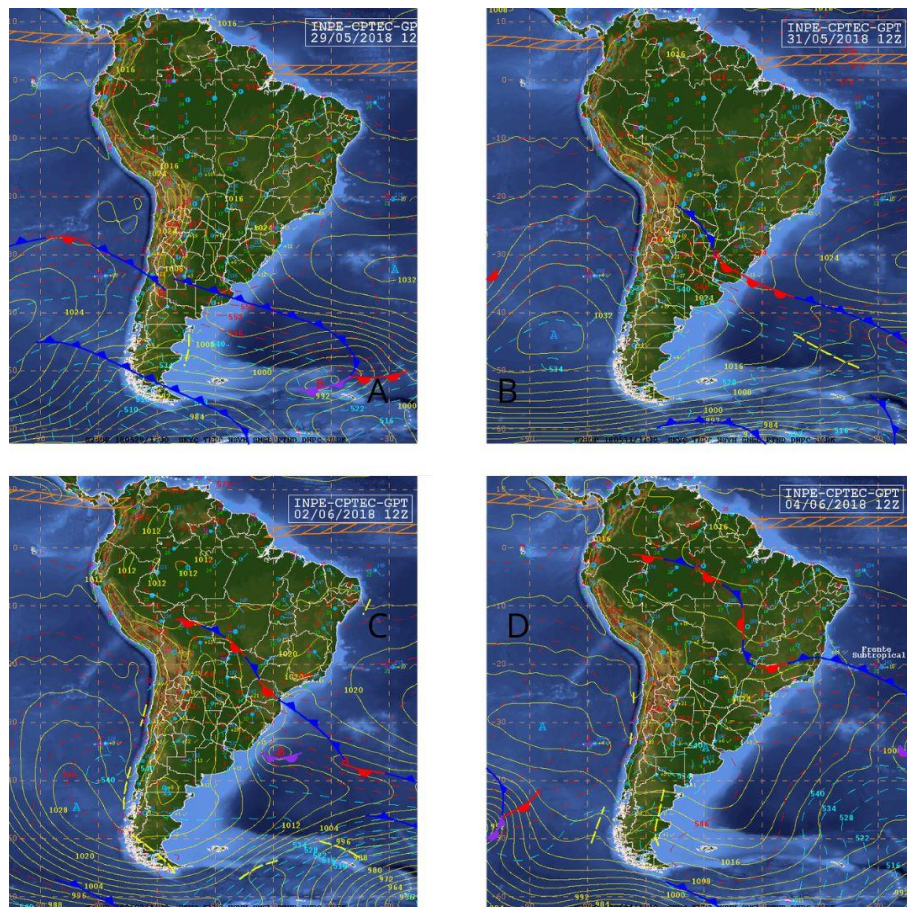
Fonte: CPTEC/INPE

Figura 12 - Cartas sinóticas da América do sul para o caso de Mostardas: A) 21/09/2018 às 00 UTC (B) 24/09/2018 às 12 UTC (C) 27/09/2018 às 12 UTC (D) 29/09/2018 às 06 UTC



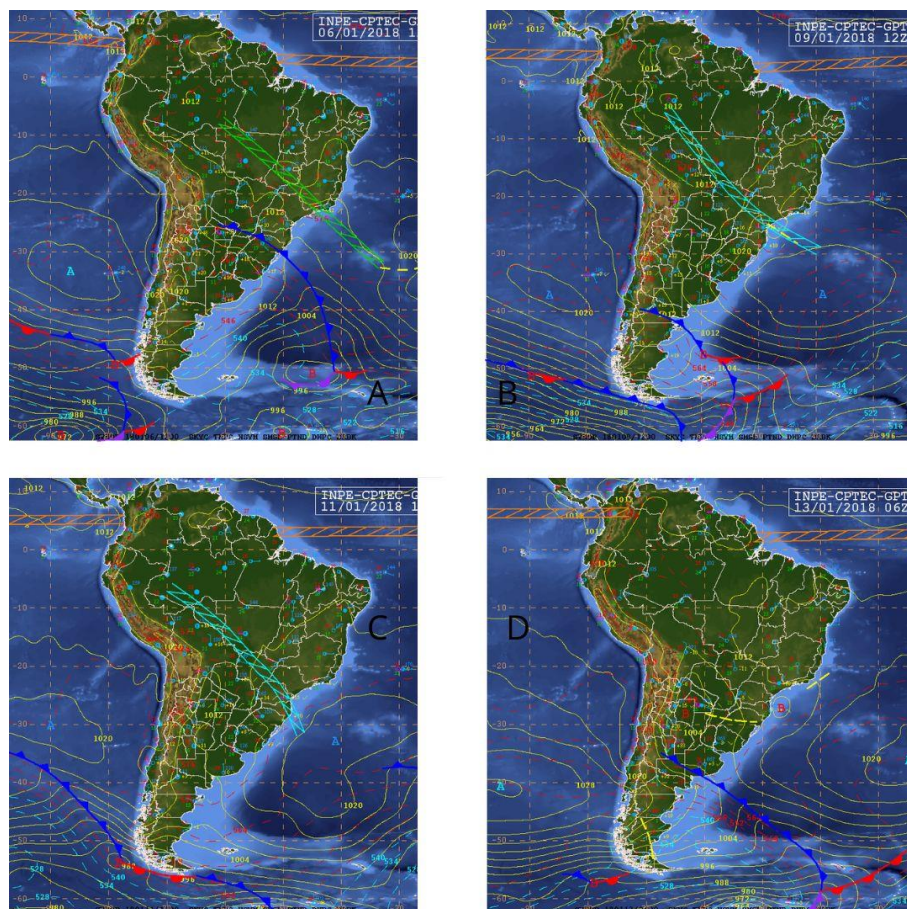
Fonte: CPTEC/INPE

Figura 13 - Cartas sinóticas da América do sul para o caso de Porto Alegre: A) 29/05/2018 às 12 UTC B) 31/05/2018 às 12 UTC C) 02/06/2018 às 12 UTC D) 04/06/2018 às 06 UTC



Fonte: CPTEC/INPE

Figura 14 - Cartas sinóticas da América do sul para o caso de Santa Maria A) 06/01/2018 às 12 UTC B) 09/01/2018 às 12 UTC C) 11/01/2018 às 12 UTC D) 13/01/2018 às 06 UTC



Fonte: CPTEC/INPE

As figuras 15, 16, 17, 18, 19 e 20 apresentam a evolução temporal das rajadas de vento estimadas e observadas nas EMS do INMET, no período simulado, para as cidades de Bagé, Bento Gonçalves, Canela, Mostardas, Porto Alegre e Santa Maria, respectivamente.

De modo geral, as parametrizações reproduzem de forma satisfatória os estágios de amplificação e enfraquecimento da velocidade das rajadas de vento no período estudado para a cidade de Bagé, porém cada parametrização estima de forma diferente os picos de rajada (Figura 15). O novo método estima de forma satisfatória o ciclo de enfraquecimento e amplificação de intensidade das rajadas de vento, mas apresenta a tendência de subestimar os picos. O método de Kurbatova estima os valores de maior intensidade de maneira satisfatória, porém tende a superestimar os valores menos intensos. O método de Born representa bem os valores de maior intensidade, mas tende a superestimar os picos de rajada menores.

A parametrização de Scheuer tende a superestimar os picos de rajada no período simulado.

As rajadas de vento estimadas para a cidade de Bento de Gonçalves são ilustradas na figura 16. As parametrizações representam razoavelmente bem os momentos de intensificação e enfraquecimento das rajadas de vento. A parametrização de Scheuer apresenta a melhor representação dos picos de rajada ocorridos das 48 horas às 72 horas, porém este método superestima diversos picos de rajada no restante do período simulado. A estimativa de Born, embora superestime os picos em alguns momentos, representa de forma satisfatória a evolução no tempo das rajadas de vento. A estimativa nova e a de Kurbatova representam bem as rajadas, não superestimando os picos em nenhum momento da simulação.

A Figura 17 apresenta as rajadas de vento estimadas para a cidade de Canela no período estudado. As estimativas reproduzem bem os momentos de intensificação e decaimento das rajadas de vento ao longo dos dias. O novo método de estimativa reproduz satisfatoriamente as rajadas, superestimando levemente as rajadas em alguns momentos. A parametrização de Kurbatova estimou satisfatoriamente as rajadas, mas tendeu a subestimar as rajadas de vento em alguns momentos da simulação. O método de estimativa de Scheuer exibiu bons resultados, porém superestimou as rajadas observadas em alguns momentos. O método de Born também apresenta bons resultados no período estudado, superestimando levemente as rajadas observadas em alguns períodos da simulação.

As rajadas de vento estimadas no período estudado para a cidade de Mostardas são ilustradas na figura 18. De modo geral, todos os métodos acompanham bem os instantes de intensificação e decaimento das rajadas observadas, porém os métodos não reproduzem bem o pico de rajada (72 horas a 96 horas de simulação). Este resultado é esperado em métodos que utilizam apenas ECT, uma vez que casos de convecção profunda é uma limitação desses métodos (Schreur e Geertsema, 2008; Born et al., 2012; Zulfikar et al., 2023). O novo método de estimativa tende a superestimar a velocidade das rajadas observadas em alguns momentos. Já os demais métodos tendem a subestimar as rajadas na maior parte do período de observação.

A figura 19 ilustra a comparação das rajadas de vento observada pela EMS do INMET e as rajadas estimadas para Porto Alegre. A parametrização de Kurbatova e a nova parametrização proposta reproduzem de forma satisfatória as rajadas observadas, representando os períodos de amplificação e decaimento das rajadas de vento. Por sua vez, os métodos de Born e de Scheuer superestimam os picos de rajadas diversas vezes, sendo, portanto, menos indicados para o caso observado.

Durante o período estudado sobre a cidade de Santa Maria, as rajadas de vento registradas na EMS apresentam grande amplitude ao longo dos dias (Figura 20). Os métodos de estimativa apresentam resultados variados ao reproduzir os períodos de intensificação e decaimento da velocidade das rajadas em vários momentos. Os métodos de Born e o de Scheuer tendem a superestimar a velocidade dos picos em vários momentos. Já as parametrizações de Kurbatova e nova proposta tendem a subestimar os picos de rajada.

Figura 15 - Rajadas de vento estimadas comparadas com as rajadas registradas pela EMS de Bagé

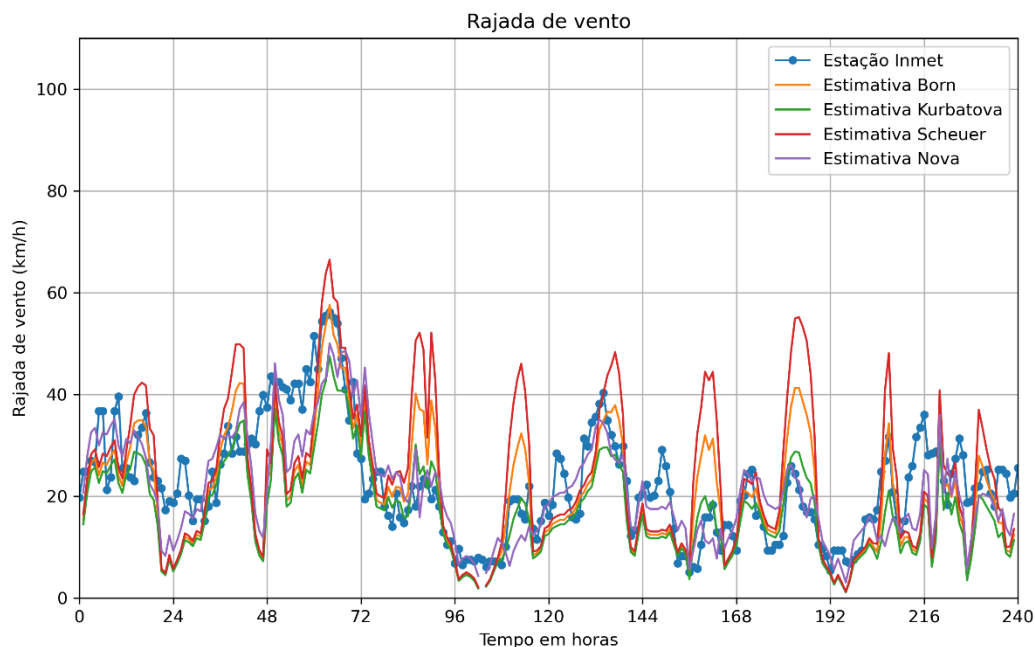


Figura 16 - Rajadas de vento estimadas comparadas com as rajadas registradas pela EMS de Bento Gonçalves

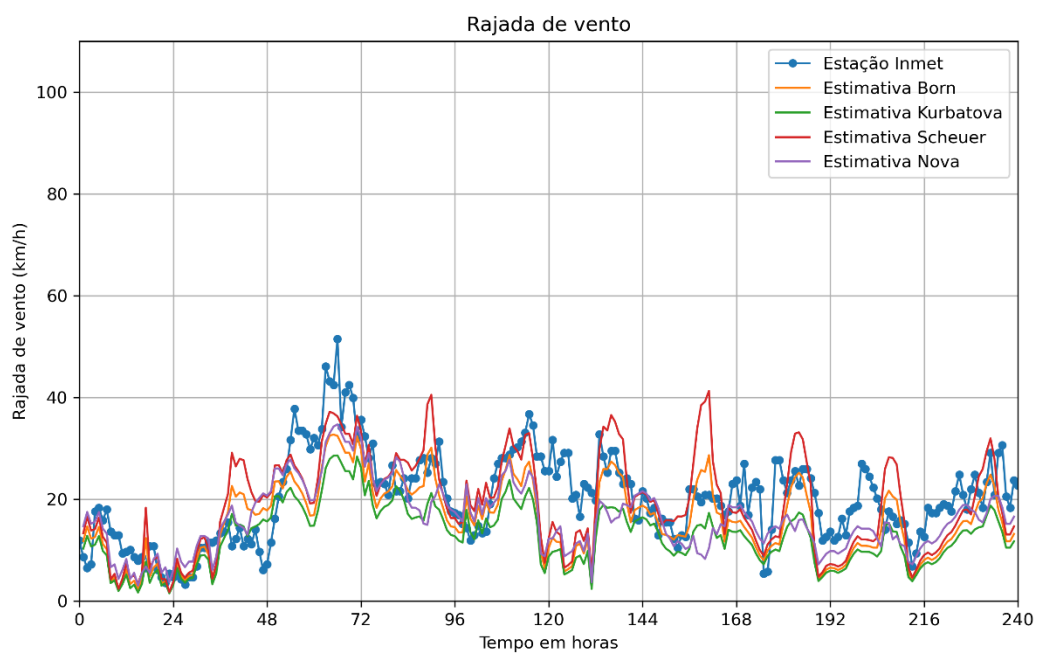


Figura 17 - Rajadas de vento estimadas comparadas com as rajadas registradas pela EMS de Canela

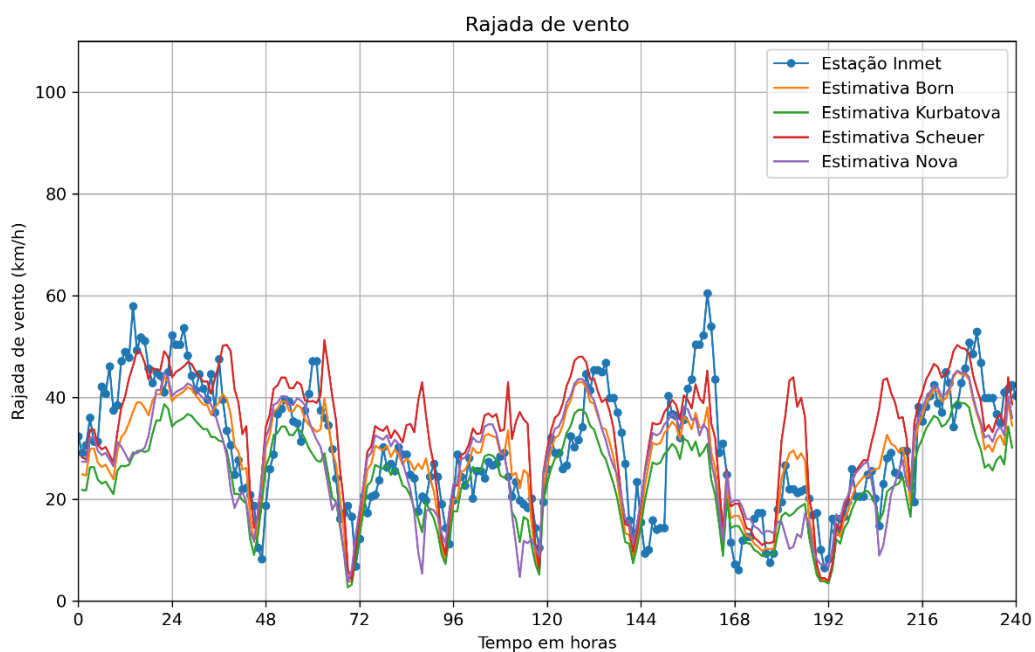


Figura 18 - Rajadas de vento estimadas comparadas com as rajadas registradas pela EMS de Mostardas

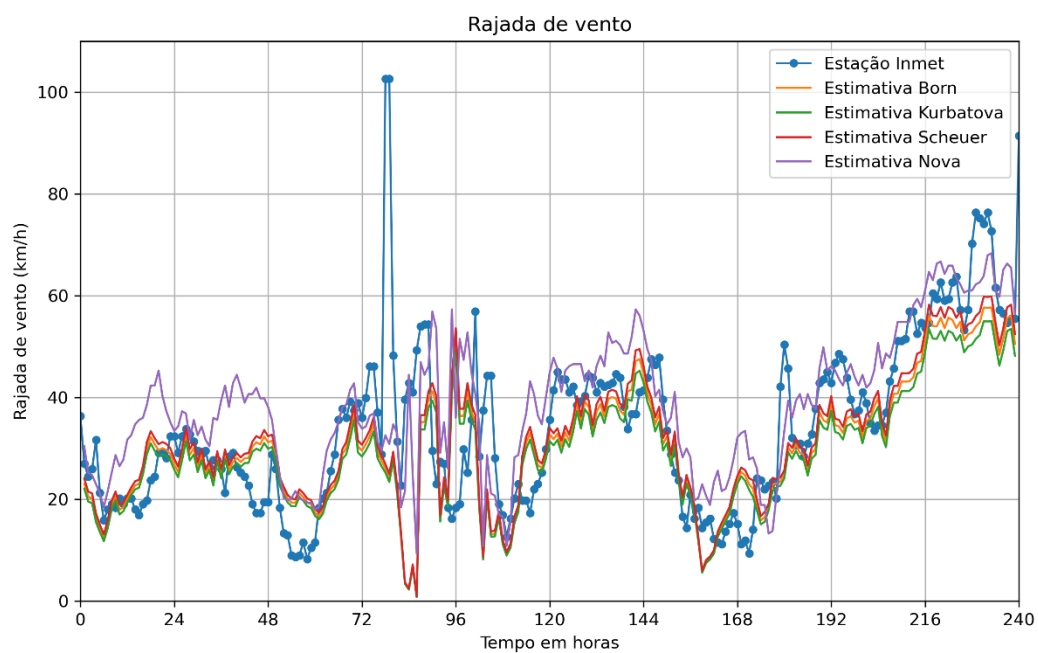


Figura 19 - Rajadas de vento estimadas comparadas com as rajadas registradas pela EMS de Porto Alegre

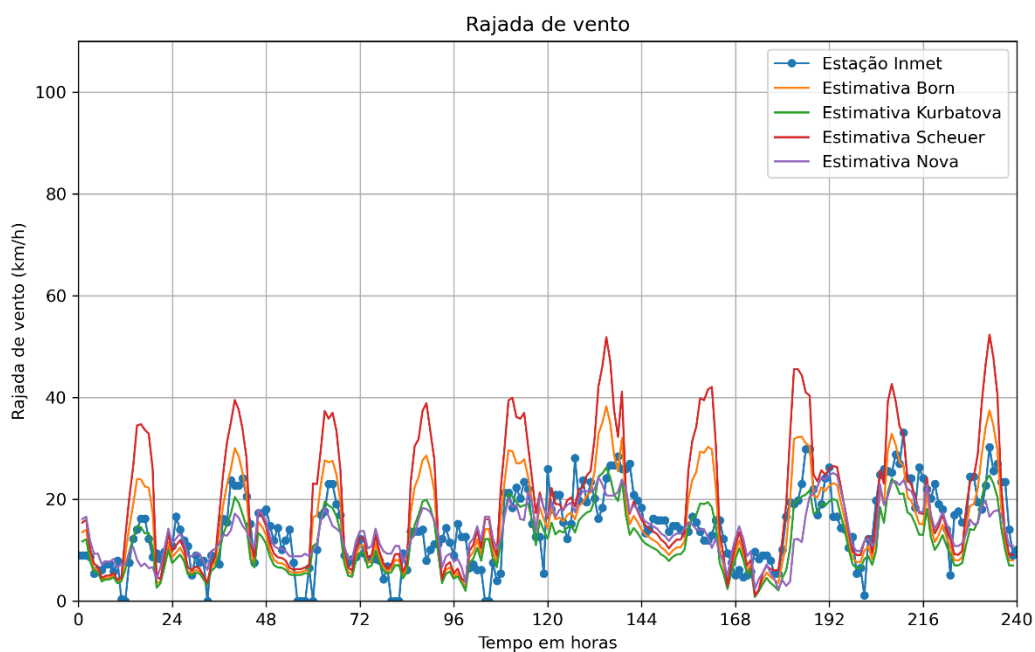
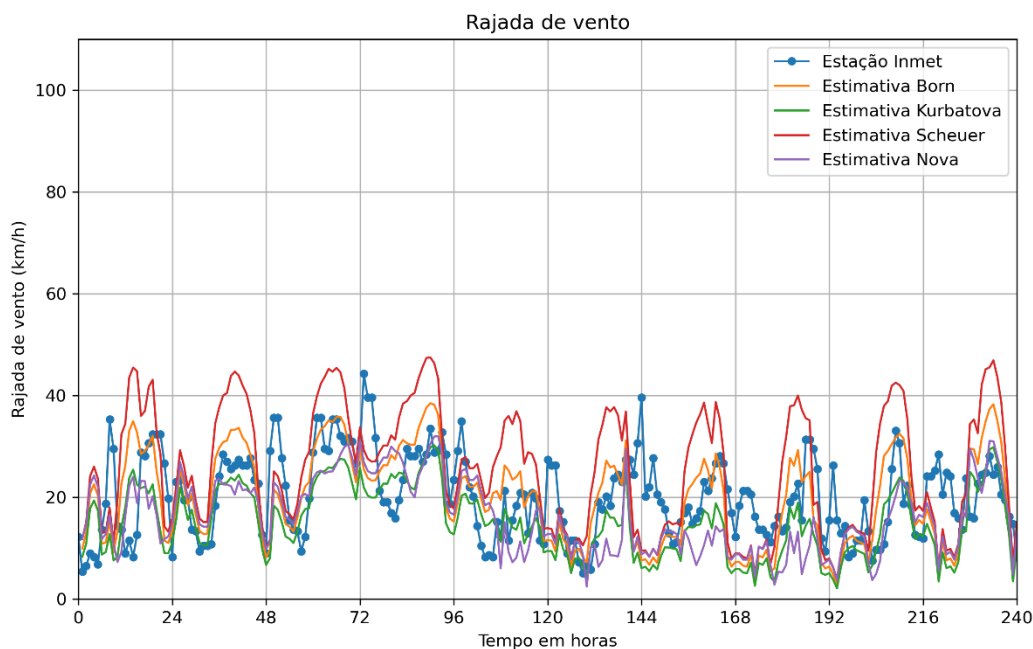


Figura 20 - Rajadas de vento estimadas comparadas com as rajadas registradas pela EMS de Santa Maria



As figuras 21, 22, 23, 24, 25 e 26 apresentam os resultados dos índices estatísticos obtidos a partir das parametrizações de rajadas de vento em comparação com os dados da EMS do INMET.

A figura 21 (A) ilustra o RMSE para a cidade de Bagé. O novo método, proposto nesse estudo, apresenta o melhor resultado, com valor para a rajada de vento próximo de 8 km/h. As parametrizações de Born e de Kurbatova apresentam resultados semelhantes, com valor em torno de 10 km/h. A parametrização de Scheuer mostra resultado inferior aos demais, com rajada de vento em torno de 13 km/h. Quanto ao índice BIAS (Figura 21 B), a nova parametrização e a parametrização de Kurbatova apresentam tendências similares, subestimando os valores observados. O método de Born mostra, também, tendência de subestimar os valores observados, enquanto que a parametrização de Scheuer apresenta tendência em superestimar os valores observados. Em relação ao MAPE (Figura 21 C), a nova parametrização gera o melhor índice entre os métodos, próximo de 30%, *score* considerado bom. A parametrização de Born obtém resultados em torno de 33%, enquanto que a de Kurbatova apresenta resultados em torno de 39%,

considerados *scores* razoáveis. Já a parametrização de Scheuer gera resultado acima de 50%, o que é considerado ruim.

Os índices estatísticos das estimativas para a cidade de Bento Gonçalves são ilustrados na figura 22. Para o RMSE (Figura 22 A), os valores da nova parametrização, de Kurbatova e de Scheuer são semelhantes, considerados bons resultados. A parametrização de Born obtém o índice RMSE mais alto, mas ainda é considerado razoável. Em relação ao BIAS (Figura 22 B), todos os métodos de estimativa apresentam tendência a subestimar os valores observados. O método de Scheuer gera o melhor *score* BIAS, enquanto que o de Born gera o pior. O método de Kurbatova e o método novo obtêm resultados similares, classificados como bons resultados. Quanto ao MAPE (Figura 22 C), o novo método e o método de Kurbatova apresentam os melhores índices, com percentual em torno de 32%. A parametrização de Scheuer gera resultado de 36%, enquanto que a parametrização de Born obtém *scores* em torno de 39%, considerados resultados razoavelmente bons.

A figura 23 apresenta os índices estatísticos para a cidade de Canela. O método de Kurbatova e o novo método de estimativa de rajada apresentam os melhores índices RMSE, sendo entre 7,5 km/h e 8,5 km/h. Os métodos de Born e Scheuer obtêm *scores* mais altos, mas, também, são considerados bons resultados (Figura 23 A). Em relação ao BIAS, a parametrização de Kurbatova, assim como a nova parametrização, apresentam pequena tendência a subestimar os resultados observados na EMS. O método de Scheuer apresenta tendência em superestimar os resultados observados. A parametrização Born apresenta a maior tendência em subestimar as rajadas observadas (Figura 23 B). Quanto ao MAPE, os métodos de Kurbatova, de Born e o novo método apresentam bons *scores*, abaixo de 27%, enquanto que a parametrização de Scheuer gera resultado acima de 30%, considerado razoavelmente bons (Figura 23 C).

Os resultados dos índices estatísticos calculados para a cidade de Mostardas são mostrados na figura 24. Os valores de RMSE das quatro parametrizações apresentadas são similares, em torno de 13 km/h (Figura 24 A). Em relação ao BIAS, a nova parametrização proposta apresenta tendência a superestimar os valores observados, enquanto que os métodos de Born, de Kurbatova e de Scheuer apresentam tendência a subestimar (Figura 24 B). Em relação ao MAPE, os métodos de Born, de Kurbatova e de Scheuer apresentam

resultados semelhantes, em torno de 28%, *score* considerado bom. Já o método novo gera um valor maior para o MAPE, próximo de 38%, o que é considerado razoável (Figura 24 C).

A figura 25 ilustra os índices estatísticos para a cidade de Porto Alegre. O novo método, proposto nessa dissertação, obteve os menores índices RMSE, estando abaixo de 6 km/h. O método de Kurbatova alcança *score* RMSE acima de 6 km/h. Já o método de Scheuer gera o pior índice RMSE, com valor acima de 10 km/h (Figura 25 A). Em relação ao BIAS, a nova parametrização apresenta pequena tendência em subestimar os valores registrados na EMS. O método de Kurbatova mostra pequena tendência em superestimar os valores observados. O método de Born apresenta tendência em subestimar os valores registrados, enquanto que o método de Scheuer apresenta tendência em superestimar (Figura 25 B). Quanto ao índice MAPE (Figura 25 C), o método de Born gera o percentual de 38%, sendo o melhor resultado entre as parametrizações, e o método de Scheuer apresenta *score* superior a 60%. Com relação ao método novo o resultado para o MAPE fica em torno de 45%.

Os índices estatísticos calculados para a cidade de Santa Maria são apresentados na Figura 26. O método de Kurbatova, de Born e o método novo obtêm índices RMSE similares, estando próximo de 9 km/h. Já o método de Scheuer gera *score* RMSE mais alto, em torno de 13 km/h (Figura 26 A). Quanto ao BIAS, a parametrização de Kurbatova apresenta pequena tendência de subestimar os valores observados pela EMS. O método de Born e o novo método de estimativa também mostram a tendência de subestimar os dados observados, com valor próximo de 5 km/h. Já a parametrização de Scheuer apresenta uma tendência em superestimar os valores observados (Figura 26 B). Em relação ao MAPE, a parametrização de Born gera o melhor *score*, mas superior a 35%. O método de Kurbatova e o novo método obtêm resultados próximos a 40%. A parametrização de Scheuer mostra resultado superior a 60% (Figura 26 C).

Figura 21 - Índices estatísticos dos resultados obtidos a partir das parametrizações de rajadas de vento em comparação com os dados da EMS do INMET para a cidade de Bagé: A) RMSE B) BIAS C) MAPE

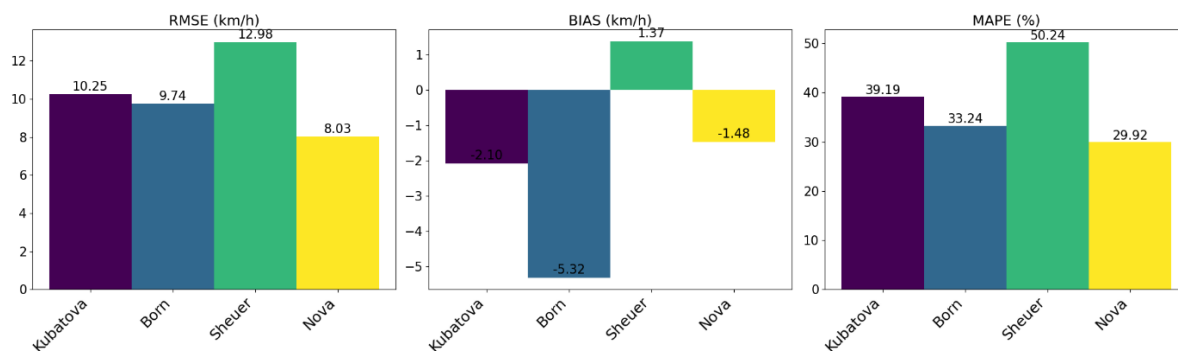


Figura 22- Índices estatísticos dos resultados obtidos a partir das parametrizações de rajadas de vento em comparação com os dados da EMS do INMET para a cidade de Bento Gonçalves: RMSE B) BIAS C) MAPE

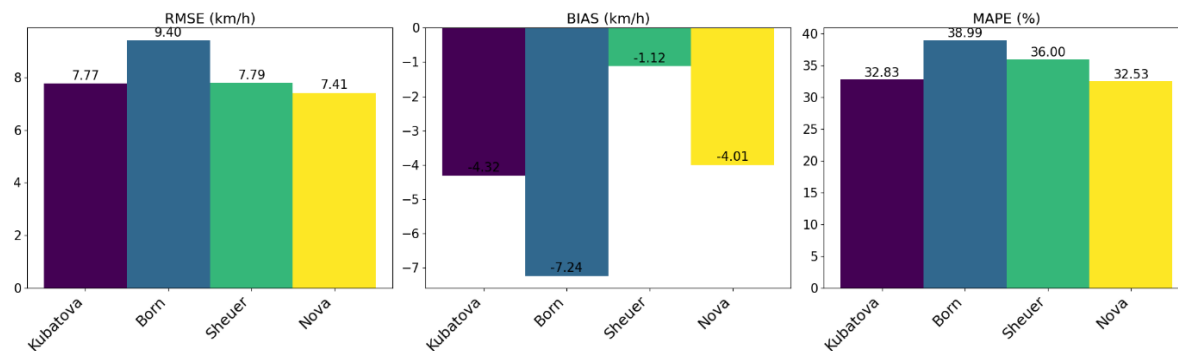


Figura 23 - Índices estatísticos dos resultados obtidos a partir das parametrizações de rajadas de vento em comparação com os dados da EMS do INMET para a cidade de Canela: A) RMSE B) BIAS C) MAPE

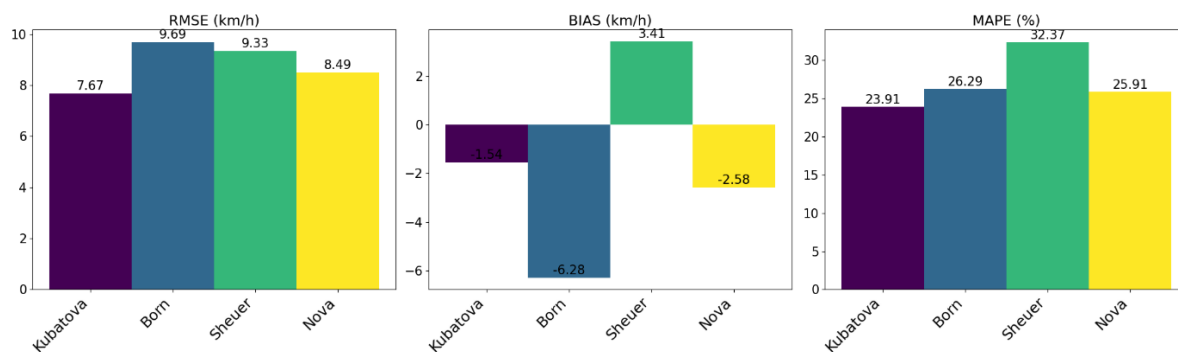


Figura 24 - Índices estatísticos dos resultados obtidos a partir das parametrizações de rajadas de vento em comparação com os dados da EMS do INMET para a cidade de Mostardas: A) RMSE B) BIAS C) MAPE

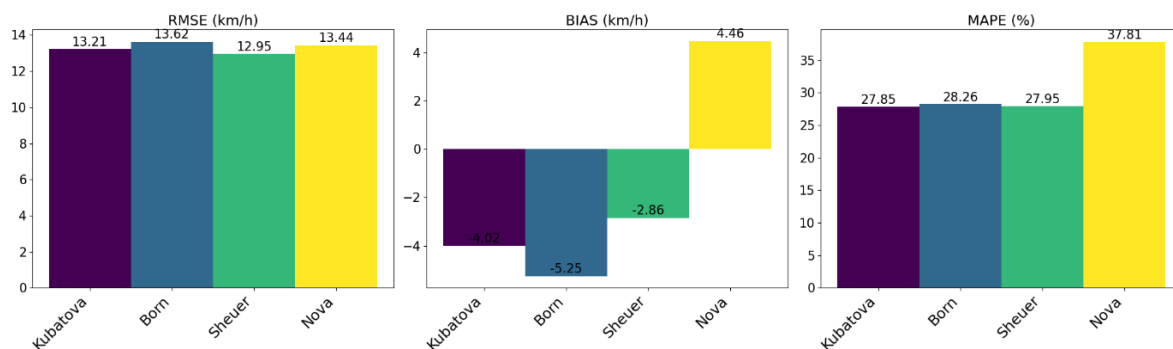


Figura 25 - Índices estatísticos dos resultados obtidos a partir das parametrizações de rajadas de vento em comparação com os dados da EMS do INMET para a cidade de Porto Alegre: A) RMSE B) BIAS C) MAPE

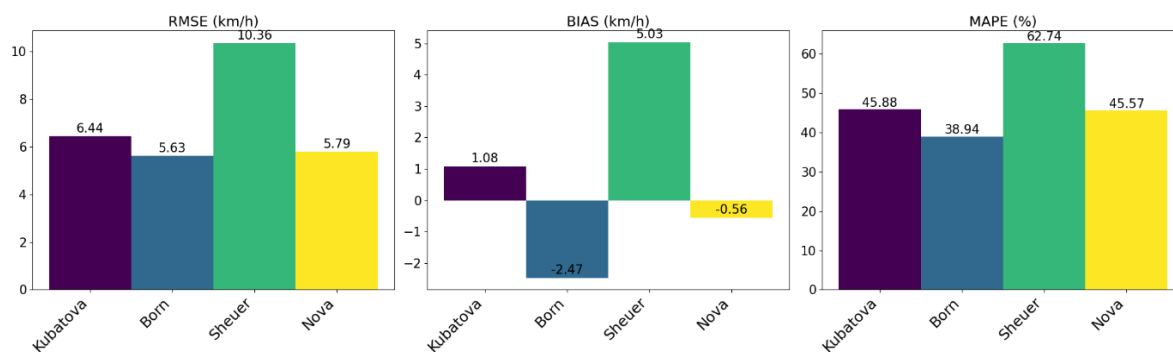
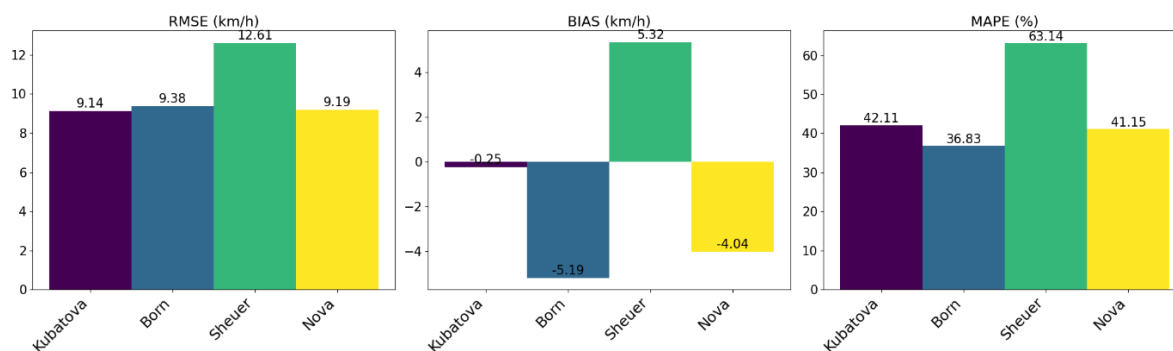


Figura 26 - Índices estatísticos dos resultados obtidos a partir das parametrizações de rajadas de vento em comparação com os dados da EMS do INMET para a cidade de Santa Maria: A) RMSE B) BIAS C) MAPE



5 Conclusões e objetivos futuros

Estimativas de rajadas de vento mais confiáveis e o avanço de suas técnicas e metodologias são de interesse para as mais variadas áreas da sociedade. Porém, os modelos atuais de previsão do tempo não geram essa variável meteorológica diretamente em suas saídas e parametrizações são necessárias.

Nesse estudo, foram realizadas estimativas de rajadas com base no campo de ECT na CLA. Para a determinação da ECT, foram utilizadas equações do espectro de turbulência na CLA em todas as condições de estabilidade. A aplicação da ECT gerada pelas equações do espectro foi realizada em três parametrizações disponíveis na literatura, que dependem do campo de ECT.

Adicionalmente, foi proposta uma nova parametrização de estimativa de rajada de vento, utilizando uma função senoidal como forma de representar a oscilação da velocidade no método de estimativa. A nova parametrização foi comparada com os três métodos de estimativa disponíveis na literatura e com dados observados em estações meteorológicas de superfície.

Os métodos de estimativas de rajadas apresentados nesse estudo geraram resultados satisfatórios em todos os casos estudados, representando corretamente os ciclos de intensificação e enfraquecimento das velocidades de rajadas observadas. O novo método de estimativa apresentou boa estabilidade em todos os casos estudados, uma vez que não superestimou picos de rajada de forma acintosa, como ocorreu com algumas parametrizações.

Nenhum dos métodos reproduziu a frente de rajada registrada pela EMS no caso de Mostardas, confirmando a limitação das estimativas de rajadas baseadas em ECT em eventos com convecção profunda (Schreur e Geertsema, 2008; Born et al., 2012; Zulfikar et al., 2023).

Para o caso para a cidade de Porto Alegre, embora os índices estatísticos RMSE e BIAS sejam considerados bons para todos os métodos, o índice MAPE

indicou das parametrizações com rajadas de vento de menor intensidade. As rajadas estimadas para os eventos de Bagé, Bento Gonçalves e Canela apresentaram os melhores índices estatísticos, o que sugere que os métodos de estimativa obtiveram melhor desempenho ao estimar rajadas de vento de intensidade moderada.

Como sugestões e objetivos futuros do trabalho, destacam-se:

- Implementar a ECT espectral em outros métodos de estimativa;
- Explorar outras funções senoidais ou oscilatórias como parte turbulenta de uma estimativa de rajada;
- Implementar um termo convectivo, como, por exemplo, descrito em Bechtold e Bidlod (2009);
- Disponibilizar um produto de previsão de rajada composto pelo modelo WRF e as parametrizações de rajada de vento.

Referências

ÁGÚSTSSON, H.; ÓLAFSSON, H. Forecasting wind gusts in complex terrain. **Meteorology Atmosphere Physical**, v. 103, p. 173-185, 2009.

AGRITEMPO. **Mapa de altimetria do Rio Grande do Sul**. Disponível em: <<https://www.agritempo.gov.br/agritempo/altimetria.jsp?siglaUF=RS>>. Acesso em: 29 fev. 2024.

ANGELL, J. K.; LANDSBERG, H.E.; VAN MIEGHEM, J. Lagrangian-Eulerian time-scale relationship estimated from constant volume balloon flights past a tall tower, Turbulent diffusion in environmental pollution. **Advances in Geophysics**, eds. 18A, p. 419-431, 1974.

AZAD, A. K.; ALAM, M. M. Determination of Wind Gust Factor at Windy areas of Bangladesh. **Proceedings of the 13th Asian Congress of Fluid Mechanics**, p. 17-21, Dhaka, Bangladesh, December, 2010.

BECKER, E. L. S.; NUNES, M. P. Relevo do Rio Grande do Sul, Brasil, e sua representação em maquete. **Revista Percorso NEMO**, v. 4, n. 2, p. 113-132, Maringá, 2012.

BECHTOLD, P, BIDLOT, J.R. Parametrization of convective gusts. **ECMWF Newsletter**, n. 119 p. 15 -18, 2009.

BELUSIC, D.; KLAIC, Z. B. Estimation of bora wind gusts using a limited area model. **Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography**, v. 56, p. 296-307, 2004

BELUSIC, D.; MAHRT, L. Is geometry more universal than physics in atmospheric boundary layer flow. *Journal of Geophysical Research*, v. 117, <https://doi.org/10.1029/2011JD016987>, 2012.

BERKOWICZ, R. R.; PRAHM, L. P. Spectral representation of the vertical structure of turbulence in the convective boundary layer. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 110, p. 35-52, 1984.

BJERKNES, J.; SOLBERG, H. Life cycle of cyclones and the polar front theory of atmospheric circulation. **Geofysiske Publikasjoner**, v. 3, p. 3-18, 1922.

BLACKADAR, A. K. The vertical distribution of wind and turbulent exchange in a neutral atmosphere. **Journal of Geophysical Research**, v. 67, p. 3095-3102, 1962.

BORN, K.; LUDWIG, P.; PINTO, J. G. Wind gust estimation for Mid-European winter storms: towards a probabilistic view, **Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography**, v. 64, Cologne, Germany, 2012.

BRADBURY, W.; DEAVES, D.; HUNT, J.; KERSHAW, R.; NAKAMURA, K.; HARDMAN, M.; BEARMAN, P. The importance of convective gusts. **Meteorology Applications**, v. 1, p. 365–378, 1994.

BRASSEUR, O. Development and application of a physical approach to estimating wind gusts. **Monthly Weather Review**, v. 129, p. 5–25, January, 2001.

BROWNING, K. A.; LUDLAM, F. H. Airflow in convective storms, **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 88, p. 117-135, 1962.

CAO, Y.; FOVELL, R. G. Downslope windstorms of San Diego county. Part I: a case study. **Monthly Weather Review**, v. 144, p. 529–552, Los Angeles, California, February, 2016.

CARVALHO, J. C.; DEGRAZIA, G. A.; ANFOSSI, D.; TRINI CASTELLI, S. Application of a model system for the study of transport and diffusion in complex terrain to the TRACT experiment. **Atmospheric Environment**, v. 36, p. 1147-1161, 2002.

CAUGHEY, S. J. Observed Characteristics of the Atmospheric Boundary Layer. In: Nieuwstadt, F.T.M., van Dop, H. (eds) Atmospheric Turbulence and Air Pollution Modelling. **Atmospheric Sciences Library**, Springer, Dordrecht. v.1, p. 107-158, 1982.

CAUGHEY, S. J.; PALMET, S. G. Some aspects of turbulence structure through the depth of the convective boundary layer. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 105, p. 811-827, 1979.

CHAMPAGNE, F. H.; FRIEHE, J. C.; LA RUE, J. C.; WYNGAARD, J. C. Flux measurements, estimation techniques and near-scale turbulence measurements in the unstable surface layer over land. **Journal of the Atmospheric Science** v. 34, p. 515-530, 1977.

CHENG, C. S.; LI, G.; LI, Q. Possible Impacts of Climate Change on Wind Gusts under Downscaled Future Climate Conditions over Ontario, Canada. **Journal of Climate**, v. 25, p. 3390-3408, Ontario, Canada, August, 2011.

COSTA, A. A.; COTTON, W. R.; WALKO, R. L.; PIELKE, R. A. SR. Coupled Ocean-Cloud-Resolving Simulations of the Air-Sea Interaction over the Equatorial Western Pacific. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 58, p. 3357–3376, 2001.

DEGRAZIA, G. A.; ANFOSSI, D.; CARVALHO, J. C.; MANGIA, C.; TIRABASSI, T.; VELHO, H. F. C. Turbulence parameterization for PBL dispersion models in all stability conditions. **Atmospheric Environment**, v. 34, p. 3575-3583, 2000.

DEGRAZIA, G. A.; ANFOSSI, D. Estimation of the Kolmogorov constant C_0 from classical statistical diffusion theory. **Atmospheric Environment**, v. 32, p. 3611-3614, 1998.

DEGRAZIA, G. A.; ANFOSSI, D.; VELHO, H. F. C.; FERRERO, E. A Lagrangian decorrelation time scale for non-homogeneous turbulence. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 86, p. 525-534, 1998

DEGRAZIA, G. A.; MORAES, O. L. L. A model for eddy diffusivity in a stable boundary layer. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 58, p. 205-214, 1992.

DELAGE, Y. A numerical study of the nocturnal atmospheric boundary layer. **Quarterly Journal of the Royal Meteorology Society**, v. 100, p. 351-364, 1974.

DIERER, S.; STUCKI, P.; BRÖNNIMANN, S. High resolution weather models for storm simulations: uncertainty of results and impact on loss simulations. **5Th Workshop on European Storms**, 2015.

FAVERA, A. C. D.; LUIZ, E. W.; SCHUCH, N. J.; PEREIRA, E. B. Potencial eólico no Rio Grande do Sul distribuição estatística dos ventos na região central do estado. **Revista Geográfica Acadêmica**, v. 6, n. 1, p. 38-51, 2012.

FINOTTI, E.; SANTOS, D. C. Análise de ocorrência de vendavais no Rio Grande do Sul. **Revista Ciência e Natura**, Edição Especial, p. 603–607, Santa Maria, Dezembro, 2013.

FOVELL, R. G.; OGURA, Y. Effect of vertical wind shear on numerically simulated multicell storm structure, **Journal Atmospheric Sciences**, v. 46, p. 3144-3176, 1989.

GAN, M. A.; RAO, B. V. Surface cyclogenesis over South America. **Monthly Weather Review**, v. 119, p. 293-302, 1991

GRIMM, A. M. Clima da Região Sul do Brasil. In: CAVALCANTI, I. F. A.; FERREIRA, N. J.; SILVA, M. G. A. J.; DIAS, M. A. F. S. **Tempo e Clima no Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos, 2009. Cap.17, p. 259-275.

GUTIÉRREZ, A.; FOVELL, R. G. A new gust parameterization for weather prediction models. **Journal of Wind Engineering & Industrial Aerodynamics**, v. 177, p. 45-59, 2018.

HANNA, S. R. A method of estimating vertical eddy transport in the planetary boundary layer using characteristics of the vertical velocity spectrum. **Journal Atmospheric Science**, v. 25, p. 1026, 1968.

HANNA, S. R. Lagrangian and Eulerian time-scale in the daytime boundary layer. **Journal of Applied Meteorology**, v. 20, p. 242-249, 1981.

HANNA, S. R. Applications in air pollution modelling. In: Nieuwstadt, F.T.M., van Dop, H. (eds) **Atmospheric Turbulence and Air Pollution Modelling. Atmospheric Sciences Library**, 1982.

HOUZE, R. A. Mesoscale convective systems. In **Cloud dynamics. Academic Press, Inc**, v. 53, p. 334-404, 1993.

HOUZE, R. A.; RUTLEDGE, S. A.; BIGGERSTAFF, M. I.; SMULL, B. F.

Interpretation of Doppler weather radar displays of midlatitude mesoscale convective systems, **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 70, p. 608-619, 1989

HØJSTRUP, J. Velocity spectra in the unstable boundary layer. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 39, p. 2239-2248, 1982.

IBGE. **Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística**. Estados. Disponível em: <<https://cidades.ibge.gov.br/brasil/rs/panorama>>. Acesso em: 23 fev. 2024.

KURBATOVA M.; RUBINSTEIN K.; GUBENKO I.; KURBATOV G. Comparison of seven wind gust parameterizations over the European part of Russia. **Advances in Science & Research**, v. 15, p. 251-255, November, 2018.

LANDBERG, L. **Meteorology for Wind Energy: An introduction**. p. 119-120, ISBN: 9781118913444, Copenhagen, Denmark, 2016.

LU, Z.; HAN, Y.; LIU, Y.; LIU, S; TANG, Y; LIU, Z; WEI, J. An improvement of wind gust estimate (WGE) method for squall lines. **Geomatics, Natural Hazards and Risk**, v. 13, n. 1, p. 993-1013, April, 2022.

MADDOX, R. A. Mesoscale Convective Complexes. **Bulletin of the American Meteorological Society**. v. 61, n. 11, p. 1374-1387, 1980.

MANGIA, C.; DEGRAZIA, G. A.; RIZZA, U. An Integral Formulation for the Dispersion Parameters in a Shear-Buoyancy-Driven Planetary Boundary Layer for Use in a Gaussian Model for Tall Stacks. **Journal of Applied Meteorology**, November, 2000

MOENG, C. H.; SULLIVAN, P. P. A comparison of shear and buoyancy driven planetary boundary layer. **Journal of the Atmospheric Science**, v. 51, p. 999-1022, 1994.

NAKAMURA, K.; KERSHAW, R.; GAIT, N. Prediction of near-surface gusts generated by deep convection. **Meteorology Applications**, v. 3, p. 157-167, June, 1996.

NIEUWOLT, S.; MCGREGOR, G. R. Tropical Climatology: an introduction to the climates of the low latitudes. **Geographical Review**, v. 68, n. 2, p. 240-241, April, 1978.

NIEUWSTADT, F. T. M. The turbulent structure of the stable nocturnal boundary layer. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 41, p. 2202-2216, 1984.

OLESEN, H. R.; LARSEN, S. E.; HØJSTRUP, J. Modelling velocity spectra in the lower part of the planetary boundary layer. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 29, p. 285-312, 1984.

PASQUILL, F. Atmospheric diffusion, **Wiley & Sons**, p. 429, 1974.

PATLAKAS, P.; DRAKAKI, E.; GALANIS, G.; SPYROU, C.; KALLOS, G. Wind gust estimation by combining a numerical weather prediction model and statistical post-processing. **Journal Energy Procedia**, v. 125, p. 190-198, 2017.

PINTO, J. G.; NEUHAUS C. P.; KRÜGER A.; KERSCHGENS, M. Assessment of the Wind Gust Estimate Method in mesoscale modelling of storm events over West Germany. **Meteorologische Zeitschrift**, v. 18, n. 5, p. 495-506, Oktober, 2009.

REBOITA, M. S.; ARCILAN, A.; DA SILVA, L. C.; RIOS, N. Evidências de Circulação de Brisa Vale-Montanha na Serra da Mantiqueira: Cidade de Itajubá – MG. **Ciência e Natura**, v. 36, n. 1, p. 61-7, Santa Maria, Brasil, Abril, 2014.

REBOITA, M. S.; GAN, M. A.; DA ROCHA, R. P.; CUSTÓDIO, I. S. Ciclones em Superfície nas Latitudes Austrais: Parte I - Revisão Bibliográfica. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 32, n. 2, p. 171-186, 2017.

SCHREUR, B. W.; GEERTSEMA, G. Theory for a TKE based parameterization of wind gusts. **HIRLAM Newsletter**, Citeseer, n. 54, p. 177-188, December, 2008.

SILVA, G. R. **Características do vento para a região Nordeste: Análise, Modelagem e Aplicações para Projetos de Centrais Eólicas**. 2003. 131f. Dissertação (Mestrado) - Curso de Pós-graduação em Engenharia Mecânica, Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 2003.

SKAMAROCK, W. C.; KLEMP, J. B.; DUDHIA, J.; GILL, David. O.; LIU, Z.; BERNER, J.; WANG, W.; POWERS, J.; DUDA, M. G.; BARKER, D. M.; HUANG, X. **A Description of the Advanced Research WRF Model Version 4**. NCAR Technical Note NCAR/TN-556+STR, v.1., 2019.

SHERIDAN, P. Current gust forecasting techniques, developments and challenges. **Advances in Science & Research**, v. 15, p. 159-172, 2018.

SHERIDAN, P. Review of techniques and research for gust forecasting and parameterisation. **Forecasting Research Technical Report**, v. 570, Abril, 2011.

SORBJAN, Z. Structure of the atmospheric boundary layer. Prentice Hall, New Jersey, p. 317, 1989.

STUCKI, P.; DIERER, S.; WELKER, C.; GOMEZ-NAVARRO, J.J.; RAIBLE, C.C., MARTIUS; O., BRÖNNIMANN, S. Evaluation of downscaled wind speeds and parameterised gusts for recent and historical windstorms in Switzerland. **Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography**, v. 68, August, 2016.

STULL, R. B. Meteorology for Scientists and Engineers. 2^a Edition, Brooks/Cole, United States, 2000.

SUOMI, I. Wind Gusts in the Atmospheric Boundary Layer. **Finnish Meteorological Institute Contributions**. V. 134. University of Helsinki, Helsinki, Finland, 2017.

TENNEKES, H. Similarity relations, scaling laws and spectral dynamics In: Nieuwstadt, F.T.M., van Dop, H. (eds) Atmospheric Turbulence and Air Pollution Modelling. **Atmospheric Sciences Library**, 1982.

UPPALA, S. S. et al: The ERA-40 reanalysis. **Quarterly Journal of the Royal Meteorology Society**, v. 131, p. 2961–3012, October, 2005.

VAN DELDEN, A. The dynamics of meso-scale atmospheric circulations. **Physics Reports**, v. 211, n. 6, p. 251-374, March, 1992.

WALLACE, J. M.; HOBBS, P. V. Atmospheric science: an introductory survey. **Academic Press**, v. 2, p. 365, 2006.

WANDEL, C. F.; KOFOED-HANSEN, O. On the Eulerian-Lagrangian transform in the statistical theory of turbulence. **Journal of Geophysical Research**, v. 76, p. 3089-3093, 1962.

WELKER, C.; MARTIUS, O.; STUCKI, P.; BRESCH, D.; DIERER, S.; Brönnimann, S. Modelling economic losses of historic and presentday high-impact winter windstorms in Switzerland. **Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography**, v. 68, 2016.

Wikipédia. **Ficheiro: Rio Grande do Sul in Brazil.svg**. Disponível em: <https://pt.m.wikipedia.org/wiki/Ficheiro:Rio_Grande_do_Sul_in_Brazil.svg>. Acesso em: 29 set. 2024.

WILKS, D. S. Statistical methods in the atmospheric sciences. **Academic Press**, 2011.

WILSON, K. D. A three-dimensional correlation/spectral model for turbulent velocities in a convective boundary layer. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 85, p. 35-52, 1997.

WMO, 2021. **Measurement of surface wind. Guide to meteorological instruments and methods of observation**. v. 8 (7th ed.) World Meteorological Organization, Geneva, Switzerland. Disponível em: <<https://library.wmo.int/idurl/4/68661>> Acesso em: 26 de fev. 2024.

WYNGAARD, J. C.; COTE, O. R.; RAO, K. S. **Modelling of the atmospheric boundary layer**. Adv. in Geophys., 18A, Academic Press, p. 193-212, 1974.

ZULFIKAR, M. R; ABDILLAH, M. R.; SARLI. P. W. Wind Gust Parameterization Assessment under Convective and Non-convective Events: A Case Study at the Kertajati International Airport. **Jurnal Ilmu Fisika**, v. 15, n. 2, p. 175-187, September, 2023.