

UNIVERSIDADE FEDERAL DE SANTA MARIA  
CENTRO DE CIÊNCIAS NATURAIS E EXATAS  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA

Cinara Ewerling da Rosa

**CARACTERÍSTICAS METEOROLÓGICAS DE ESCALA REGIONAL E  
EFEITOS TURBULENTOS DO VENTO NORTE NO SUL DO BRASIL**

Santa Maria, RS  
2022



**Cinara Ewerling da Rosa**

**CARACTERÍSTICAS METEOROLÓGICAS DE ESCALA REGIONAL E EFEITOS  
TURBULENTOS DO VENTO NORTE NO SUL DO BRASIL**

Tese de Doutorado apresentada ao programa de Pós-Graduação em Meteorologia, Área de Concentração em Micrometeorologia, da Universidade Federal de Santa Maria (UFSM, RS), como requisito parcial para obtenção do grau de **Doutora em Meteorologia**. Defesa realizada por videoconferência.

ORIENTADOR: Prof. Gervásio Annes Degrazia

COORIENTADOR: Prof. Michel Baptistella Stefanello

Santa Maria, RS  
2022

da Rosa, Cinara Ewerling  
Características Meteorológicas de escala regional e  
efeitos turbulentos do Vento Norte no sul do Brasil /  
Cinara Ewerling da Rosa.- 2022.  
123 p.; 30 cm

Orientador: Gervásio Annes Degrazia  
Coorientador: Michel Baptistella Stefanello  
Tese (doutorado) - Universidade Federal de Santa  
Maria, Centro de Ciências Naturais e Exatas, Programa de  
Pós-Graduação em Meteorologia, RS, 2022

1. Vento Norte 2. Ventos de Declive 3. Meteorologia  
Regional 4. Efeito topográfico 5. Camada limite neutra  
I. Degrazia, Gervásio Annes II. Stefanello, Michel  
Baptistella III. Título.

Sistema de geração automática de ficha catalográfica da UFSM. Dados fornecidos pelo autor(a). Sob supervisão da Direção da Divisão de Processos Técnicos da Biblioteca Central. Bibliotecária responsável Paula Schoenfeldt Patta CRB 10/1728.

---

©2022

Todos os direitos autorais reservados a Cinara Ewerling da Rosa. A reprodução de partes ou do todo deste trabalho só poderá ser feita mediante a citação da fonte.

End. Eletr.: cinaraedr@gmail.com



**Cinara Ewerling da Rosa**

**CARACTERÍSTICAS METEOROLÓGICAS DE ESCALA REGIONAL E EFEITOS  
TURBULENTOS DO VENTO NORTE NO SUL DO BRASIL**

Tese de Doutorado apresentada ao programa de Pós-Graduação em Meteorologia, Área de Concentração em Micrometeorologia, da Universidade Federal de Santa Maria (UFSM, RS), como requisito parcial para obtenção do grau de **Doutora em Meteorologia**.

**Aprovado em 7 de abril de 2022:**

---

**Gervásio Annes Degrazia, Phd. (UFSM)**  
(Presidente/Orientador)

---

**Silvana Maldaner, Dra. (UFSM)**

---

**Dirceu Luís Herdies, Dr. (INPE)**

---


**Franco Caldas Degrazia, Dr. (CMPC)**

---

**Simone Erotildes Teleginski Ferraz, Dra. (UFSM)**

Santa Maria, RS  
2022



<b>NUP:</b> 23081.036195/2022-92		<b>Prioridade:</b> Normal
<b>Homologação de Ata</b> 010 - Organização e Funcionamento		
<b>COMPONENTE</b>		
<b>Ordem</b>	<b>Descrição</b>	<b>Nome do arquivo</b>
1	Ata de defesa de dissertação/tese (134.332)	ataDefesa_496_cinara_daRosa.pdf
<b>Assinaturas</b>		
<b>08/04/2022 20:20:49</b> FRANCO CALDAS DEGRAZIA (Pessoa Física) Usuário Externo (696.***.***-**)		
<b>10/04/2022 11:59:56</b> GERVASIO ANNES DEGRAZIA (Pessoa Física) Usuário Externo (335.***.***-**)		
<b>11/04/2022 18:19:28</b> SILVANA MALDANER (PROFESSOR DO MAGISTÉRIO SUPERIOR) 31.06.00.00.0.0 - COORDENAÇÃO ACADÊMICA - UFSM-CS - C_ACA_UFSM-CS		
<b>18/04/2022 15:51:13</b> SIMONE EROTILDES TELEGINSKI FERRAZ (PROFESSOR DO MAGISTÉRIO SUPERIOR) 02.32.00.00.0.0 - DEPARTAMENTO DE FÍSICA - DFSC		
<b>18/04/2022 16:33:37</b> DIRCEU LUIS HERDIES (Pessoa Física) Usuário Externo (369.***.***-**)		
<b>Código Verificador:</b> 1314321 <b>Código CRC:</b> 30f4c4e6 <b>Consulte em:</b> <a href="https://portal.ufsm.br/documentos/publico/autenticacao/assinaturas.html">https://portal.ufsm.br/documentos/publico/autenticacao/assinaturas.html</a>		



## AGRADECIMENTOS

*Aos meus pais, Luiz e Ivaete pelo constante incentivo nesta caminhada. A minha irmã e grande amiga Suiane, pelas trocas, por acreditar, motivar e escutar, você é meu grande exemplo. Ao meu irmão Samuel pelo companheirismo e risadas. Vocês são minha fortaleza.*

*Ao meu esposo Marcelo, pelo apoio incondicional, paciência e compreensão desde a graduação. Por ter incentivado e acreditado nesta realização. Pelo cuidado e amor.*

*Ao professor Gervásio, pelas orientações, diálogos, sabedoria, carinho, confiança, paciência, e disponibilidade sempre que necessária. Pela liberdade de produzir, duvidar, errar e ir adiante.*

*Ao Michel pela amizade, carinho, diálogos, inspiração, parceria, confiança, paciência, companheirismo e caminho trilhado. Por acreditar no sonho possível (inérito-viável).*

*Aos membros da comissão examinadora pelas contribuições nesse trabalho. Em especial, ao professor Ernani pelo seu comprometimento, suas contribuições, diálogos e paciência.*

*Aos demais professores e colegas do PPGMET, em especial Carol, Bibiana e Diego, pelos estudos e por propiciarem momentos de “calmaria”, escuta, diálogo, risadas, lanches, conforto e de troca. Vocês tornaram esse processo muito especial e cheio de boas recordações.*

*A Universidade Federal de Santa Maria pelo suporte ao longo de 11 anos, o que possibilitou eu cursar e concluir a graduação, mestrado e doutorado.*

*Aos colegas de trabalho e ao Instituto Federal Farroupilha, instituição de ensino onde atuo, pelo apoio e oportunidades. Em especial, os colegas Arthur e Diego pela generosidade e suporte na correria do dia a dia e ao colega Fábio por acreditar e auxiliar nas discussões do meu trabalho. Vocês fortaleceram minha pesquisa.*

*A todos que, de alguma maneira, contribuíram para a concretização desta pesquisa e sonho.*



## RESUMO

### CARACTERÍSTICAS METEOROLÓGICAS DE ESCALA REGIONAL E EFEITOS TURBULENTOS DO VENTO NORTE NO SUL DO BRASIL

AUTORA: Cinara Ewerling da Rosa

ORIENTADOR: Gervásio Annes Degrazia

COORIENTADOR: Michel Baptistella Stefanello

Os escoamentos induzidos por uma topografia complexa influenciam em diferentes escalas os padrões turbulentos e os distintos aspectos meteorológicos na camada limite planetária (CLP). Particularmente, no sul do Brasil, um escoamento geofísico forçado por uma topografia descendente, conhecido como Vento Norte (VNOR) é caracterizada por uma advecção de ar quente e seca com intensas rajadas de vento, proveniente da direção norte. Na presente tese, são investigadas e caracterizadas as escalas temporais e espaciais do VNOR e suas interações em uma extensa região do sul do Brasil. O estudo é dividido em 3 artigos. No primeiro, investiga-se um caso significativo de VNOR e se determina as suas principais características. Os resultados mostram que o desvio padrão de temperatura é um bom indicativo do início e do término do fenômeno VNOR. Do ponto de vista micrometeorológico, as variáveis turbulentas são intensificadas e a turbulência gerada mecanicamente governa a evolução da CLP. No segundo artigo, uma análise baseada em 11 anos de observações tem sido realizada para identificar a frequência e distribuição espacial e temporal do fenômeno VNOR. O estudo identificou que o ciclo médio de vida dos eventos é de 8 horas e está diretamente relacionado com a intensidade das rajadas de vento, ou seja, quanto maior a magnitude da rajada atingida, mais duradouro será o episódio de VNOR. Esse artigo também indica que o fenômeno VNOR impacta uma grande área do estado do Rio Grande do Sul, com as características intensificadas na região abrangendo a cidade de Santa Maria. Os resultados sugerem que essa intensificação é influenciada pelo forçante topográfico, isto é, pelo desnível altimétrico no centro do estado, que divide o planalto ao norte da depressão central ao sul. A análise apresentada no terceiro artigo mostrou que os episódios de VNOR forçam a formação de uma camada limite neutra. Nessas condições, foram derivadas parametrizações de dispersão turbulenta em múltiplos-níveis verticais. Finalmente, essas parametrizações foram aplicadas em um modelo de dispersão estocástico lagrangeano com o objetivo de reproduzir as concentrações de contaminantes observadas nos experimentos neutros de dispersão de Praire Grass.

**Palavras-chave:** Vento Norte. Ventos de Declive. Meteorologia Regional. Efeito topográfico. Camada limite neutra. Parametrização turbulenta.





## ABSTRACT

### REGIONAL-SCALE METEOROLOGICAL CHARACTERISTICS AND TURBULENT EFFECTS OF THE VENTO NORTE IN SOUTHERN BRAZIL

AUTHOR: Cinara Ewerling da Rosa  
ADVISOR: Gervásio Annes Degrazia  
CO-ADVISOR: Michel Baptistella Stefanello

The flows induced by a complex topography influence at different scales the turbulent patterns and other meteorological aspects in the planetary boundary layer (CLP). Mainly, in southern Brazil, a geophysical flow forced by a descending topography, known as Vento Norte (VNOR; Portuguese for "North Wind"), is characterised by the advection of warm and dry air with intense wind gusts from the north. In the present thesis the temporal and spatial scales of the VNOR and its interactions in an extensive region of southern Brazil are investigated and characterized. The study is divided into three articles. First, a significant VNOR case is analysed and its main characteristics are determined. The results show that the standard deviation of temperature is a good indicator of the beginning and demise of the VNOR phenomenon. From a micrometeorological point of view, the turbulent variables are intensified and the mechanically generated turbulence governs the evolution of the CLP. The second article identifies the frequency and spatial and temporal distribution of the VNOR phenomenon based on a climatological analysis over 11 years of observations. The study found that the average life cycle of the events is 8 hours and is directly related to the intensity of the wind gusts, i.e. the greater the magnitude of the gust reached, the longer the VNOR episode will be. The article also indicates that the VNOR phenomenon impacts a large area in the state of Rio Grande do Sul, with the characteristics being more pronounced in the region around the city of Santa Maria. The results suggest that this intensification is influenced by topographic forcing, i.e. the altimetric difference in the center of the state, which divides the plateau to the north from the central depression to the south. The third article showed that VNOR episodes force the formation of a neutral boundary layer. Under these conditions, multilevel vertical turbulent dispersion parameterisations were derived. Finally, these parameterisations were applied in a Lagrangean stochastic dispersion model to reproduce the contaminants' concentrations observed in the neutral Prairie Grass dispersion experiments.

**Keywords:** Vento Norte. Downslope Windstorms. Regional Meteorology. Topography effect. Neutral boundary layer. Turbulent parameterization.



## LISTA DE FIGURAS

Figura 2.1 – Perfil vertical da troposfera. ....	23
Figura 2.2 – Evolução Temporal da CLP. ....	24
Figura 2.3 – Série temporal descrevendo a velocidade do vento ( $\bar{U}$ ) (a), a velocidade de fricção ( $u_*$ ) (b) e o parâmetro de estabilidade ( $z/L$ ) (c) para o episódio de VNOR em SM ocorrendo no período de 0035 às 1605 hora local do dia 24/06/2020 (hachurado em cinza). ....	27
Figura 2.4 – Forma do espectro de energia na CLP. ....	33
Figura 6.1 – Boxplot do período de duração dos episódios de VNOR no inverno de 2009 a 2019 na cidade de SM/RS em relação: (a) Intensidade do vento, (b) meses de inverno e (c) direção preferencial do vento. ....	83
Figura 6.2 – Distribuições de densidade de ( <b>a-c</b> ) direção do vento, ( <b>d-f</b> ) rajdas de vento, ( <b>g-i</b> ) temperatura do ar, ( <b>j-l</b> ) pressão atmosférica, ( <b>m-o</b> ) umidade relativa para os dados de VNOR e não-VNOR para as regiões $S_z$ ( <b>a,d,g,j,m</b> ), $S_m$ ( <b>b,e,h,k,n</b> ) e $S_c$ ( <b>c,f,i,l,o</b> ). As linhas tracejadas representam as médias dos respectivos parâmetros. ....	84
Figura 6.3 – Perfil vertical médio das variâncias de velocidade ( $\sigma_i$ ) (a), das escalas de tempo de decorrelação local ( $T_{L_i}$ ) (b) e dos coeficientes de difusão turbulenta ( $K_\alpha$ ) (c). As linhas tracejadas representam os valores de $\sigma_i$ , $T_{L_i}$ e $K_\alpha$ obtidos usando as Eqs. 2.48, 2.51 e 2.52 respectivamente. As linhas contínuas representam os fits. ....	86



## LISTA DE TABELAS

Tabela 2.1 – Interpretação qualitativa de $z/L$ .....	26
Tabela C.1 – Período de 21/06 a 20/07 entre os anos de 2009 a 2019. Em azul, o estudo de Caso 1 apresentado no Capítulo 4. ....	121
Tabela C.2 – Período de 21/07 a 20/08 entre os anos de 2009 a 2019. Em azul, o estudo de Caso 2 apresentado no Capítulo 4. ....	122
Tabela C.3 – Período de 21/08 a 20/09 entre os anos de 2009 a 2019. Em azul, o estudo de Caso 3 apresentado no Capítulo 4. ....	123



## SUMÁRIO

1	<b>INTRODUÇÃO</b> .....	19
2	<b>FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA</b> .....	23
2.1	APECTOS GERAIS DA CAMADA LIMITE PLANETÁRIA .....	23
2.1.1	<b>Estratificação da CLP</b> .....	24
2.1.2	<b>Parâmetros de estabilidade da CLP</b> .....	25
2.2	TEORIA DE DIFUSÃO ESTATÍSTICA DE TAYLOR .....	26
2.2.1	<b>Função Espectro de Energia Turbulenta</b> .....	30
2.2.2	<b>Espectro das componentes de velocidade turbulentas na CLP</b> .....	32
2.2.3	<b>Relação euleriana e lagrangeana</b> .....	33
2.2.4	<b>Derivação de parâmetros de dispersão turbulenta em uma camada li- mite neutra</b> .....	35
2.2.4.1	<i>Derivação de um modelo matemático que descreve o espectro neutro obser- vado</i> .....	35
3	<b>ARTIGO 1: METEOROLOGICAL OBSERVATIONS OF THE VENTO NORTE PHENOMENON IN THE CENTRAL REGION OF RIO GRANDE DO SUL</b> .....	39
4	<b>ARTIGO 2: REGIONAL-SCALE METEOROLOGICAL CHARACTERISTICS OF THE VENTO NORTE PHENOMENON OBSERVED IN SOUTHERN BRA- ZIL</b> .....	49
5	<b>ARTIGO 3: EMPLOYING SPECTRAL ANALYSIS TO OBTAIN DISPER- SION PARAMETERS IN AN ATMOSPHERIC ENVIRONMENT DRIVEN BY A MESOSCALE DOWNSLOPE WINDSTORM</b> .....	69
6	<b>DISCUSSÃO</b> .....	81
7	<b>CONCLUSÕES</b> .....	87
7.1	<b>TRABALHOS FUTUROS</b> .....	89
	<b>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS</b> .....	91
	<b>APÊNDICE A – ARTIGO ANAIS CBMET 2018: ESTUDO DE UM FENÔ- MENO PROLONGADO DE VENTO NORTE NA REGIÃO CENTRAL DO RIO GRANDE DO SUL</b> .....	97
	<b>APÊNDICE B – ARTIGO ANAIS CBMET 2018: DETECÇÃO E PREDIÇÃO DE VENTO NORTE EM SANTA MARIA/RS ATRAVÉS DE ANÁLISE DE OUTLIERS</b> .....	109
	<b>APÊNDICE C – IDENTIFICAÇÃO DOS EPISÓDIOS DE VNOR</b> .....	121





## 1 INTRODUÇÃO

As distintas características topográficas da superfície terrestre influenciam, em diferentes escalas, os padrões de escoamentos meteorológicos que atuam na camada limite planetária (CLP). Particularmente, escoamentos geofísicos de mesoescala, induzidos por uma topografia em declive, influenciam os padrões climatológicos e turbulentos em distintas regiões do planeta (WANG et al., 2016; ABATZOGLOU et al., 2021). Nesse sentido, pode-se citar alguns fenômenos bem conhecidos na literatura e que estão associados a estes tipos de escoamento: o Vento Chinook, no leste das Montanhas Rochosas e no noroeste do Canadá (MATH, 1934; MACDONALD; POMEROY; ESSERY, 2018); o Vento Föhn, no Alpes da Áustria (RICHNER; HÄCHLER, 2013; WÜRSCH; SPRENGER, 2015); o Vento Bora, Spitsbergen e Yuzhak (Pevek), no Ártico Russo (MOORE, 2013; LÁSKA et al., 2017; SHESTAKOVA; MOISEENKO, 2018; EFIMOV; KOMAROVSKAYA, 2018; SAMUELSEN; GRAVERSEN, 2019; SHESTAKOVA; TOROPOV; MATVEEVA, 2020); o Vento Santa Ana, sul da Califórnia (RAPHAEL, 2003; ABATZOGLOU; BARBERO; NAUSLAR, 2013; SMITH; HATCHETT; KAPLAN, 2018; MASS; OVENS, 2019) e o Vento Zonda, cordilheira dos Andes, centro-oeste da Argentina (NORTE, 2015; OTERO; ARANEO, 2021). Estes fenômenos são caracterizados por períodos de existência bem definidos e por padrões meteorológicos específicos. Apesar de suas individualidades, esses eventos combinam fortes ventos com temperaturas e umidade relativa do ar extremos.

Atualmente, existe um grande interesse na compreensão de escoamentos descendentes, pois eles desempenham um papel relevante, como por exemplo, na descrição dos processos que impactam a evolução da estrutura vertical da CLP (WHITEMAN, 1982; SUN et al., 2006; LOTHON et al., 2014; LEHNER et al., 2015; ROMÁN-CASCÓN et al., 2015; JENSEN et al., 2017), no favorecimento da formação de nevoeiro e gelo (HANG et al., 2016; BRYAZGIN; DEMENTIEV., 1996), nas trocas de calor, umidade, CO<sub>2</sub> e outros escalares entre a superfície e a atmosfera (MITXELENA et al., 2019), bem como na dispersão de contaminantes na região (LI et al., 2018). Portanto, conhecer melhor os fenômenos influenciados por escoamentos geofísicos descendentes é importante não apenas na área de Meteorologia, mas também em diferentes setores, como na agricultura, transporte, defesa civil, pecuária, construção civil, comportamento humano entre outros (BRYAZGIN; DEMENTIEV., 1996; COOKE L. J.; BECKER, 2000; HELDWEIN et al., 2003; SARTORI, 2016; CRUZ et al., 2020).

No contexto da América do Sul, no qual está inserido o estado do Rio Grande do Sul (RS), está localizado o município de Santa Maria (SM) que é caracterizado por uma topografia particular. O rebordo escarpado do Planalto Meridional Brasileiro que costeia a cidade de SM é orientado aproximadamente na direção leste-oeste com declive altimétrico de 300 m. Essa região situa-se em uma zona de transição com características climáticas

influenciadas tanto por massas tropicais e correntes perturbadas através dos Sistemas Atmosféricos Intertropicais como também por massas e frentes polares através de Sistemas Atmosféricos Extratropicais, sendo estas mais dominantes. A atuação desses sistemas é responsável pela distribuição homogênea das chuvas durante todo o ano. O clima é caracterizado por uma alta variabilidade espacial e sazonal (GRIMM, 2016). Como um fator de grande influência, os regimes de vento que ocorrem na CLP são reforçados pela acentuada variação geográfica, com influência direta da topografia e rugosidade superficial, bem como a partir de fenômenos sinóticos e de mesoescala (PAIVA; BODSTEIN; PIMENTEL, 2014). Dentre os variados eventos climáticos significativos que afetam essa área, episódios de rajadas de ventos de superfície em declive, acompanhados por aumento abrupto de temperatura e diminuição da umidade relativa do ar, são comumente conhecidos como episódios de "Vento Norte" (VNOR). Intensas rajadas de vento, umidade relativa do ar baixa e magnitudes de temperatura acima da média associadas a situações pré-frontais são frequentes durante a ocorrência destes eventos, principalmente durante o inverno.

Apesar de ser um evento frequente, de notório conhecimento popular no Sul do Brasil (SARTORI, 2003) e de considerável impacto na sociedade, o VNOR tem sido pouco estudado na literatura. Alguns estudos pioneiros, como o realizado por Sartori (SARTORI, 2003; SARTORI, 2016), discutem, em escala regional, a gênese e o mecanismo de formação do VNOR. Os mecanismos de formação do VNOR frequentemente estão associados a situações pré-frontais no RS e podem ocorrer em qualquer época do ano, apesar da sua maior incidência se verificar nos meses de inverno. Esses estudos ainda mostraram que a intensidade do vento aliado a outras características comprometem a agricultura (ex. ressecamento da vegetação), como também o bem-estar da população.

De modo mais geral, Heldwein et al. (2003) apresentou um análise de 24 anos sobre a frequência de ventos fortes em SM na qual mostra que apesar de SM registrar direção do vento predominante de leste as rajadas de vento forte mais frequentes são de direção norte e ocorrem, muitas vezes, por vários dias. O estudo ressalta a importância da caracterização da direção e intensidade dos ventos para a aplicação na área de energia eólica na região bem como os prejuízos causados à agricultura.

Por outro lado, uma visão meteorológica tem sido introduzida por Anabor, Acevedo e Moraes (2005) ao analisarem a intensificação térmica no período noturno durante o fenômeno de VNOR. Além disso, nos trabalhos de Chamis e Nascimento (2012) e Nascimento e Chamis (2012) foi apresentado uma descrição do ambiente sinótico durante um caso de VNOR. Nesse estudo, eles mostram uma metodologia de detecção dos episódios de VNOR a partir de observações de superfície e descrevem as condições atmosféricas associadas a um caso de VNOR. Recentemente, Stefanello et al. (2020) descreveram as propriedades turbulentas associadas ao fenômeno de VNOR. O estudo descreve a influência do fenômeno durante o ciclo diário, fluxos e balanços de energia. A partir de um estudo de caso, os autores sugerem que o escoamento VNOR perturba a turbulência da CLP em

condições noturnas e diurnas.

Com o crescimento do número de emissões de contaminantes na atmosfera, devido principalmente à industrialização e urbanização, o estudo dos processos de dispersão de poluentes representa hoje uma investigação de grande importância e aplicação em problemas ambientais. Assim, a compreensão das condições meteorológicas peculiares que ocorrem durante o fenômeno de VNOR são fundamentais para o desenvolvimento de ações que mitigam o impacto ambiental provocado por fontes de poluição atmosférica. Seguindo esta linha de pesquisa, Arbage et al. (2008) desenvolveram uma parametrização de dispersão associada à turbulência mecânica gerada no fenômeno VNOR. Cabe ressaltar que esse último estudo foi baseado em poucos casos de VNOR e em medidas turbulentas coletadas em uma única altura (10 m).

Tais investigações, auxiliaram na compreensão sistemática do fenômeno VNOR na região central do RS. Contudo, a sua caracterização ainda é um desafio do ponto de vista climatológico e micrometeorológico. Diante deste fato, as observações horárias das estações da rede automática de superfície do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET), em conjunto com uma torre micrometeorológica, apesar de não serem originalmente concebidas para monitorar fenômenos de mesoescala, podem ser aliadas para desenvolver um estudo climatológico envolvendo as diferentes escalas meteorológicas. Portanto, o conhecimento climatológico do VNOR é parte integrante de uma estratégia mais ampla, voltada a descrição e previsão destes fenômenos.

Considerando essas ideias, a presente pesquisa tem os seguintes objetivos principais:

- Identificar os padrões meteorológicas e micrometeorológicas existentes na ocorrência do fenômeno VNOR na cidade de SM e avaliar se tais condições criam um ambiente atmosférico distinto das condições de Tempo no período de inverno;
- Gerar uma pequena climatologia, entre 2009 e 2019, do fenômeno VNOR na região central do estado do RS com base no banco de dados horários da rede automática de superfície do INMET;
- Avaliar, por meio da rede de dados horários do INMET, a abrangência e intensidade do fenômeno VNOR no estado do RS;
- Derivar parametrizações para descrever processos de transporte e difusão durante o fenômeno VNOR a partir de observações, em múltiplo níveis, em uma torre micrometeorológica.

O presente trabalho é composto por um conjunto de artigos publicados durante o desenvolvimento de uma tese de doutorado. Especificamente, os resultados estão divididos em 3 artigos: o primeiro artigo intitulado "Meteorological Observations of the Vento

Norte Phenomenon in the Central Region of Rio Grande do Sul”, publicado na Revista Brasileira de Meteorologia (Capítulo 3), apresenta um estudo de caso do fenômeno VNOR; o segundo artigo intitulado “Regional-scale meteorological characteristics of the Vento Norte phenomenon observed in Southern Brazil”, publicado na Revista Environmental Fluid Mechanics (Capítulo 4), apresenta uma análise climatológica de caráter regional do fenômeno; e o terceiro artigo intitulado “Employing spectral analysis to obtain dispersion parameters in an atmospheric environment driven by a mesoscale downslope windstorm”, publicado na International Journal of Environmental Research and Public Health (Capítulo 5), apresenta uma parametrização turbulenta para a camada limite neutra durante o fenômeno VNOR a partir de medidas realizadas em múltiplos níveis de uma torre micrometeorológica. As discussões são apresentados no Capítulo 6 e as conclusões, implicações dos resultados e trabalhos futuros mostrados no Capítulo 7.

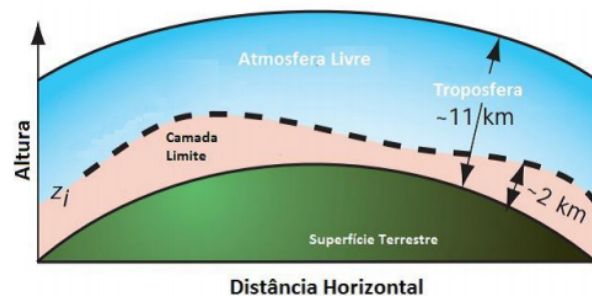
## 2 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

Neste capítulo, a fundamentação teórica é dividida em três seções. Na primeira, apresenta-se a definição de camada limite planetária (CLP), bem como as suas características fundamentais, tais como condições de estabilidade e caracterização do espectro de energia. Na segunda, realiza-se uma revisão relacionada a descrição da turbulência pela Teoria de Difusão Estatística de Taylor. Na terceira seção, exibe-se uma discussão a cerca da dispersão de poluentes empregando modelos lagrangeanos.

### 2.1 APECTOS GERAIS DA CAMADA LIMITE PLANETÁRIA

A parte da baixa atmosfera influenciada pela presença da superfície terrestre e, conseqüentemente, caracterizada pelo fenômeno de turbulência é conhecida como camada limite planetária (CLP). Esta camada apresenta uma espessura vertical variável, podendo atingir alguns poucos quilômetros (Fig.2.1). A porção restante da troposfera, acima dessa camada, é denominada como Atmosfera Livre.

Figura 2.1 – Perfil vertical da troposfera.



Fonte: Adaptado de Wallace e Hobbs (2006)

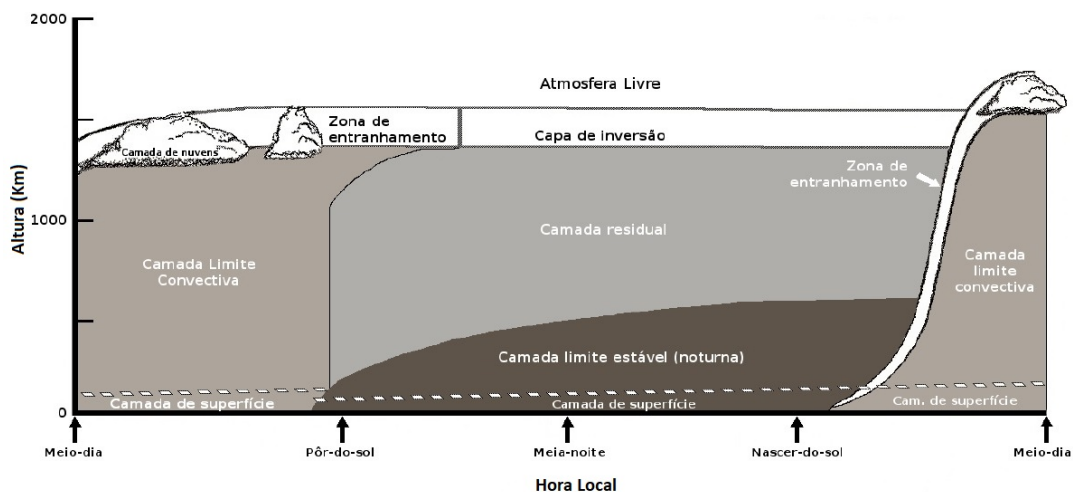
A presença da turbulência próxima a superfície terrestre é a principal característica que distingue a CLP da Atmosfera Livre. A turbulência na CLP pode ser gerada mecanicamente por meio do cisalhamento do vento e por forçantes térmicos provocados pelo aquecimento da superfície terrestre. Nesse aspecto, tem-se que a turbulência é o processo de transporte mais efetivo na CLP. O mecanismo de difusão turbulenta é responsável pelo transporte de energia, momentum e outras quantidades escalares e vetoriais.

Em função do tipo do forçante turbulento, a CLP é comumente classificada em distintas condições de estabilidade atmosféricas: neutra, instável e estável.

### 2.1.1 Estratificação da CLP

A CLP possui uma estrutura vertical bem definida que evolui com o ciclo diurno (Fig.2.2). O ciclo inicia com o nascer do sol, que aquece a superfície gerando uma camada superficial convectiva. Esta camada apresenta um fluxo de calor positivo e, na presença de um cisalhamento do vento médio gera também um fluxo de momentum. Portanto, num caso realístico, a turbulência superficial é gerada por forçantes mecânicos e térmicos e pode ser considerada uma camada de fluxos constantes em uma região próxima a superfície. Nessa camada superficial convectiva, os turbilhões são descritos pela velocidade de atrito ( $u_*$ ), pelo fluxo turbulento de calor sensível e pela altura da base da primeira inversão ( $z_i$ ) que representa a altura característica da camada limite convectiva.

Figura 2.2 – Evolução Temporal da CLP.



Fonte: Adaptado de Stull (1988).

Com o crescimento do fluxo de calor cinemático turbulento, ocorre a formação de uma camada limite convectiva bem misturada. Esta região é caracterizada por um perfil vertical constante de temperatura potencial. Todavia, efeitos baroclínicos frequentemente influenciam o perfil vertical de velocidade média (WYNGAARD, 2010) e não permitem que a intensa mistura turbulenta vertical torne este perfil de velocidade homogêneo. Nessa camada, os grandes turbilhões convectivos são descritos por  $z_i$  e pela escala de velocidade convectiva ( $w_*$ ).

Após o pôr-do-sol (período de transição), forma-se a camada limite estável que se caracteriza pela produção mecânica da turbulência e pelo consumo desta última devido à estratificação térmica da atmosfera. No período da noite, a turbulência é exclusivamente gerada pelo efeito mecânico, particularmente pelo cisalhamento do vento. Considerando o fluxo turbulento de calor e a magnitude da velocidade do vento, a camada limite noturna pode ser considerada fracamente ou fortemente estável (MAHRT, 1999). Durante a formação da camada limite estável, no período de transição dia-noite, existe uma camada residual elevada que é remanescente da camada limite convectiva bem misturada formada

ao longo do dia. Essa camada residual influencia na dispersão de contaminantes liberados por fontes poluidoras durante o período de decaimento da turbulência (CARVALHO et al., 2010).

Devido a esse comportamento complexo da CLP, no qual os campos de vento e a turbulência não são homogêneas e nem estacionárias e, considerando que a turbulência em muitas situações não está em equilíbrio com os seus forçantes, uma compreensão profunda da sua dinâmica é bastante difícil de ser obtida. Como consequência, a descrição matemática da turbulência ocorrendo em escoamentos geofísicos representa um problema complexo e sem uma solução definitiva. A principal característica das equações que descrevem a turbulência é o comportamento não-linear. Na forma estatística, elas representam um sistema infinito que origina o não fechamento das equações turbulentas. Considerando esta dificuldade inerente à solução das equações que descrevem o campo turbulento, a parametrização dos fluxos turbulentos representa uma alternativa para a resolução de problemas deste tipo. Esta metodologia é conhecida como uma hipótese de fechamento. Normalmente ela emprega escalas de velocidade e comprimentos característicos da turbulência e o uso da teoria de similaridade para obter expressões que buscam representar os termos naturais desconhecidos que compõem as equações turbulentas.

### 2.1.2 Parâmetros de estabilidade da CLP

A Teoria de similaridade de Monin-Obukhov (MONIN; OBUKHOV, 1959) é amplamente empregada para representar, em diferentes tipos de modelos atmosféricos, o transporte turbulento de distintas espécies escalares e vetoriais na camada superficial convectiva. Nessa abordagem, seguindo Wyngaard (2010), a estrutura da turbulência quase estacionária que se desenvolve imediatamente acima de uma superfície horizontalmente homogênea e sem rugosidades apreciáveis é governada pelos seguintes parâmetros:

- i. a escala de comprimento  $l$  da turbulência, considerada como a distância  $z$  a partir da superfície;
- ii. a escala de velocidade  $u$  da turbulência, conhecida como a velocidade de fricção ( $u_*$ ), definida como a raiz quadrada da magnitude do estresse superficial cinemático médio;
- iii. o fluxo de temperatura média na superfície ( $Q_0 = \overline{w'\theta'}$ );
- iv. o fluxo superficial de uma constituinte escalar ( $C_0$ ) e
- v. o parâmetro de empuxo ( $g/T_0$ , no qual  $g$  é a aceleração da gravidade e  $T_0$  é a temperatura média na superfície).

Baseando-se nesses cinco parâmetros é possível construir uma escala espacial característica conhecida como a escala de comprimento de Obukhov ( $L$ ) (MONIN; OBUKHOV, 1959), que define a altura na qual os efeitos mecânicos da turbulência são importantes. Esta escala é representada matematicamente pela seguinte expressão:

$$L = -\frac{u_*^3 \Theta}{\kappa g \overline{w' \theta'}} \quad (2.1)$$

sendo  $\kappa$  a constante de von Kármán e  $\Theta$  a temperatura potencial representativa da camada superficial convectiva.

Geralmente, o comprimento de Obukhov associado a parâmetros de intensidade do vento é utilizado para classificar a condição de estabilidade do escoamento turbulento, conforme apresentado na Tabela 2.1.

Tabela 2.1 – Interpretação qualitativa de  $z/L$ .

$z/L$	Descrição
Fortemente negativo	Convecção de calor dominante
Fracamente negativo	Turbulência mecânica dominante
Zero	Puramente turbulência mecânica
Levemente positivo	Turbulência mecânica levemente amortecida pela estratificação estável
Fortemente positivo	Turbulência mecânica severamente reduzida pela estratificação estável

Fonte: Panofsky e Dutton (1984) (tradução nossa)

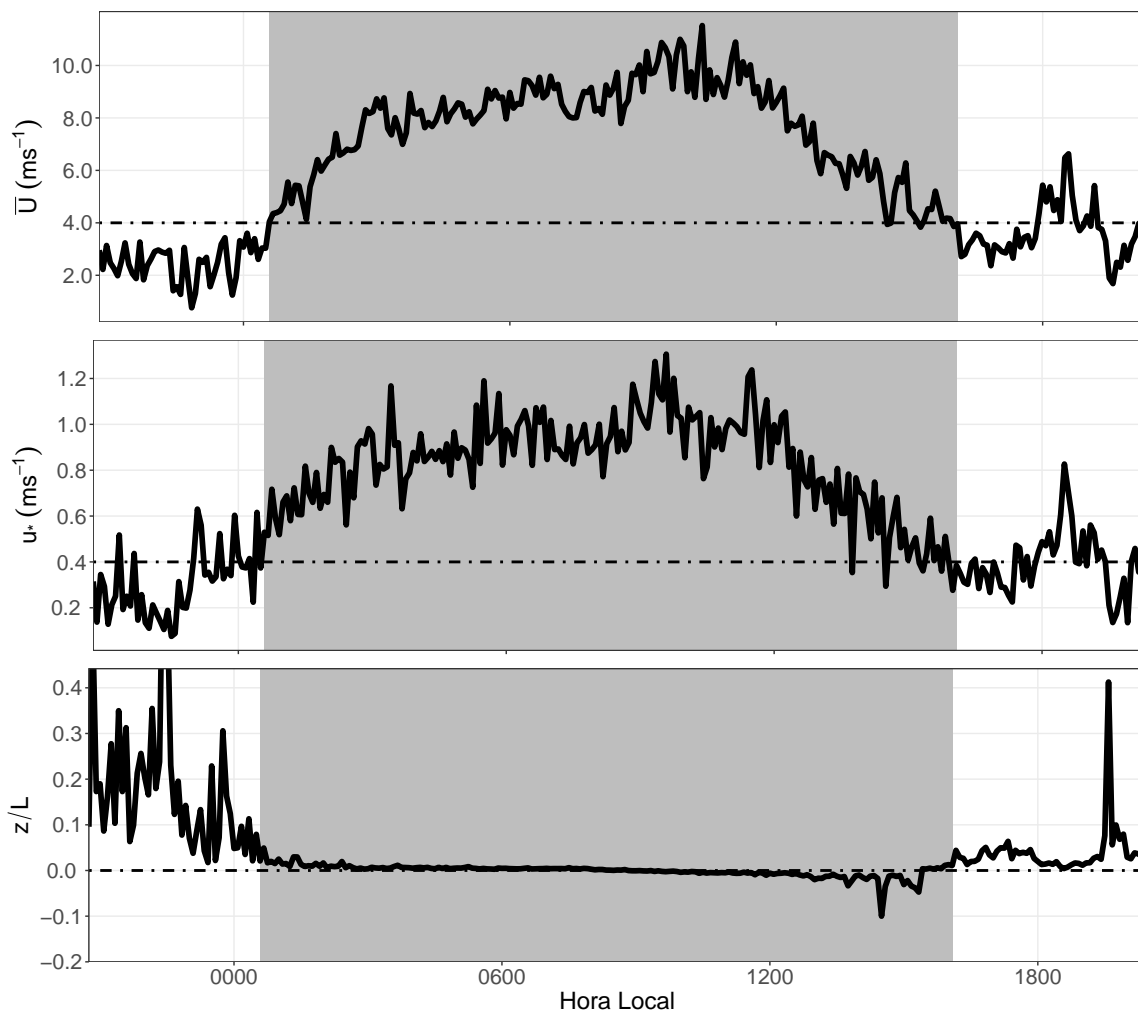
A turbulência na CLP, gerada pelo cisalhamento do vento e por efeitos de convecção térmica, raramente apresenta condições genuinamente neutras. Todavia, em condições caracterizadas por valores elevados da magnitude da velocidade do vento ( $\overline{U} \geq 4,0 \text{ ms}^{-1}$ ) e do atrito superficial ( $u_* \geq 0,4 \text{ ms}^{-1}$ ), o fenômeno turbulento apresenta um caráter dominado por efeitos mecânicos e pode ser considerado um regime de turbulência neutra. Essa particular condição, relativamente independente dos efeitos térmicos, pode ser observada frequentemente durante a ocorrência de episódios de VNOR, caracterizados por magnitudes elevadas de vento e com  $z/L \rightarrow 0$ , conforme ilustrado na Figura 2.3 (ARBAGE et al., 2008; STEFANELLO et al., 2020).

## 2.2 TEORIA DE DIFUSÃO ESTATÍSTICA DE TAYLOR

Conforme Taylor (1921), em um escoamento turbulento, o deslocamento das partículas de fluido é provocado pelas flutuações de velocidade do vento. A seguinte relação



Figura 2.3 – Série temporal descrevendo a velocidade do vento ( $\bar{U}$ ) (a), a velocidade de fricção ( $u_*$ ) (b) e o parâmetro de estabilidade ( $z/L$ ) (c) para o episódio de VNOR em SM ocorrendo no período de 0035 às 1605 hora local do dia 24/06/2020 (hachurado em cinza).



Fonte: Autor.

$$X_i(t) = \int_0^t u_i(t') dt'; i = u, v, w \quad (2.2)$$

fornece a posição arbitrária das partículas de fluido na direção longitudinal ( $u$ ), lateral ( $v$ ) e vertical ( $w$ ).

Multiplicando a Eq.2.2 por  $u_i(t)$  e fazendo a média sobre um grande número de experimentos independentes, obtém-se a seguinte expressão para a difusividade turbulenta:

$$\begin{aligned} \overline{X_i(t)u_i(t)} &= \overline{X_i(t) \frac{dX_i}{dt}} \\ &= \frac{d}{dt} \left( \frac{1}{2} \overline{X_i^2} \right) \\ &= \int_0^t \overline{u_i(t)u_i(t')} dt'. \end{aligned} \quad (2.3)$$

Na Eq.2.3, o termo  $\overline{u_i(t)u_i(t')}$  representa a correlação entre as componentes da velocidade turbulenta da partícula de fluido em um instante de tempo  $t$  e  $t'$  (ARYA, 2001). A função de autocorrelação é comumente utilizada para caracterizar processos estocásticos (CSANADY, 1973) possibilitando a estimativa de parâmetros turbulentos que descrevem os fenômenos de transporte na CLP (MANOMAIPHIBOON; RUSSELL, 2003). De maneira geral, a função de autocorrelação de  $u_i(t)$  é definido como:

$$R_{L_i}(t', t) = \overline{u_i(t)u_i(t')} \quad (2.4)$$

na qual a barra significa uma média sobre um conjunto de realizações, o índice  $L$  significa que as correlações são lagrangeanas, ou seja, as medições são realizadas seguindo as partículas de fluido enquanto estas são transportadas pelas flutuações de velocidade turbulenta.

A Teoria de Taylor aplica-se a dispersão de partículas de fluido em um campo turbulento homogêneo e estacionário, isto é, uma turbulência cuja as propriedades estatísticas apresentam quantitativamente a mesma estrutura em todas as partes do escoamento e as propriedades estatísticas das variáveis não mudam com o tempo. Com estas considerações, a função de autocorrelação no integrando da Eq.2.3 é uma função par da diferença de tempo  $\tau = t - t'$ . Para uma componente de velocidade turbulenta arbitrária a forma da função  $R_{L_i}(\tau)$  é dada por:

$$\begin{aligned} R_{L_i}(\tau) &= \overline{u_i(t')u_i(t'+\tau)} \\ &= \overline{u_i^2} \rho_{L_i}(\tau) \end{aligned} \quad (2.5)$$

na qual  $\rho_{L_i}(\tau)$  é o coeficiente adimensional de correlação que satisfaz a condição  $\rho_{L_i}(0) = 1$ . A Eq.2.5 define a correlação entre a velocidade da partícula em um tempo  $t'$  com a velocidade da mesma partícula, em um tempo mais tarde  $t + \tau$ . Fisicamente, esse coeficiente é interpretado como um quantificador adimensional medindo a preservação da memória de uma velocidade durante o histórico de transporte da partícula.

Substituindo a Eq.2.5 na Eq.2.3, temos:

$$\begin{aligned} \frac{d}{dt} \left( \frac{1}{2} \overline{X_i^2} \right) &= \int_0^t R_{L_i}(\tau) d\tau \\ &= \overline{u_i^2} \int_0^t \rho_{L_i}(\tau) d\tau. \end{aligned} \quad (2.6)$$

Integrando a Eq.2.6 em relação a um tempo  $t'$  obtém-se:

$$\overline{X_i^2} = 2\overline{u_i^2} \int_0^t \left( \int_0^{t'} \rho_{L_i}(\tau) d\tau \right) dt' \quad (2.7)$$

e resolvendo através da integração por partes resulta em:

$$\int_0^t \left( \int_0^{t'} \rho_{L_i}(\tau) d\tau \right) dt' = \left| t' \int_0^{t'} \rho_{L_i}(\tau) d\tau \right|_0^t - \int_0^t t' \rho_{L_i}(t') dt' \quad (2.8)$$

$$= t \int_0^t \rho_{L_i}(\tau) d\tau - \int_0^t \tau \rho_{L_i}(\tau) d\tau. \quad (2.9)$$

Portanto, a Eq.2.7 pode ser reescrita como:

$$\overline{X_i^2} = 2\overline{u_i^2} \int_0^t (t - \tau) \rho_{L_i}(\tau) d\tau. \quad (2.10)$$

As Eqs.2.6 e 2.7 caracterizam a dispersão turbulenta em função da memória das velocidades da partícula de fluido no intervalo de tempo entre 0 e  $t$ .

Diversas características de escala turbulenta podem ser definidas a partir da função de autocorrelação. Uma das mais importantes aplicações em problemas de difusão turbulenta é a escala de tempo integral lagrangeana ( $T_{L_i}$ ), expressa como

$$T_{L_i} = \int_0^\infty \rho_{L_i}(\tau) d\tau. \quad (2.11)$$

Segundo Arya (2001), a informação fornecida pela Eq.2.11 pode ser interpretada como uma medida do tempo máximo na qual a velocidade permanece significativamente correlacionada com seus valores anteriores em uma dada direção do escoamento. Como consequência do decaimento da função de autocorrelação turbulenta, a integral na Eq.2.11 converge e, portanto, é limitada e bem definida. Deste ponto de vista, conclui-se que  $\rho_{L_i}(\tau) \approx 1$  quando  $T_{L_i} \gg \tau$  e  $\rho_{L_i}(\tau) \sim 0$  quando  $\tau \gg T_{L_i}$ .

Assim, considerando grandes tempos de viagem, a Eq.2.10 pode ser reescrita da seguinte forma:

$$\overline{X_i^2} = 2\overline{u_i^2} \int_0^t \left( 1 - \frac{\tau}{t} \right) \rho_{L_i}(\tau) d\tau. \quad (2.12)$$

Se  $t \gg \tau$ , então:

$$\overline{X_i^2} = 2\overline{u_i^2} t \int_0^t \rho_{L_i}(\tau) d\tau \quad (2.13)$$

para valores de  $\tau$  muito pequenos nos quais  $\rho_{L_i}(\tau) \approx 1$ . Portanto, tem-se a Eq.2.13 é reescrita como:

$$\overline{X_i^2} = 2\overline{u_i^2} t T_{L_i} \quad (2.14)$$

para  $\rho_{L_i}(\tau \rightarrow \infty) \approx 0$  quando  $\tau \gg T_{L_i}$ . Nesse limite de tempo, a Eq.2.14, considerando a raiz quadrada, cresce parabolicamente com  $t$  caracterizando um comportamento difusivo. Dessa forma, para  $\tau \gg T_{L_i}$ , a Eq.2.6 pode ser reescrita com a seguinte aproximação:

$$\frac{d}{dt} \left( \frac{1}{2} \overline{X_i^2} \right) = \sigma_i^2 \int_0^\infty \rho_{L_i}(\tau) d\tau = \sigma_i^2 T_{L_i} \quad (2.15)$$

sendo que  $\sigma_i^2 \equiv \overline{u_i^2}$  é chamada a variância das flutuações de velocidade.

Por outro lado, para  $T_{L_i} \gg t$ , tem-se que  $\rho_{L_i}(\tau \rightarrow 0) = 1$  e, então, a Eq.2.6 pode ser expressa por:

$$\begin{aligned}\overline{X_i^2} &= 2\overline{u_i^2} \int_0^t \left( \int_0^{t'} \rho_{L_i}(\tau) d\tau \right) dt' \\ &= \overline{u_i^2} t^2.\end{aligned}\quad (2.16)$$

Essa última expressão descreve um crescimento linear da pluma com o tempo de viagem das partículas.

### 2.2.1 Função Espectro de Energia Turbulenta

A transformada de Fourier é amplamente utilizada para o estudo de fenômenos e processos aleatórios de escoamentos turbulentos. Do ponto de vista de fenômenos estocásticos, a função do espectro de energia ( $F_{L_i}$ ) é definida como a transformada de Fourier da função de correlação (GARDINER, 1983)

$$F_{L_i}(\omega) = \frac{1}{\pi} \int_{-\infty}^{\infty} R_{L_i}(\tau) e^{i\omega\tau} d\tau \quad (2.17)$$

e pode ser reescrita como:

$$\begin{aligned}F_{L_i}(\omega) &= \frac{1}{\pi} \int_{-\infty}^{\infty} R_{L_i}(\tau) (\cos(\omega\tau) + i \sin(\omega\tau)) d\tau \\ &= \frac{2}{\pi} \int_0^{\infty} R_{L_i}(\tau) \cos(\omega\tau) d\tau \\ &= \frac{2}{\pi} \int_0^{\infty} R_{L_i}(\tau) \cos(2\pi n\tau) d\tau,\end{aligned}\quad (2.18)$$

considerando a frequência como  $\omega = \frac{2\pi}{T} = 2\pi n$ , com  $T$  caracterizando o período de uma oscilação senoidal e  $n$  a frequência em Hertz.

Dessa forma, a transformada inversa da Eq.2.17 é descrita como a seguinte função de correlação:

$$\begin{aligned}R_{L_i}(\tau) &= \frac{1}{2} \int_{-\infty}^{\infty} F_{L_i}(\omega) e^{-i\omega\tau} d\omega \\ &= \int_0^{\infty} F_{L_i}(\omega) \cos(\omega\tau) d\omega \\ &= \int_0^{\infty} F_{L_i}(2\pi n) (\cos(2\pi n\tau)) 2\pi dn.\end{aligned}\quad (2.19)$$

As Eqs.2.17 e 2.19 representam o teorema de Wiener-Khinchin. Portanto, expressam por meio de uma transformada de Fourier a relação entre a função de autocorrelação com a função espectro de energia (PASQUILL; SMITH, 1983; KAIMAL; FINNIGAN, 1994).

A função densidade espectral ( $S_{L_i}$ ) é definida como:

$$S_{L_i}(n) = 2\pi F_{L_i}(2\pi n), \quad (2.20)$$

empregando-se a Eq.2.20 na Eq.2.19, resulta

$$R_{L_i}(\tau) = \int_0^{\infty} S_{L_i}(n) \cos(2\pi n\tau) dn \quad (2.21)$$

e substituindo-se a Eq.2.18 na Eq.2.20, tem-se:

$$S_{L_i}(n) = 4 \int_0^{\infty} R_{L_i}(\tau) \cos(2\pi n\tau) d\tau. \quad (2.22)$$

Considerando  $\tau = 0$ , define-se uma variância geral para a velocidade turbulenta

$$\sigma_i^2 = R_{L_i}(0) = \int_0^{\infty} S_{L_i}(n) dn. \quad (2.23)$$

Por outro lado, considerando  $n = 0$  na Eq.2.22 e substituindo a Eq.2.11, tem-se:

$$\begin{aligned} S_{L_i}(0) &= 4 \int_0^{\infty} R_{L_i}(\tau) d\tau \\ &= 4\overline{u_i^2} \int_0^{\infty} \rho_{L_i}(\tau) d\tau \\ &= 4\sigma_i^2 T_{L_i}, \end{aligned} \quad (2.24)$$

o produto representa o coeficiente de difusão turbulenta descrito em termos dos grandes turbilhões, que contêm a maior parte de energia da turbulência.

Além disso, busca-se analisar a contribuição da dispersão turbulenta em diferentes frequências. Assim, substitui-se a Eq.2.21 em 2.10 e considera-se a Eq.2.5 tem-se:

$$\begin{aligned} \overline{X_i^2} &= 2\overline{u_i^2} \int_0^t (t - \tau) \left[ \int_0^{\infty} F_{L_i}(n) \cos(2\pi n\tau) \right] d\tau \\ &= 2\overline{u_i^2} \int_0^{\infty} \left[ \int_0^t (t - \tau) \cos(2\pi n\tau) d\tau \right] F_{L_i}(n) dn \\ &= \overline{u_i^2} \int_0^{\infty} F_{L_i}(n) \left[ \frac{1 - \cos(2\pi nt)}{2(n\pi)^2} \right] dn \\ &= \overline{u_i^2} t^2 \int_0^{\infty} F_{L_i}(n) \frac{\sin^2(\pi nt)}{(\pi nt)^2} dn \\ &= \frac{\overline{u_i^2}}{\pi^2} \int_0^{\infty} F_{L_i}(n) \frac{\sin^2(\pi nt)}{n^2} dn. \end{aligned} \quad (2.25)$$

Do ponto de vista físico, tem-se que  $\frac{\sin^2(\pi nt)}{(\pi nt)^2}$  é um filtro que seleciona as faixas de frequência da distribuição de energia cinética através do tempo de viagem. O espectro de energia lagrangeano normalizado pela variância da velocidade é descrito como:

$$F_{L_i} = \frac{S_{L_i}}{\sigma_i^2}. \quad (2.26)$$

De acordo com Batchelor (1949), esses parâmetros de dispersão estão relacionados com os coeficientes de difusão turbulentos (Eq.2.6) e podem ser reescritos como:

$$\begin{aligned} K_\alpha &= \frac{d}{dt} \left( \frac{1}{2} \overline{X_i^2} \right) \\ &= \frac{1}{2} \frac{\overline{u_i^2}}{\pi^2} \frac{d}{dt} \left[ \int_0^\infty F_{L_i}(n) \frac{\sin^2(\pi nt)}{n^2} dn \right] \\ &= \frac{\pi \overline{u_i^2}}{\pi^2} \frac{d}{dt} \int_0^\infty F_{L_i}(n) \frac{\sin(\pi nt) \cos(\pi nt)}{n} dn \\ &= \frac{\overline{u_i^2}}{2\pi} \int_0^\infty F_{L_i}(n) \frac{\sin(2\pi nt)}{n} dn. \end{aligned} \quad (2.27)$$

## 2.2.2 Espectro das componentes de velocidade turbulentas na CLP

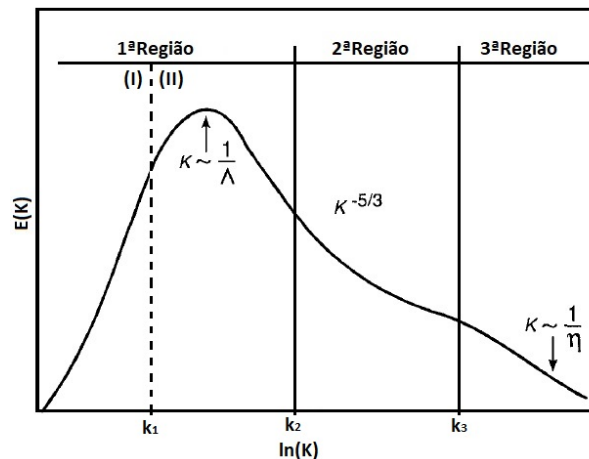
Os espectros de energia turbulenta são interpretados como uma medida da distribuição das variâncias das velocidades turbulentas nas diferentes frequências ou comprimentos de onda. Estes espectros descrevem a distribuição da energia cinética turbulenta nas diferentes janelas de frequências.

A Figura 2.4 apresenta a forma geral do espectro de energia para uma turbulência bem desenvolvida (KAIMAL; FINNIGAN, 1994). Esse esquema mostra o espectro dividido em três regiões: em janelas de baixo e alto números de onda (1ª e 3ª Região) e a transição que marca a separação entre o intervalo de energia dominante do campo turbulento, e o subintervalo inercial (2ª Região).

Na 1ª Região ocorre a entrada da energia por meio de fontes mecânicas e térmicas. Nessa região, os turbilhões são anisotrópicos e interagem com os contornos ambientais que limitam o escoamento, superfície e camada de inversão da CLP.

No intervalo inercial, que compreende a 2ª Região, a turbulência é isotrópica ou tende a essa condição. Nessa região, os turbilhões não alteram a suas energias individuais. A transferência de energia entre os números de onda é elevada, ocorrendo dos maiores para os menores turbilhões e matematicamente quantificada por uma taxa  $\epsilon$  de transferência de energia. O espectro de energia turbulenta apresenta um caráter estacionário, determinado por uma taxa  $\epsilon$ , segue o comportamento sugerido por Kolmogorov

Figura 2.4 – Forma do espectro de energia na CLP.



Fonte: Adaptado de Kaimal e Finnigan (1994)

(1941) e expressa por:

$$E(K) = \alpha \epsilon^{2/3} K^{-5/3} \quad (2.28)$$

em que  $\alpha$  é a constante de Kolmogorov e  $E(K)$  a densidade espectral de energia.

Por fim, na 3ª Região ocorre a dissipação da turbulência por efeitos da viscosidade molecular. A escala de dissipação molecular dada por Kolmogorov é expressa por:

$$\eta = \left( \frac{\nu^3}{\epsilon} \right)^{1/4} \quad (2.29)$$

em que  $\nu$  é a viscosidade cinemática.

### 2.2.3 Relação euleriana e lagrangeana

Os modelos de difusão turbulenta eulerianos e lagrangeanos (ANFOSSI; DEGRAZIA; GOULART, 2005) são as ferramentas matemáticas mais usadas para representar a dispersão de partículas de fluídos através de simulações numéricas.

Uma medida euleriana é aquela realizada por um instrumento cuja a posição é fixa. Por exemplo, um anemômetro instalado em uma torre micrometeorológica. Normalmente, em problemas de dispersão turbulenta descreve-se a difusão lagrangeana usando-se as medidas eulerianas. Portanto, uma das questões fundamentais em turbulência e difusão é o estabelecimento de relações entre os sistemas de referência euleriano e lagrangeano (HANNA, 1980). Uma relação muito empregada é aquela sugerida por Gifford (1955), Hay e Pasquill (1959) e Degrazia e Anfossi (1998). Esses autores propõem que o coeficiente de autocorrelação lagrangeano e euleriano apresentem uma forma similar, porém são des-

locados no tempo por um fator de escala  $\beta_i$ , ou seja,

$$\rho_{L_i}(\beta_i\tau) = \rho_{E_i}(\tau) \quad (2.30)$$

com

$$\beta_i = \frac{T_{L_i}}{T_{E_i}} = 0,55 \frac{U}{\sigma_i} \quad (2.31)$$

em que  $\rho_{E_i}$  é o coeficiente de autocorrelação euleriano e  $T_{E_i}$  é a escala de tempo integral euleriana.

Reescrevendo a Eq.2.22, assumindo-se que a Eq.2.5 pode ser definida como  $R_{L_i}(\tau) = \sigma_i^2 \rho_{L_i}(\tau)$  e considerando-se a Eq.2.26, temos:

$$F_{L_i}(n) = 4 \int_0^\infty \rho_{L_i}(\tau) \cos(2\pi n\tau) d\tau. \quad (2.32)$$

Portanto, substituindo a Eq.2.30 na Eq.2.32, obtém-se uma relação entre os espectros lagrangeanos e eulerianos que pode ser expressa como:

$$nF_{L_i}(n) = \beta_i n F_{E_i}(\beta_i n). \quad (2.33)$$

Utilizando essa expressão nas Eqs.2.25 e 2.27 e as transformações propostas por Batchelor (1949), Pasquill e Smith (1983) e Degrazia e Anfossi (1998), tem-se respectivamente:

$$\begin{aligned} \overline{X_i^2} &= \sigma_i^2 t^2 \int_0^\infty \beta_i F_{E_i}(\beta_i n) \frac{\sin^2(\pi n t)}{(\pi n t)^2} dn \\ &= \frac{\sigma_i^2 \beta_i^2}{\pi^2} \int_0^\infty F_{E_i}(n) \frac{\sin^2\left(\frac{\pi n t}{\beta_i}\right)}{n^2} dn \end{aligned} \quad (2.34)$$

e

$$\begin{aligned} K_\alpha &= \frac{\sigma_i^2}{2\pi} \int_0^\infty \beta_i F_{E_i}(\beta_i n) \frac{\sin(2\pi n t)}{n} dn \\ &= \frac{\sigma_i^2 \beta_i}{2\pi} \int_0^\infty F_{E_i}(n) \frac{\sin\left(\frac{2\pi n t}{\beta_i}\right)}{n} dn. \end{aligned} \quad (2.35)$$

Note que ao considerar  $t \rightarrow \infty$ , a função filtro na integral da Eq.2.35 é muito restritiva, ou seja, o primeiro zero da função filtro ocorre em  $\frac{2\pi n t}{\beta_i} = \pi$  e, então,  $n = \frac{\beta_i}{2t} \rightarrow 0$ . Logo,  $F_{E_i}(n) \approx F_{E_i}(0)$  (SORBJAN, 1989) e, desse modo, a taxa de dispersão se torna independente do tempo de viagem. Assim, a função pode ser expressa como propriedades



locais da turbulência:

$$\begin{aligned}
 K_\alpha &= \frac{\sigma_i^2 \beta_i}{2\pi} F_{E_i}(0) \int_0^\infty F_{E_i}(n) \frac{\sin\left(\frac{2\pi n t}{\beta_i}\right)}{n} dn \\
 &= \frac{\sigma_i^2 \beta_i}{2\pi} F_{E_i}(0) \frac{\pi}{2} \\
 &= \frac{\sigma_i^2 \beta_i}{4} F_{E_i}(0).
 \end{aligned} \tag{2.36}$$

Conclui-se da Eq.2.36 que a difusão para grandes tempos dependem do comportamento do espectro próximo da origem. Além disso, a escala de tempo lagrangeana pode ser escrita a partir das Eqs.2.15 e 2.27 como  $K_\alpha = \sigma_i^2 T_{L_i}$ . Assim, da Eq.2.36 resulta:

$$T_{L_i} = \frac{\beta_i F_{E_i}(0)}{4}. \tag{2.37}$$

## 2.2.4 Derivação de parâmetros de dispersão turbulenta em uma camada limite neutra

### 2.2.4.1 Derivação de um modelo matemático que descreve o espectro neutro observado

Uma expressão geral para descrever na CLP o espectro mecânico de energia turbulenta, associada as velocidades unidimensionais, é descrita pela seguinte formulação algébrica (OLESEN; LARSEN; HOJSTRUP, 1984):

$$\frac{n S_i(n)}{u_*^2} = \frac{A f^\gamma}{[1 + B f^\alpha]^\beta} \tag{2.38}$$

na qual  $S_i(n)$  é o espectro de energia cinética turbulenta unidimensional em função da frequência,  $f = nz/U$  é a frequência normalizada na altura  $z$  e  $A$ ,  $B$ ,  $\alpha$ ,  $\beta$  e  $\gamma$  são constantes.

Ao considerar a CLP dominada pela turbulência mecânica, o subintervalo inercial do espectro de velocidade turbulento é dado por:

$$\frac{n S_i(n)}{u_*^2} = c_i \phi_\epsilon^{2/3} f^{-2/3} \tag{2.39}$$

em que  $\phi_\epsilon = \kappa z \epsilon / u_*^3$  é a dissipação de energia cinética turbulenta,  $c_i = \alpha_i \alpha_u (2\pi \kappa)^{-2/3}$  com  $\alpha_u = 0,5 \pm 0,05$  e  $\alpha_i = 1,4/3, 4/3$  para as componentes  $u, v, w$  respectivamente (CHAMPAGNE et al., 1977; SORBJAN, 1989).

Assim, o comportamento assintótico da Eq.2.38 para  $n \rightarrow \infty$  é expressa por:

$$\frac{nS_i(n)}{u_*^2} = Af^{\gamma-\alpha\beta}B^\beta \quad (2.40)$$

originando as seguintes condições:

$$\gamma - \alpha\beta = -\frac{2}{3} \quad (2.41)$$

e

$$A = c_i B^\beta \phi_\epsilon^{2/3}. \quad (2.42)$$

Supondo ainda que o máximo espectral fornecido pela Eq.2.38 concorde com a posição observada  $[(f_m)_i]^\alpha$  da frequência do pico espectral mecânico, temos a seguinte relação:

$$B = \frac{1,5\gamma}{[(f_m)_i]^\alpha}. \quad (2.43)$$

Substituindo as Eqs.2.42 e 2.43 na Eq.2.38, obtém-se:

$$\frac{nS_i(n)}{u_*^2} = \frac{c_i \phi_\epsilon^{2/3} (1,5\gamma)^\beta f^\gamma}{\{[(f_m)_i]^\alpha\}^\beta} \left[ 1 + \frac{1,5\gamma f^\alpha}{[(f_m)_i]^\alpha} \right]^{-\beta} \quad (2.44)$$

com  $[(f_m)_i]^\alpha$  a frequência reduzida do pico espectral.

Portanto, atribuindo os valores das constantes definido por Olesen, Larsen e Hojstrup (1984) ( $\gamma = 1$ ,  $\alpha = 5/3$  e  $\beta = 1$ ), a componente mecânica do espectro de velocidade turbulenta é dada por:

$$\frac{nS_i(n)}{u_*^2} = \frac{1,5c_i \phi_\epsilon^{2/3} f}{[(f_m)_i]^{5/3}} \left[ 1 + \frac{1,5f^{5/3}}{[(f_m)_i]^{5/3}} \right]^{-1}. \quad (2.45)$$

A equação acima representa o modelo espectral proposto por Degrazia et al. (2000) para espectros de velocidade turbulenta eulerianas unidimensionais em condições neutras.

Logo, substituindo-se  $f = nz/U$  na Eq.2.45, o espectro mecânico pode ser reescrito como:

$$S_i(n) = \frac{1,5c_i \phi_\epsilon^{2/3}}{[(f_m)_i]^{5/3}} u_*^2 \frac{z}{U} \left[ 1 + \frac{1,5 \left(\frac{nz}{U}\right)^{5/3}}{[(f_m)_i]^{5/3}} \right]^{-1}. \quad (2.46)$$

Integrando-se a expressão sobre o domínio da frequência

$$\int_0^\infty S_i(n) dn = \frac{1,5c_i \phi_\epsilon^{2/3}}{[(f_m)_i]^{5/3}} u_*^2 \frac{z}{U} \int_0^\infty \left[ 1 + \frac{1,5 \left(\frac{nz}{U}\right)^{5/3}}{[(f_m)_i]^{5/3}} \right]^{-1} dn, \quad (2.47)$$

e resolvendo a integral obtém-se a variância da velocidade turbulenta euleriana mecânica:

$$\sigma_i^2 = \frac{2,32c_i\phi_\epsilon^{2/3}u_*^2}{[(f_m)_i]^{2/3}}, \quad (2.48)$$

a qual pode ser utilizada para normalizar o espectro. Logo, da Eq.2.26 tem-se:

$$\begin{aligned} F_i(n) &= \frac{S_i(n)}{\sigma_i^2} \\ &= \frac{0,64}{(f_m)_i} \frac{z}{U} \left[ 1 + \frac{1,5 \left(\frac{nz}{U}\right)^{5/3}}{[(f_m)_i]^{5/3}} \right]^{-1}. \end{aligned} \quad (2.49)$$

A partir da Eq.2.49 pode-se calcular a escala de tempo lagrangeana ( $T_L$ ) e o coeficiente de difusão ( $K_\alpha$ ).

Assumindo-se  $n \rightarrow 0$  na Eq.2.49, resulta:

$$F_i(0) = \frac{0,64}{(f_m)_i} \frac{z}{U}. \quad (2.50)$$

Conseqüentemente, a partir das Eqs.2.36 e 2.37 a escala de tempo lagrangeana e o coeficiente de difusão são expressos, respectivamente, por:

$$T_{Li} = \frac{0,35z}{4\sigma_i(f_m)_i} \quad (2.51)$$

e

$$K_\alpha = \frac{0,35\sigma_i z}{4(f_m)_i}, \quad \alpha = x, y, z. \quad (2.52)$$

Os parâmetros de dispersão turbulenta derivados do modelo de Difusão Estatístico de Taylor, Eqs.2.48, 2.51 e 2.52, são quantidades que expressam o comportamento difusivo dos movimentos turbulentos na CLP. Particularmente, esses parâmetros são ingredientes fundamentais que compõem os diferentes modelos de transporte e dispersão de contaminantes na atmosfera. Especificamente, os modelos de difusão estocásticos lagrangeanos, parametrizam os termos desconhecidos das suas equações básicas pelo emprego de variâncias de velocidade e das escalas lagrangeanas de tempo de decorrelação de velocidade. Diferentemente, os modelos eulerianos empregam os coeficientes de difusão turbulenta para parametrizar os fluxos turbulentos de concentração.

A derivação desses parâmetros, para os diferentes tipos de turbulência na CLP, envolve o desenvolvimento de modelos teóricos, como o modelo de Taylor, e observações de dados experimentais, como as características fenomenológicas do espectro de energia turbulenta, as quais envolvem frequências dos máximos espectrais experimentais e as variâncias das velocidades turbulentas.









### 3 ARTIGO 1: METEOROLOGICAL OBSERVATIONS OF THE VENTO NORTE PHENOMENON IN THE CENTRAL REGION OF RIO GRANDE DO SUL



Revista Brasileira de Meteorologia, Online Ahead of Print, 2021  
DOI: <http://dx.doi.org/10.1590/0102-77863630141>

## Meteorological Observations of the Vento Norte Phenomenon in the Central Region of Rio Grande do Sul

Cinara Ewerling da Rosa<sup>1,2</sup> , Michel Stefanello<sup>2</sup> , Ernani de Lima Nascimento<sup>2</sup> ,  
Fábio Diniz Rossi<sup>3</sup> , Debora Regina Roberti<sup>2</sup> , Gervásio Annes Degrazia<sup>2</sup> 

<sup>1</sup>*Instituto Federal Farroupilha, Campus Farroupilha, São Vicente do Sul, RS, Brasil.*

<sup>2</sup>*Departamento de Física, Universidade Federal de Santa Maria, Santa Maria, RS, Brasil.*

<sup>3</sup>*Instituto Federal Farroupilha, Campus Alegrete, Alegrete, RS, Brasil.*

Received: 13 November 2020 - Accepted: 6 April 2021

### Abstract

During the cold season, episodes of a windstorm known as Vento Norte (VNOR) are frequently observed in the city of Santa Maria, situated in the central region of Rio Grande do Sul (RS). The onset of this windstorm is characterized by strong gusts with northerly component which are accompanied by a sharp increase in temperature and abrupt drying. A methodology based on the observed behavior of the standard deviation of temperature during VNOR was successful in identifying the onset and demise of the windstorm. Additionally, the research shows the results of different micro-meteorological variables during the event. Early morning and evening atmospheric profiles exhibit an elevated mixed layer over central RS in association with the strong VNOR winds, indicating the presence of mechanically-forced mixing during nighttime hours.

**Keywords:** Vento Norte, turbulence, windstorm.

## Observações Meteorológicas do Fenômeno Vento Norte na Região Central do Rio Grande do Sul

### Resumo

Durante a estação fria, episódios de uma ventania conhecida como Vento Norte (VNOR) são frequentes na região central do Rio Grande do Sul (RS). O fenômeno é caracterizado por intensas rajadas de vento de direção norte, acompanhadas de um aumento abrupto de temperatura e acentuado secamento. O estudo aponta que uma metodologia, baseada nas observações do desvio padrão de temperatura, permite identificar o início e término do fenômeno. Adicionalmente, o estudo mostra resultados de diferentes variáveis micrometeorológicas durante a ocorrência do evento. Perfis atmosféricos de início da manhã e de início da noite exibem uma camada mistura elevada sobre o centro do RS em associação com os fortes ventos do VNOR, indicando a presença de mistura turbulenta forçada mecanicamente durante o período noturno.

**Palavras-chave:** Vento Norte, turbulência, ventania.

### 1. Introduction

Understanding the characteristic scales of motion present in the Planetary Boundary Layer (PBL) and their interactions with larger-scale phenomena is crucial for the correct description of the transport of scalar and vector quantities occurring between the surface and the atmosphere. The study of wind characteristics, such as intensity, direction, duration, and other patterns, is essential in

investigating these transport processes (Kaimal and Finnigan, 1994). As such, turbulence produced by the wind field is an important process that must be adequately parameterized in weather and climate numerical models.

Among the wind systems that can alter the regular diurnal cycle of turbulence and temperature in the PBL, are the topographically-induced circulations. Under some circumstances such winds can become particularly

intense, especially on the downslope side of elevated terrain features (Decker and Robinson, 2011; Karmosky, 2019; Elvidge and Renfrew, 2016; Durran, 2015; Whiteman, 2000). These wind systems, or windstorms, disturb the local conditions in such a way that induce anomalies in the atmospheric variables that can depart significantly from the regional climatology for a given time of the year and/or time of the day (Elvidge and Renfrew, 2016; Math, 1934; Brinkmann, 1971; Norte, 2015; Raphael, 2003; Mass and Ovens, 2019; Smith *et al.*, 2018, Liu *et al.*, 2020). In general, with the downslope windstorms, high temperatures and very dry conditions are observed (Sartori, 2003). These phenomena can last for several hours and even days, and are known for the hazards that accompany them, such as thermal discomfort, damage to residential roofs, natural fires, reduced animal and plant production, among others (Sartori, 2003).

During the cold season, occasional episodes of moderate to strong northerly winds are observed around the city of Santa Maria, located in the central depression of Rio Grande do Sul state (RS), in southern Brazil. These winds, that develop under pre-frontal environments, are known as “Vento Norte” (VNOR; Sartori, 2003; Anabor *et al.*, 2005; Chamis and Nascimento, 2012; Stefanello *et al.*, 2020). The VNOR is characterized by intense gusty winds accompanied by unseasonably high temperatures and drop in the dew points, and it affects the turbulence behavior in the PBL, impacting the transport and diffusion of scalar and vector species and evapotranspiration (Arbage *et al.*, 2008). Furthermore, the strongest episodes of VNOR affect local essential activities such as agriculture (Heldwein *et al.*, 2003).

In addition to the synoptic-scale forcing, there is strong evidence that effects associated with the local topography in the central region of RS enhance the VNOR winds in Santa Maria and vicinities (Sartori, 2003; Stefanello *et al.*, 2020; Sartori, 2016). Despite being an important regional weather system for RS state, the characteristics of the VNOR phenomenon have been little studied and documented (Sartori, 2003; Anabor *et al.*, 2005; Stefanello *et al.*, 2020; Arbage *et al.*, 2008; Sartori, 2016; Nascimento, 2018).

The main goal of this work is to describe some micrometeorological characteristics of a prolonged VNOR event as sampled by a micrometeorological tower installed in Santa Maria's. This event was selected from a number of VNOR episodes that occurred in 2018 and that were identified by the application of a set of criteria for VNOR detection on the hourly data made available by Santa Maria automated surface weather station operated by the National Institute of Meteorology (INMET). Building upon the micrometeorological analysis, a secondary goal is to identify dynamic parameters that indicate the onset and demise of the VNOR. Additionally, an analysis is conducted of the vertical profiles sampled by operational

soundings from Santa Maria Air Force Base (SBSM) before, during, and after the VNOR event.

The paper is organized as follows. Section 2 presents an overview of the detection of episodes as well as the turbulence parameters applied to the study. Section 3 offers a discussion of a VNOR case study based on dynamic, thermodynamic, and atmospheric profiles. An investigation of the behavior is carried out, classifying the onset and demise of the phenomenon.

## 2. Material and Methods

For the characterization of the VNOR event, data from the winter months of 2018 were used, measured by a sonic anemometer (IRGASON-Campbell Scientific), installed in a micrometeorological tower at 3 m high at a frequency of 10 Hz. The tower is located in an area of the Pampa ecosystem within the campus of the Federal University of Santa Maria (29.72° S, 53.76° W; elevation of 88 m), as illustrated in Fig. 1 (Roberti *et al.*, 2012).

In this study, the criteria that characterize the occurrence of an VNOR event have been modified concerning that suggested in (Chamis and Nascimento, 2012) which were based on hourly data from the automatic station of



**Figure 1** - Micrometeorological tower installed at the Santa Maria experimental site. Photography: personal collection of researcher Michel Stefanello (2017).

the INMET located in Santa Maria at 10 m in height (29.72° S, 53.72° W; elevation 103 m). The criteria used here are:

- Wind: North quadrant direction, varying between 300° (West-Northwest) and 30° (North-Northeast);
- Wind speed: average above 4 m.s<sup>-1</sup> during the period in which the wind direction is within the direction criteria presented above;
- Surface air temperature: measured above the 90th percentile of the respective time and month;
- Duration: minimum of four consecutive hours.

From these preliminary criteria, the cases of VNOR were then identified. In this situation, the magnitude of the average velocity of 4 m.s<sup>-1</sup> was a criterion used to identify potential events for VNOR. It is important to note that this magnitude of the wind is small to be considered a windstorm. However, during episodes of VNOR the gusts of wind, which overlap this average value (mean wind speed in 3 s, not analyzed in this study) are typically above 10 m.s<sup>-1</sup>, with extreme cases exceeding 25 m.s<sup>-1</sup> (Sartori, 2003; Chamis and Nascimento, 2012).

The procedure for identifying the events of VNOR was carried out for the winter of 2018 in Santa Maria using data from the micrometeorological tower. The episode that took place between 19 and 20 July 2018 was chosen for the study. The longest in the winter, this event lasted 22 h and 25 min, which allows a detailed analysis of the turbulent flow during the windstorm to be performed in a complete daytime cycle.

The evolution of meteorological variables and turbulent parameters was determined using a time window of 5 min. The eddy covariance technique was used to characterize the surface turbulence structure and the friction velocity ( $u_*$ ). The friction velocity is defined mathematically by the following expression (Panofsky and Dutton, 1984):

$$u_* = \left( \overline{w'u'^2} + \overline{w'v'^2} \right)^{1/4}$$

where  $\overline{w'u'}$  and  $\overline{w'v'}$  define the turbulent momentum flux in the direction of the  $u$  and  $v$  components of the wind vector, respectively.

The sensible heat flux is defined by:

$$H = \rho C_p \overline{w'T'}$$

where  $\rho$  represents the density of the air,  $C_p$  the specific heat of the air at constant pressure, and  $\overline{w'T'}$  the covariance between temperature and vertical velocity component.

The kinetic energy of the turbulence was calculated using the following equation:

$$TKE = \frac{1}{2} (\sigma_u^2 + \sigma_v^2 + \sigma_w^2)$$

where  $\sigma_u$ ,  $\sigma_v$ ,  $\sigma_w$  are the standard deviations of the components  $u$ ,  $v$  and  $w$  of the wind velocity.

Upper air data from 00 UTC and 12 UTC operational soundings conducted at SBSM (29.71° S, 53.69° W; elevation 85 m) during the VNOR episode were also analyzed to characterize the prevailing atmospheric conditions in terms of stability and wind profile. The Sounding and Hodograph Analysis and Research Program in Python (SHARPPy; Blumberg *et al.*, 2017) package was used to produce the thermodynamic diagrams for the soundings.

### 3. Results and discussion

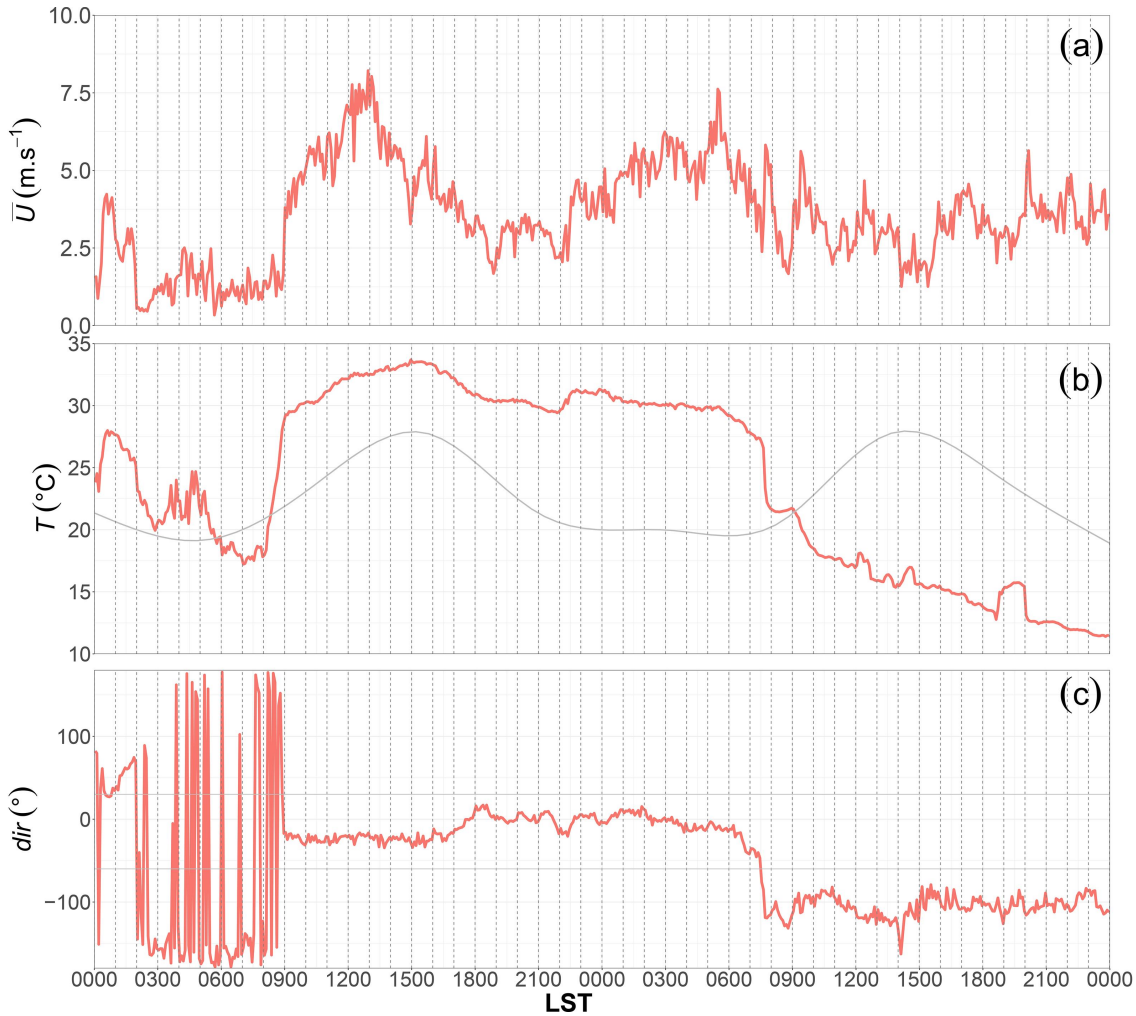
#### 3.1. Dynamic and thermodynamic analysis during VNOR

Figure 2 shows the temporal evolution of meteorological variables during the prolonged episode of VNOR. The average wind speed ( $U$ ) (Fig. 2a) increases significantly around 09:00 LST (Local Standard Time = UTC - 3 h) at the onset of the VNOR event. The average wind speed magnitudes remain high, with the highest values around 6 m.s<sup>-1</sup> occurring between 10:00 and 14:00 LST. As a comparison, in the study by Arbage *et al.* (2008), using data measured in a micrometeorological tower installed in Paraíso do Sul (29.74° S, 53.14° W) speeds of 7 m.s<sup>-1</sup> were observed. In the period between 17:30 and 22:30 LST of the first day, the wind speed decreased ( $U \sim 3$  m.s<sup>-1</sup>), however, this value is still high when compared to the average ( $U \sim 1.5$  m.s<sup>-1</sup>) observed in the morning preceding the episode of VNOR (02:00 to 09:00 LST).

The second meteorological variable analyzed is the temperature ( $T$ ), shown in Fig. 2b. This Figure makes it possible to identify an abrupt increase in temperature on the first day of the VNOR episode, occurring at 09:00 LST and exceeding the 90th percentile of the month 08:25 LST. This sharp increase in temperature coincides with the magnitude's intensification and the change in the wind direction (Fig. 2c). In this respect, it can be seen that at 09:00 LST on July 19, 2018, the wind acquires a vital North component, slightly inclined in the North-Northwest quadrant (meteorological angle of 343°) that remains in this until 07:30 LST on July 20, 2018.

Even in the winter period, the temperature, which local average is 13.4 °C (Climate Standards-INMET), exceeds 30 °C. Therefore, the daily temperature cycle is disturbed by the establishment and consolidation of airflow, originating from the North direction, with temperature values remaining almost constant and high for the event entire period. At the end of the prolonged VNOR event, there is a noticeable drop in temperature, on the order of 9 °C, at 08:00 LST, falling below the 90th percentile after 08:15 LST. Likewise, there is a marked variation in the direction of the wind in the West-Southwest direction.





**Figure 2** - Average time series of 5 min for the VNOR event, from 19 to 20 July 2018. (a) average wind speed, (b) temperature and 90th percentile [gray], and (c) wind direction.

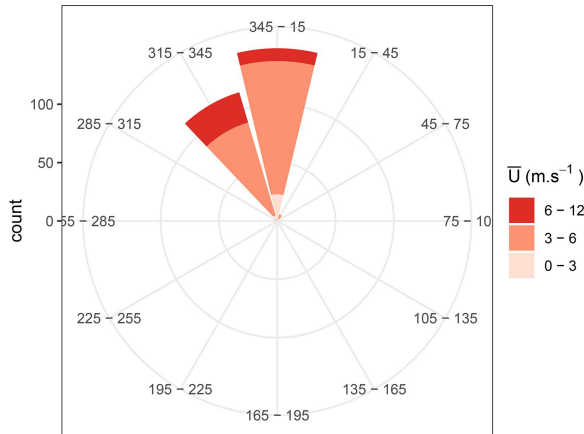
Additionally, as shown in Fig. 3, the predominant wind direction during the VNOR is fixed within the West-Northwest quadrant, oscillating around the average of 349°. The most intensity of the wind occurs in the Northwest direction (315° and 345°), while the highest frequency is in the North direction (345° and 15°). This flow pattern is different from that which usually occurs in the winter period.

Intense fluctuations in turbulent speed characterize the VNOR phenomenon. This characteristic encourages the observation and investigation of different turbulent statistical parameters associated with this natural flow pattern. This information on the VNOR turbulence can be used in pollutant dispersion models, in the generation of wind energy, and in crops (Heldwein *et al.*, 2003). The turbulent statistical parameters associate a episode VNOR are shown in Fig. 4. Figure 4a, shows the variance of the

vertical wind component ( $\sigma_w^2$ ). This magnitude demonstrates an intensification of turbulent activity. In this case, the high average values are in the order of 0.5 m.s<sup>-1</sup>. The highest values of  $\sigma_w^2$  are around 0.6 m.s<sup>-1</sup>, which occur in the initial period of the phenomenon 08:50 to 12:00 LST.

Figure 4b, shows the standard deviation of the temperature ( $\sigma_T$ ). This statistical quantity has an extended period (between the peaks at 08:45 LST of July 19, 2018 and 07:40 LST of July 20, 2018) with low rates of variability ( $\sigma_T < 0.5$  °C). The following reason can explain the low variability of  $\sigma_T$ : the prolonged event of air advection with high temperature (practically constant) and significant speeds does not allow strong fluctuations to occur in this scalar quantity. Analyzing the behavior of  $\sigma_T$ , it can be seen that this statistical quantity clearly and objectively marks the onset and demise of the VNOR. This result follows the analysis carried out by Stefanello *et al.* (2020).





**Figure 3** - Compass rose for an extended event of VNOR, from 08:50 LST from July 19, 2018 to 07:25 LST from July 20, 2018.

These authors, investigating a case of VNOR, found that  $\sigma_T$  is an indicator that can be chosen to determine the onset and demise of an episode VNOR.

Large fluctuations at night, before detecting VNOR can be seen in the standard deviation of temperature. This period is characterized by the presence of low magnitudes of wind speed. It is possible to speculate that such values of  $\sigma_T$  are possibly associated with the downward propagation of the flow, which tends to disturb the stable boundary layer (SBL) located near the surface (Stefanello *et al.*, 2020). An attempt is made to reconcile the higher levels of the PBL with the surface.

Figure 4c shows the turbulent kinetic energy (TKE). It is noticed the growth of the production of turbulent mechanical energy during the phenomenon. Therefore, the ability to mix vector and scalar species during the event is very significant. In this case, the average value of  $1.2 \text{ m}^2.\text{s}^{-2}$  is well above the observed standard of  $0.24 \text{ m}^2.\text{s}^{-2}$  (average value for July 2018). An important velocity scale of the Surface Boundary Layer is the friction velocity ( $u_*$ ). Fig. 4d shows that this velocity scale follows the turbulent kinetic energy. During the event,  $u_*$  grows substantially, reaching an average value of  $0.5 \text{ m.s}^{-1}$ . According to Garratt (1994), this value is a characteristic of the Neutral Boundary Layer. Therefore, it can be seen that the VNOR substantially disturbs the turbulent structure of the PBL.

Figure 4e shows the time evolution of the sensible heat flux ( $H$ ). On the first day of the VNOR, the  $H$  shows a peak at midday. Typically, this peak occurs at midday, in a Convective Boundary Layer (Stull, 1988). It can be seen from the figure that the positive  $H$  is shorter than typically observed (Stull, 1988). Therefore, in the presence of VNOR, the cooling of the PBL during the day is caused by mechanical turbulence (Arbage *et al.*, 2008).

Note that this sensible heat flux decreases in the afternoon and becomes negative well before sunset. From

the physical point of view, this behavior of the negative sensible heat flux, occurring well before the day-night transition, can be explained by the strong advection of warm air. In regions above the surface, the high air temperature, due to the effect of turbulence, tends to decrease the sensible heat flux caused by the high temperature of the air next to the ground.

From the discussion above, the turbulent statistical parameters, through their main characteristics, indicate the phenomenon period of occurrence. However, the strong effect on the variable  $\sigma_T$  (Fig. 4b) selects this parameter as a clear indicator of the onset and demise of the VNOR phenomenon.

Figures 2 to 4 show that the onset and demise of the prolonged VNOR event are strongly marked by evident variations in meteorological and micrometeorological variables. At 08:50 LST on the first day of the event, it is possible to observe a significant increase in speed in the predominant North/Northeast direction and increase surface temperature. These characteristics suggest that this is the onset of the phenomenon. The observed pattern is under the same phenomenon studied by Chamis and Nascimento (2012), which indicates that 70% of the episodes of VNOR start in the period from 00:00 to 10:00 LST. Such occurrence behavior can be linked to stability conditions (Chamis and Nascimento, 2012). On the other hand, these characteristics disappear at 07:25 LST on the second day of the event and mark the phenomenon's end.

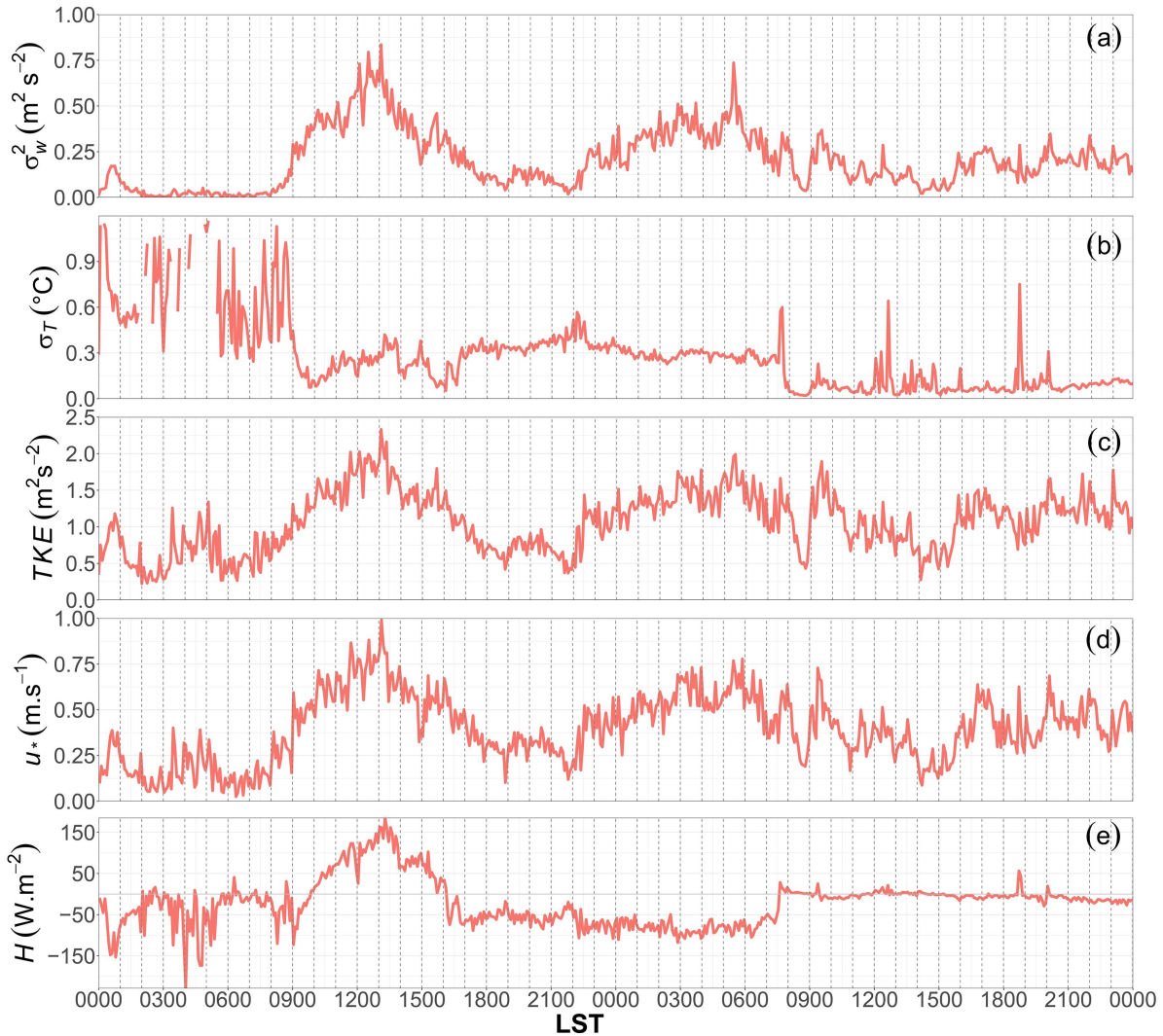
Figure 5 shows the relationship between the horizontal components of the wind (not rotated) and the surface temperature for the initial and final period of the VNOR episode.

Figure 5a shows two distinct wind patterns. The first, which occurs before the arrival of the surface phenomenon, characterized by low magnitudes of wind (order of  $1.5 \text{ m.s}^{-1}$ ) and air with a temperature below  $20 \text{ }^\circ\text{C}$ . The second moment, which shows the onset of the episode of VNOR, identified by higher temperatures and higher wind speed. This transition between the two patterns occurs in short periods in which the temperature changed markedly.

The end of the VNOR event is represented in Fig. 5b. This end occurs after 22 h and 25 min from its onset and is marked by a smoother transition, when compared to its onset, presenting a decrease in temperature of approximately  $7 \text{ }^\circ\text{C}$ , with the wind components decreasing in magnitude, in less than an hour.

### 3.2. Atmospheric profiles over Santa Maria-RS during VNOR

Additional information regarding the VNOR event is obtained from the atmospheric profiles observed over Santa Maria-RS. The twice-daily operational soundings carried out between 00 UTC (21:00 LST) on July 18, 2018 and 12 UTC (09:00 LST) on July 20, 2018, at SBSM are shown in Figs. 6 and 7.



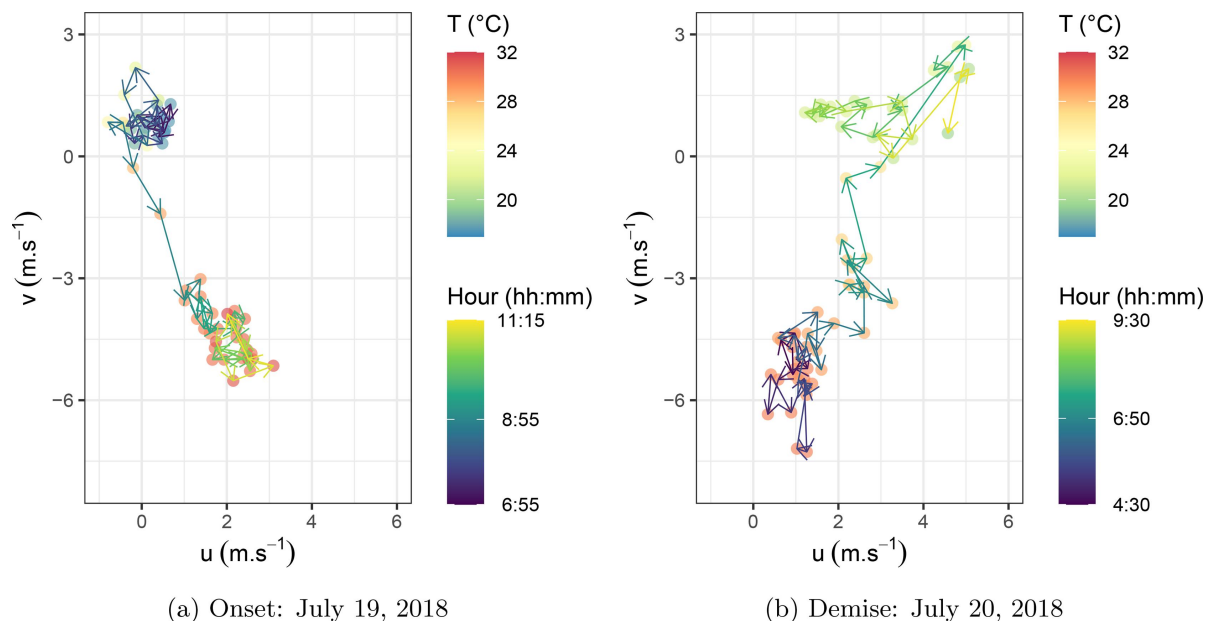
**Figure 4** - Average time series of 5 min for the prolonged VNOR event in the city of Santa Maria/RS, during the period from 19 to 20 July 2018. (a) variance of the vertical component of the wind, (b) standard deviation of the temperature, (c) turbulent kinetic energy, (d) friction velocity, (e) sensible heat flux.

Figure 6a shows the atmospheric profile hours before the start of VNOR. A dry air mass is in place, but with near saturation conditions at the surface, under a thermal inversion. Moreover, weak to calm surface winds suggesting that the formation of nighttime radiative fog was imminent (albeit not confirmed by the corresponding SBSM METAR reports).

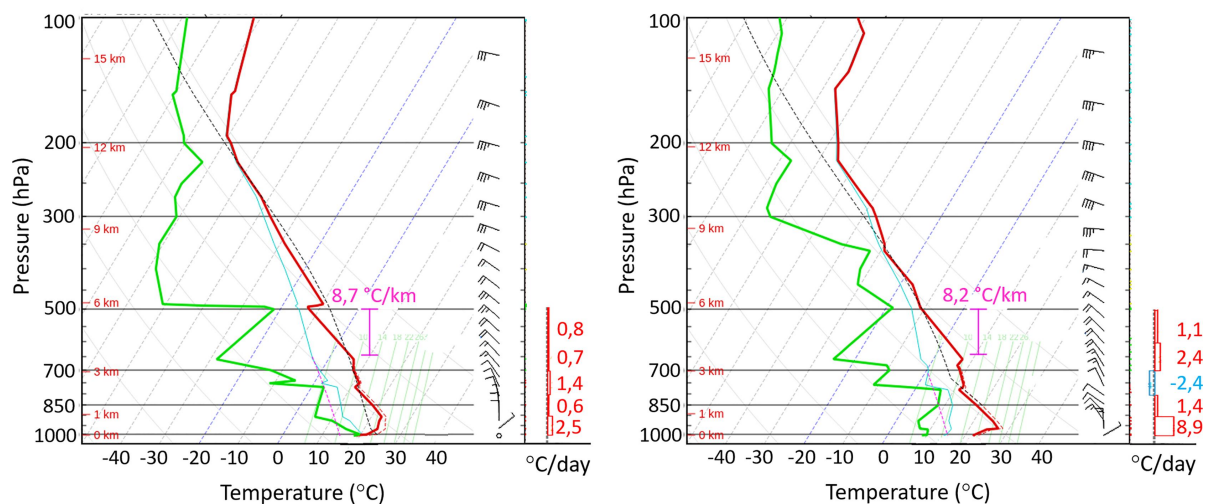
The same sounding exhibits northerly winds promoting warm but dry advection at the top of the thermal inversion, located around 900 hPa. It is relevant to mention that Santa Maria is located in a depression, just south of an escarpment with a fairly abrupt 300 m drop in altitude. The moisture supply for the near fog conditions was limited to a very shallow surface-based layer below 300 m

(i.e., dammed in the depression), not affected by the moderately strong northerly winds just above, blowing from the elevated terrain. Immediately above the thermal inversion, a layer displaying significant mixing (i.e., a lapse rate very close to the dry-adiabat, and near-constant water vapor mixing ratio) extended up to about 750 hPa, characterizing, approximately, an elevated mixed layer (EML). This feature indicates that the northerly winds overrunning the stable nocturnal PBL over Santa Maria promoted mechanically-induced turbulence aloft, in a fashion similar to that described in Stensrud (1993).

The sounding launched in the morning (09:00 LST) of the following day (Fig. 6b), reported a surface temperature of 22 °C, which is much lower than the temperature



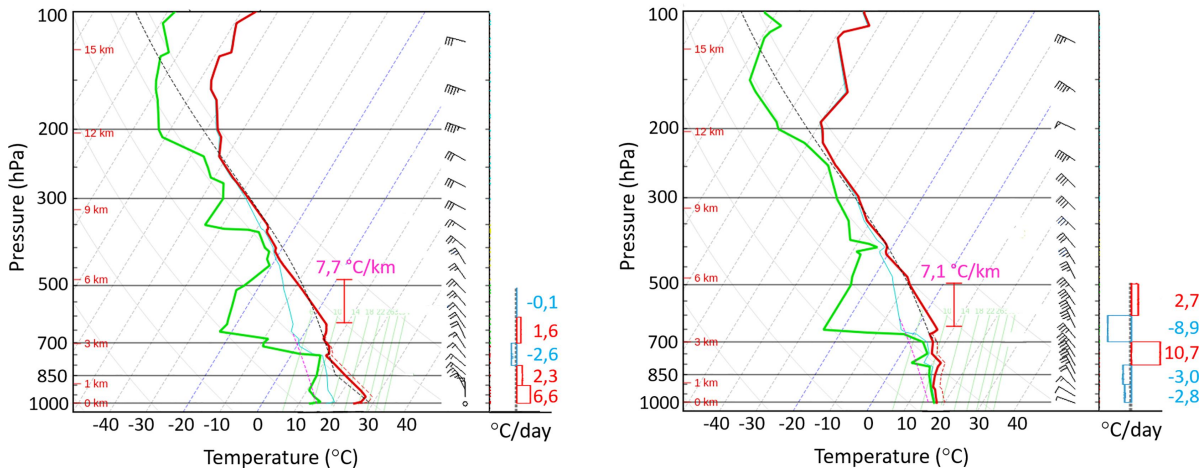
**Figure 5** - The initial and final path of VNOR event about horizontal wind and temperature components.



**Figure 6** - Skew-T diagrams of atmospheric soundings from SBSM at (a) 21:00 LST on July 18, 2018 and (b) 09:00 LST on July 19, 2018. The profile of air temperature [dew point temperature] is indicated by the red [green] line; barbs indicate the wind in  $\text{m.s}^{-1}$ . The environmental lapse rate for the most unstable layer is also reported (in  $^{\circ}\text{C.km}^{-1}$ ), as well as the temperature advection inferred from the vertical wind shear for five consecutive layers of 100 hPa depth from surface to 500 hPa, in  $^{\circ}\text{C.day}^{-1}$  (rectangles in the lower right corner of the diagrams)

reported at the same time by the micrometeorological tower. This discrepancy can be explained by the fact that the weather balloon is actually launched tens of minutes before 09:00 LST. This lag can also explain the surface winds of about  $5 \text{ m.s}^{-1}$  from east-northeast reported by the sounding, i.e., preceding the abrupt change in the wind direction observed close to 09:00 LST by the micrometeorological tower.

The same profile displays stronger northerly winds just above the surface, within the thermal inversion layer. At this time, the wind profile satisfied the definition of a low-level jet according to the criteria of [Oliveira, et al. \(2018\)](#). Compared to the previous sounding, the base of the EML is lower and the PBL is drier. It is interesting to notice that the EML, if extrapolated to the ground, would induce temperatures of about  $30^{\circ}\text{C}$  on the surface, con-



**Figure 7** - Skew-T diagrams of atmospheric soundings from SBSM at (a) 21:00 LST on July 19, 2018 and (b) 9:00 LST on July 20, 2018. The profile of air temperature [dew point temperature] is indicated by the red [green] line; barbs indicate the wind in  $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ . The environmental lapse rate for the most unstable layer is also reported (in  $^{\circ}\text{C}\cdot\text{km}^{-1}$ ), as well as the temperature advection inferred from the vertical wind shear for five consecutive layers of 100 hPa depth from surface to 500 hPa, in  $^{\circ}\text{C}\cdot\text{day}^{-1}$  (rectangles in the lower right corner of the diagrams).

sistent with the temperature measured in the micrometeorological tower at 09:00 LST (Fig. 2b).

All these factors combined strongly suggest that the turbulence mechanically induced by the strong northerly winds in the EML was responsible for eroding the SBL from above throughout the early morning hours, until the warm and dry winds from north were finally detected at the surface, effectively characterizing the onset of the VNOR. This sequence of events is consistent with the presence of topographic features like the one in which Santa Maria is situated, comprising a sharp transition from a plateau to a depression perpendicular to the winds (e.g., Stensrud, 1993). Figure 6b also shows a significant intensification of the warm advection in the lowest layer, approaching  $9^{\circ}\text{C}\cdot\text{day}^{-1}$ .

The July 19th evening sounding (Fig. 7a) reveals the persistence of north and northwest winds in the lower troposphere and warm advection below 800 hPa. The layer between the surface and 850 hPa is warmer and drier than that observed 24 h before, because the base of the EML is closer to the surface. These aspects indicate a greater difficulty in establishing a nocturnal SBL in the presence of enhanced turbulence mechanically forced by the intense north winds. Still, a very shallow surface-based thermal inversion develops, and this is consistent with the weaker and more variable surface winds observed in the night hours when compared to the morning and afternoon hours of July 19th, 2018 (see Fig. 2a).

Finally, Fig. 7b shows the SBSM sounding valid at 09:00 LST of July 20th, 2018, a few hours after the demise of the VNOR, which occurred at 07:25 LST. The winds acquire a more intense westerly component in the layer from the surface to 850 hPa, and promote cold advection. The lower-tropospheric thermodynamic profile is also

substantially different from that observed in the previous sounding, with a drop in temperature and saturated, or near saturated, conditions. Although not a typical atmospheric profile of a frontal system, there is a clear change in air mass characteristics over Santa Maria at this time.

#### 4. Conclusions

In this paper, the turbulent characteristics of a prolonged episode of VNOR in July 2018 in the central region of RS were analyzed. The study employs high frequency (10 Hz) measurements of wind and temperature at an experimental site at the Federal University of Santa Maria.

The data analyzed in this study show that the average wind speed displayed magnitudes greater than  $4\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$  and direction varied between  $315^{\circ}$  at  $15^{\circ}$  during the VNOR episode. Temperatures surpassed  $28^{\circ}\text{C}$  during the entire event, with peak temperatures above  $32^{\circ}\text{C}$  in the afternoon hours, being substantially above the climatological average for July in Santa Maria ( $13.4^{\circ}\text{C}$ ; Climate Standards-INMET). The VNOR winds caused sharp changes in the magnitudes of the turbulent micrometeorological parameters. Quantities such as sensible heat flux, velocity variances, friction velocity, and *TKE* displayed robust magnitudes during the occurrence of VNOR for the day, mainly in the early morning and in the morning/afternoon transition. Therefore, the VNOR enhances the mixing of scalar and vector quantities in the PBL.

The standard deviation of temperature was the best micrometeorological indicator to define the onset and the demise of the VNOR phenomenon. A sharp and short-lived increase in this parameter was detected at the start of the VNOR, followed by a low standard deviation while



constantly high temperatures persisted during the event. At the end of the VNOR, another short-lived peak in the standard deviation was characterized, associated with the abrupt drop in temperature.

The atmospheric profiles sampled by the twice-daily operational soundings from SBSM also provided relevant information to understand the nature of the VNOR winds. Hours prior to the VNOR, a shallow nocturnal SBL, including weak winds and a surface-based thermal inversion, was in place in Santa Maria, with the surface being nearly saturated. The depth of the thermal inversion was comparable to the height of the terrain elevation situated just north of the city, suggesting the damming of colder air along the depression. Overrunning the SBL, warm and relatively strong northerly winds were observed, with an accompanying EML. Around the time of the VNOR onset, in the morning of July 18th, the northerly winds and the base of the EML were located much closer to the surface. This suggests that mechanically induced mixing coming from aloft was, to a large extent, responsible for the warming and drying of the PBL in Santa Maria, and that the onset of the VNOR event was associated with the mixing becoming recoupled to the surface. The EML persisted during the entire VNOR event, until low-level westerly winds associated with cold advection ended the VNOR winds. Additional studies involving high-resolution numerical simulations of actual VNOR events should address with more details the PBL evolution described above, including sensitivity to PBL parameterization schemes.

### Acknowledgments

This work was carried out with the support of the Federal Institute Farroupilha (IFFar), Graduate Program in Meteorology at the Federal University of Santa Maria (UFSM), and the Coordination for the Improvement of Higher Education Personnel - Brazil (CAPES) - Financing Code 001.

### References

- ANABOR, V.; ACEVEDO, O.; MORAES, O. Circulações termicamente induzidas na depressão central do Rio Grande do Sul. Parte I: intensificação noturna do Vento Norte. *Ciência & Natura* p. 391-395, 2005.
- ARBAGE, M.; DEGRAZIA, G.; WELTER, R.; ROBERTI, D.; ACEVEDO, O.; *et al.* Turbulent statistical characteristics associated to the North Wind phenomenon in southern Brazil with application to turbulent diffusion. *Physica A: Statistical Mechanics and its Applications*, v. 387, n. 16, p. 4376-4386, 2008.
- BLUMBERG, W.; HALBERT, T.; SUPINIE, P.; MARSH, R.; THOMPSON, J. SharpPy: An open-source sounding analysis toolkit for the atmospheric sciences. *Bulletin of the American Meteorological Society*, v. 98, n. 8, p. 1625-1636, 2017.
- BRINKMANN, W. What is a Foehn? *Weather*, Wiley Online Library, v. 26, n. 6, p. 230-240, 1971.
- CHAMIS, M.; NASCIMENTO, E. Condições atmosféricas associadas a episódios de “Vento Norte” na região central do RS. *Anais - XVII Congresso Brasileiro de Meteorologia*, 2012.
- DECKER, S.; ROBINSON, D. Unexpected high winds in northern new jersey: a downslope windstorm in modest topography. *Weather and forecasting*, v. 26, n. 6, p. 902-921, 2011.
- DURRAN, D. Mountain meteorology - Downslope winds. In: *Encyclopedia of Atmospheric Sciences* (Second Edition). Oxford: Academic Press, 2015.
- ELVIDGE, A.; RENFREW, I. The causes of foehn warming in the lee of mountains. *Bulletin of the American Meteorological Society*, v. 97, n. 3, p. 455-466, 2016.
- GARRATT, J. The atmospheric boundary layer. *Earth-Science Reviews*, v. 37, n. 1-2, p. 89-134, 1994.
- HELDWEIN, A.; STRECK, G.; BURIOL, M.; SANDRI, G.; TRENTIN, R.; *et al.* Frequência de ocorrência de ventos fortes em Santa Maria, RS. *Revista Brasileira de Agrometeorologia*, v. 11, n. 2, p. 285-291, 2003.
- KAIMAL, J.; FINNIGAN, J. *Atmospheric Boundary Layer Flows: Their Structure And Measurement*. Oxford University Press, 1994.
- KARMOSKY, C. Surface melt on ross ice shelf interior during a downsloping wind event. *Preprints*, 2019.
- LIU, Y.; DI, P.; CHEN, S.; CHEN, X.; FAN, J.; *et al.* Climatology of Diablo Winds in northern California and their relationships with large-scale climate variabilities. *Climate Dynamics*, p. 1-22, 2020.
- MASS, C.; OVENS, D. The northern California wildfires of 8-9 october 2017: The role of a major downslope wind event. *Bulletin of the American Meteorological Society*, v. 100, n. 2, p. 235-256, 2019.
- MATH, F. Battle of the Chinook wind at Havre, Mont. *Monthly Weather Review*, v. 62, n. 2, p. 54-57, 1934.
- NASCIMENTO, E. Ventanias com forçante topográfica no centro do Rio Grande do Sul: Estudo de caso do Vento Norte via modelagem numérica. *Anais - XX Congresso Brasileiro de Meteorologia*, p. 2367-2377, 2018.
- NORTE, F. Understanding and forecasting zonda wind (andean foehn) in argentina: a review. *Atmospheric and Climate Sciences*, 2015.
- OLIVEIRA, M.; NASCIMENTO, E.; KANNENBERG, C. A new look at the identification of low-level jets in south America. *Monthly Weather Review*, v. 146, n. 7, p. 2315-2334, 2018.
- PANOFSKY, H.; DUTTON, J. *Atmospheric Turbulence*. New York: Interscience, 1984.
- RAPHAEL, M. The Santa Ana winds of California. *Earth Interactions*, v. 7, n. 8, p. 1-13, 2003.
- ROBERTI, D.; ACEVEDO, O.; MORAES, O. A brazilian network of carbon flux stations. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, Wiley Online Library, v. 93, n. 21, p. 203-203, 2012.
- SARTORI, M. Gênese e características do Vento Norte regional em Santa Maria/RS. *Anais - Simpósio Brasileiro de Geografia Física e Aplicada*, v. 10, 2003.

- SARTORI, M. **O Vento Norte**. Santa Maria: DR Publicidade Editora, ISBN: 978-85-66301-69-4, 2016.
- SMITH, C.; HATCHETT, B.; KAPLAN, M. A surface observation based climatology of Diablo-Like winds in California's wine country and western Sierra Nevada. **Fire**, v. 1, n. 2, p. 25, 2018.
- STEFANELLO, M.; NASCIMENTO, E.; ROSA, C.; DEGRAZIA, G.; MORTARINI, L.; *et al.* A micrometeorological analysis of the Vento Norte phenomenon in southern Brazil. **Boundary-Layer Meteorology**, Springer, v. 176, n. 3, p. 415-439, 2020.
- STENSRUD, D. Elevated residual layers and their influence on surface boundary-layer evolution. **Journal of Atmospheric Sciences**, v. 50, n. 14, p. 2284-2293, 1993.

- STULL, R. **An Introduction To Boundary Layer Meteorology**. London: Springer Science & Business Media, 1988.
- WHITEMAN, C. **Mountain Meteorology: Fundamentals And Applications**. Oxford: Oxford University Press, 2000.

### Internet Resources

Climate Standards-INMET, <https://portal.inmet.gov.br/normais>.

License information: This is an open-access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution License (type CC-BY), which permits unrestricted use, distribution and reproduction in any medium, provided the original article is properly cited.

## 4 ARTIGO 2: REGIONAL-SCALE METEOROLOGICAL CHARACTERISTICS OF THE VENTO NORTE PHENOMENON OBSERVED IN SOUTHERN BRAZIL

Environmental Fluid Mechanics  
<https://doi.org/10.1007/s10652-022-09855-4>

ORIGINAL ARTICLE



### Regional-scale meteorological characteristics of the Vento Norte phenomenon observed in Southern Brazil

Cinara Ewerling da Rosa<sup>1,2</sup>  · Michel Stefanello<sup>1</sup> · Douglas Stefanello Facco<sup>3</sup> · Débora Regina Roberti<sup>1</sup> · Fábio Diniz Rossi<sup>4</sup> · Ernani de Lima Nascimento<sup>1</sup> · Gervásio Annes Degrazia<sup>1</sup>

Received: 9 June 2021 / Accepted: 20 March 2022  
© The Author(s), under exclusive licence to Springer Nature B.V. 2022

#### Abstract

The sudden increase in air temperature associated with strong gusty winds of northerly direction is a phenomenon occasionally observed during the cold season in the central region of Rio Grande do Sul (RS) state, located in extreme southern Brazil. This geophysical flow, which is known as Vento Norte (VNOR; Portuguese for “North Wind”), promotes temperature variations that depart significantly from the local cold-season climatology. In this study, eleven years of surface meteorological observations collected at seven weather stations distributed over central RS are employed to investigate the regional extension of the effects of the VNOR windstorm. The analysis revealed that the sharp increase in temperature and in wind magnitude caused by VNOR is observed over a rather wide region of central RS. However, it is in the vicinities of the city of Santa Maria, located just south of an abrupt drop in terrain elevation, that the most intense VNOR effects are observed suggesting a downslope enhancement of the windstorm. A detailed investigation of the meteorological data also showed that the duration of the VNOR windstorm is well correlated with the magnitude of the maximum wind gusts, with the most intense VNOR events also lasting longer. VNOR events occur more frequently in the period between the morning (0700 LST) and early afternoon (1400 LST). The onset of the windstorm is detected predominantly during overnight and morning hours, with 70% of VNOR cases initiating between 0000 and 1000 LST. Regarding the VNOR demise, 66% of the windstorms dissipate between early afternoon and early evening hours (1200–1900 LST). Results from this study are applicable in the areas of atmospheric diffusion and local weather forecasting.

**Keywords** Vento Norte · Downslope windstorms · Regional meteorology · Topography effect

---

✉ Cinara Ewerling da Rosa  
[cinara.rosa@iffarroupilha.edu.br](mailto:cinara.rosa@iffarroupilha.edu.br)

<sup>1</sup> Departamento de Física, Universidade Federal de Santa Maria, Santa Maria, RS, Brazil

<sup>2</sup> Instituto Federal Farroupilha, São Vicente do Sul, RS, Brazil

<sup>3</sup> Research Center on Remote Sensing and Meteorology, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, RS, Brasil

<sup>4</sup> Instituto Federal Farroupilha, Alegrete, RS, Brazil

## 1 Introduction

Synoptic patterns and mesoscale circulations can strongly influence the characteristics of meteorological flows in the planetary boundary layer (*PBL*) [10, 28]. Specifically, topographically-induced mesoscale circulations can promote changes in near-surface turbulent fluxes of momentum, heat, humidity, and pollutants even at regional scales. In addition, downslope wind phenomena require particular attention because their strong winds most often generate severe turbulence [4, 9, 14–16, 18, 21, 23, 26, 27]. Moreover, due to their interaction with topographic features on scales that vary from several kilometers to the smallest turbulent eddies [7], downslope windstorms represent an important challenge to weather forecasting.

Meteorological observations of topographically-induced windstorms are generally incomplete to describe adequately their regional extension because atmospheric measurements of these wind systems are usually available only at few sparse locations. As a consequence, it is often difficult to investigate the horizontal scale of the phenomenon [6, 11].

The sloping topography that exists just to the north of the city of Santa Maria (*SM*), in the central region of the state of Rio Grande do Sul (*RS*)—southern Brazil, and that separates the plateau to the north from the central depression to the south, strongly influences the wind flow and distinct meteorological variables (i.e., air temperature, relative humidity, and atmospheric pressure) in the region [24, 25, 27]. In the cold season, especially in the months of June, July and August, occasional episodes of locally-strong warm and dry northerly winds can occur, with air presenting low relative humidity and associated with pre-frontal meteorological conditions. This particular windstorm, typical of the *SM* region, is known as the Vento Norte (*VNOR*; Portuguese for “North Wind” [1, 3, 22, 24, 27]). The onset of the *VNOR* disrupts substantially the normal diurnal cycle of the atmospheric variables, including a sharp increase in temperature during overnight hours [27]. This cold-season northerly wind system that can persist for several hours promotes low-level warm and dry advection over the region and changes abruptly the local weather conditions.

The archetypal synoptic forcing in which the *VNOR* winds develop consists of cyclogenesis in the La Plata Basin and a high pressure system of the coast of southern Brazil, promoting a synoptic-scale horizontal pressure gradient that favors winds from the north [3, 27]. The strong winds of the *VNOR* influence the evapotranspiration of different agricultural crops [13] and the dispersion of air pollution, affecting health and other relevant sectors [3, 23]. Consequently, this topographical flow and its characteristics play an essential role in agriculture. Additionally, the *VNOR* generates thermal discomfort to the local population and can cause damage to roofings and engineering structures [24]. As a consequence, observations of this windstorm are important for several applications. Particularly, determining its spatial extent and the magnitude of variation in meteorological variables are key to predict local weather. Although this complex natural flow is often present in the cold season of *SM*, few observational studies and detailed modelling about its behavior on regional scales have been carried out.

Using hourly atmospheric observations measured by seven automatic weather stations surface, this study aims to describe the meteorological aspects associated with the *VNOR* event in a large portion of *RS*, in southern Brazil. More specifically, observations of wind speed and direction, air temperature, relative humidity and surface pressure covering a period of eleven years are employed to investigate the basic characteristics of the *VNOR*. An additional aim is to compare the characteristics of the phenomenon occurring in *SM* with those observed in neighboring regions.



The paper is organized as follows. Initially, in Sect. 2 the study region is presented, as well as the observational data and meteorological variables used. Section 3 describes the *VNOR* characterization. Section 4, using observed cases of *VNOR*, displays bounded regional averages of meteorological variables obtained from dynamic and thermodynamic analyzes. Section 5 presents a statistical analysis of the *VNOR* phenomenon at the *SM*. Finally, in Sect. 6 an overview of climatological parameters is presented for periods with and without interference from the *VNOR* phenomenon. The conclusions are presented in Sect. 7.

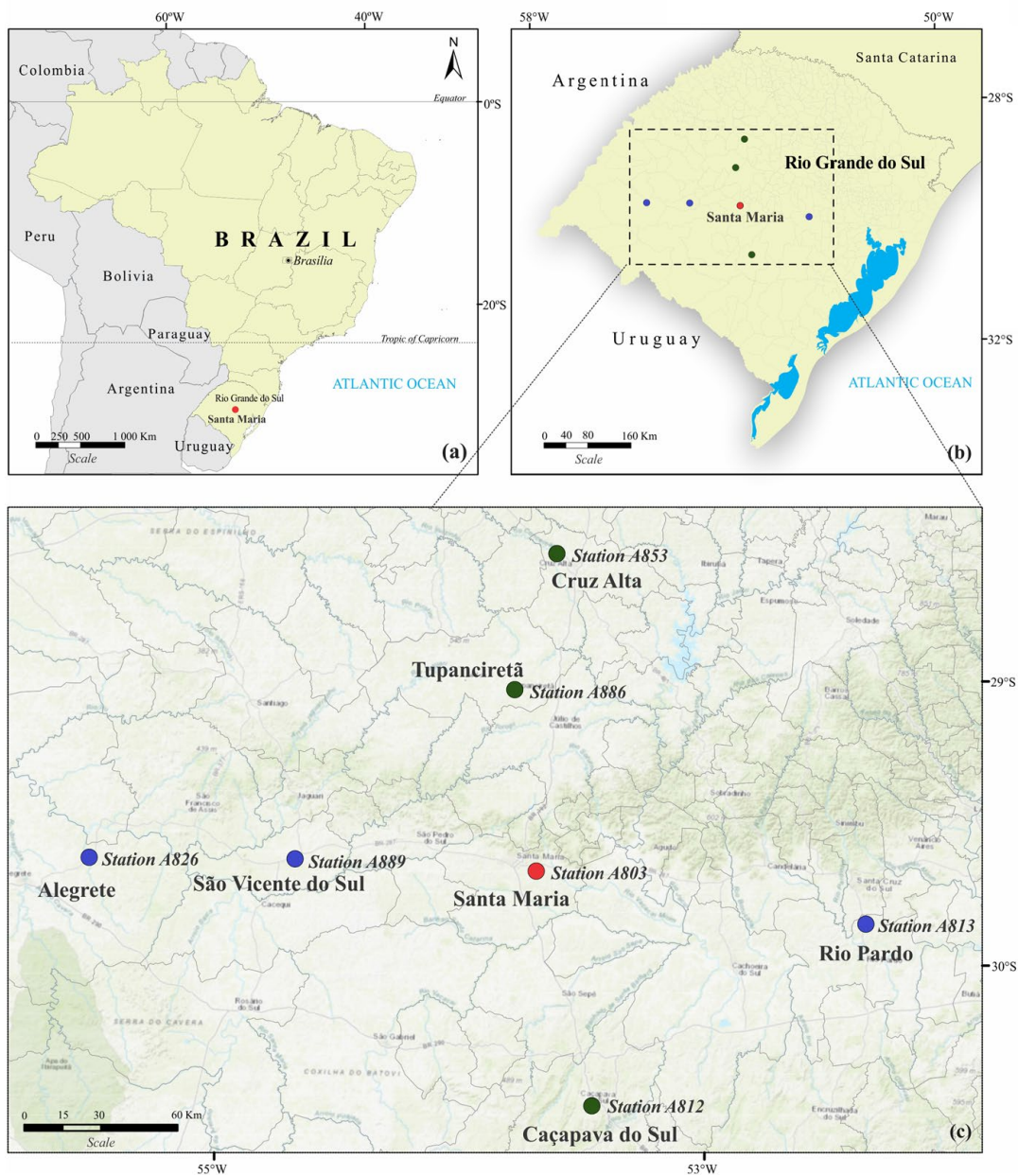
## 2 Data and methods

The geographical domain of this study is located in southern Brazil, in the region of the state of *RS*, between latitudes 28°36' and 30°32'S, and longitudes 52°22' and 55°31'W (Fig. 1).

Data from seven automated weather stations from the Brazilian National Institute of Meteorology (*INMET*) were used in this study (data available at <https://tempo.inmet.gov.br/>). The geographical coordinates and terrain elevation of the weather stations are informed in Table 1. The surface observations made available by these stations are compliant with the World Meteorological Organization specifications. This means that wind speed and direction are measured at 10-m above ground level (*AGL*) and refer to an average performed in the 10 min interval that precedes the top of each hour. The hourly reports of wind gusts refer to the maximum 3-s gust detected in the preceding hour, but with no information regarding its direction nor the exact time of its occurrence within the respective 1 hour period. Air temperature, relative humidity and atmospheric pressure are measured at 2-m *AGL*, with the hourly reports representing averages performed in the 1 min interval preceding the top of each hour, and will be referred to as instantaneous measurements. Maximum and minimum values of these three scalar variables are also reported hourly, representing their respective extreme values observed in the preceding hour. The period of study consists of eleven consecutive austral (astronomical) winters from 2009 to 2019.

The station in the city of *SM* is located in the central portion of *RS* state and, therefore, in this study, it will be considered representative of the so called central section (section  $S_c$ ; Fig. 1 [Station A803—indicated with a red circle]). Using section  $S_c$  as a central point, the area of investigation is divided into two sections: the meridional section, that comprises weather stations situated along a meridionally-oriented line passing through *SM* and that includes Cruz Alta (*CRA*; Station A853), Tupanciretã (*TUP*; Station A886), and Caçapava do Sul (*CAP*; Station A812) (referred to as section  $S_m$ ; Fig. 1 [indicated with green circles]); and the zonal section, with weather stations situated along a zonally-oriented line passing through *SM*, including Alegrete (*ALG*; Station A826), São Vicente do Sul (*SVS*; Station A889), and Rio Pardo (*RPA*; Station A813) (referred to as section  $S_z$ ; Fig. 1 [indicated with blue circles]).

The study region displays particular topographic characteristics with contrasting terrain elevations, as depicted in Fig. 2a. Stations in the  $S_c$  and  $S_z$  sections are situated along a west-east depression and display similar elevations (Fig. 2a and c). Just to the north of *SM* a steep slope, with an elevation drop of approximately 400-m, characterizes the sharp transition between the higher plateau, to the north, and the local depression, to the south (Figs. 2a and b). Farther south, higher terrain also is observed (Fig. 2b). As a result, weather stations situated in the  $S_m$  section all share similar elevations, which are greater



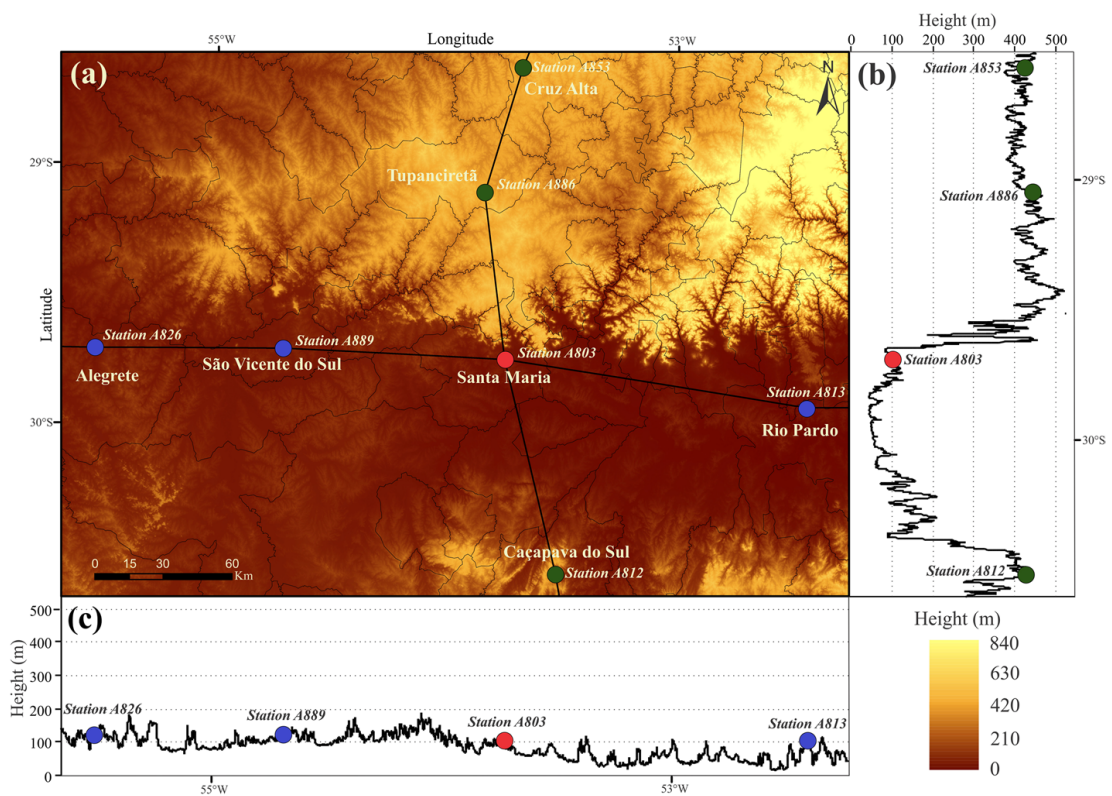
**Fig. 1** **a** Location of the city of SM [red circle] with respect to South America; **b** regional distribution of the automated weather stations in RS state; and **c** close-up view of the local distribution of the weather stations within the dashed box depicted in panel **b**: SM (red circle), Cruz Alta/Tupanciretã/Caçapava do Sul (green circles) and Alegrete/São Vicente do Sul/Rio Pardo (blue circles). Data source: Brazilian Institute of Geography and Statistics (IBGE). Shapefile data spatialized in the geographic information system (GIS) ArcGIS 10.6.1. Latitude Longitude coordinate system

than the rather similar elevations shared by all stations located along the central depression ( $S_c$  and  $S_z$  sections; see Table 1).

The climate of the region analyzed in this study is classified as humid subtropical (*Cfa*) according to Köppen [20]. The local climate of SM (see <https://portal.inmet.gov.br/norma>) is characterized by strong seasonal variations of the atmospheric variables with an average maximum temperature equal to 20.6 °C in the winter and 30 °C in summer, and higher

**Table 1** Geographical coordinates and terrain elevation of INMET’s automated weather stations

Section	City	Latitude (S)	Longitude (W)	Altitude (m)
$S_c$	Santa Maria	29°43'29.27"	53°43'13.67"	103.10
$S_m$	Cruz Alta	28°36'12.38"	53°40'24.95"	426.69
$S_m$	Tupanciretã	29°05'21.77"	53°49'35.94"	462.00
$S_m$	Caçapava do Sul	30°32'43.14"	53°28'01.38"	420.82
$S_z$	Alegrete	29°42'32.70"	55°31'31.75"	120.88
$S_z$	São Vicente do Sul	29°42'07.60"	54°41'39.55"	134.00
$S_z$	Rio Pardo	29°52'19.61"	52°22'55.13"	106.99



**Fig. 2** **a** Terrain elevation for the study area (in m; see color convention); **b** cross-section along the north-south line indicated on panel **a**; and **c** cross-section along the west-east line indicated on panel **a**. Colored circles indicate the location of the automated weather stations. Data source: United States Geological Survey (USGS). Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) data spatialized in the geographic information system (GIS) ArcGIS 10.6.1. Latitude Longitude coordinate system

**Table 2** General informations on the dataset at the investigation area

Station	City	Total number of observations (h)	Data availability (%)
A803	<i>SM</i>	24,288	90.9
A853	<i>CRA</i>	24,288	98.5
A886	<i>TUP</i>	8832	92.9
A812	<i>CAP</i>	24,288	95.9
A826	<i>ALG</i>	24,288	95.5
A889	<i>SVS</i>	8832	94.1
A813	<i>RPA</i>	24,288	88.4

relative humidity and atmospheric pressure in winter (83.7% and 1017.2 hPa) than in summer (68.7% and 1008.3 hPa).

## 2.1 Data processing

The winter season data analysis performed in this study is subdivided into three months, as follows: 1st Month (*1M*; from 21/06 to 20/07), 2nd Month (*2M*; from 21/07 to 20/08), and 3rd Month (*3M*; from 21/08 to 20/09).

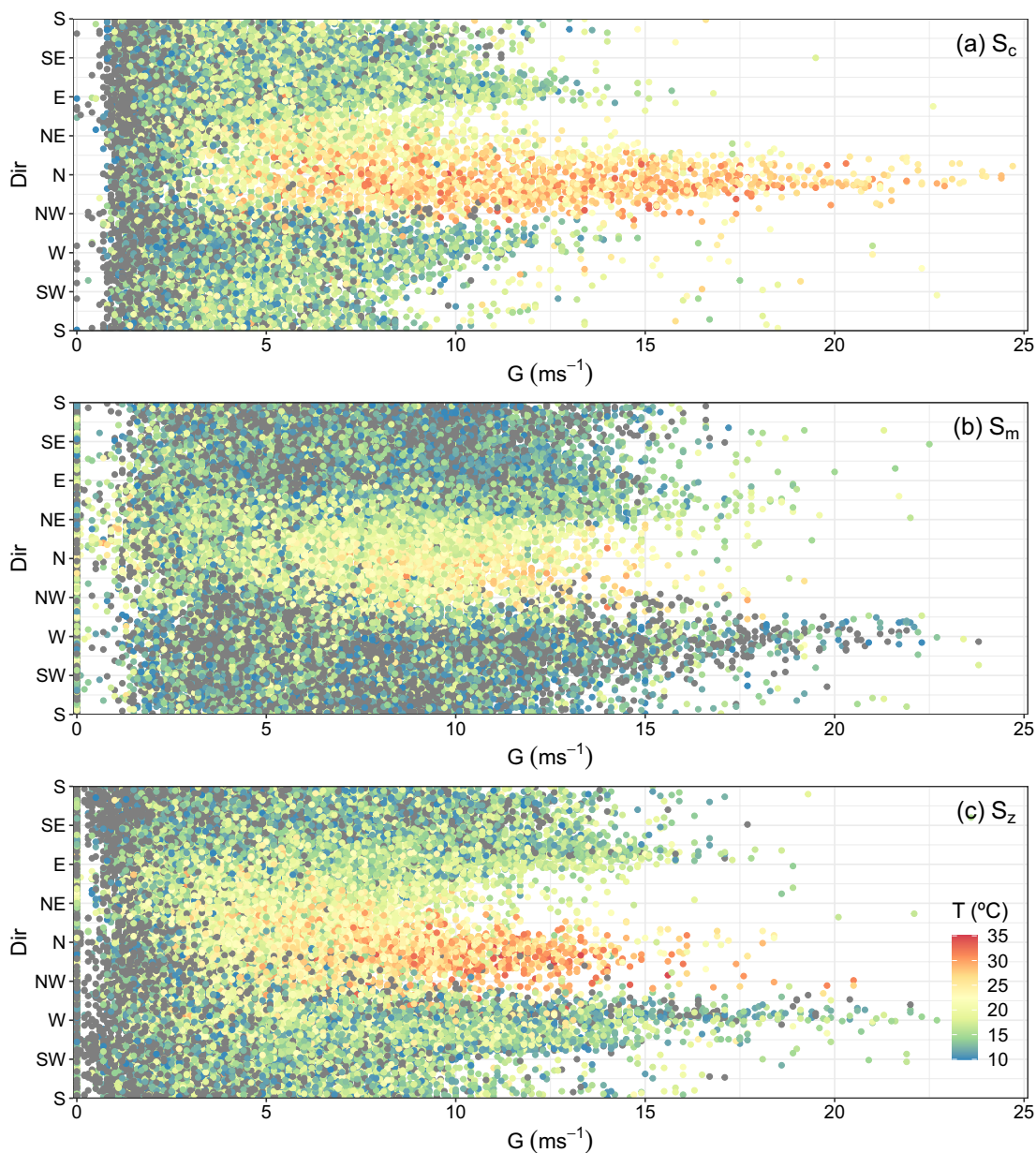
The full dataset used in this study consists of 24,288 hours per automated weather station, except for the sites of *SVS* and *TUP* for which 8832 hourly observations were available, as shown in Table 2. The fewer observations in these stations are caused by their more recent installation occurring only in 2016. Hourly observations with incomplete information or with at least one missing atmospheric variable (relevant to this study) were discarded. With these considerations, the data availability for each station was over 88% and no gap filling was performed. Due to the numerous data gaps in the years 2011 ( $\approx 1M-2M$ ), 2012 ( $\approx 1M$ ), and 2018 ( $\approx 1M-2M$ ) at the *SM* site, data from these periods were disregarded. The statistical analysis shows that the outliers account for  $\approx 7\%$  of the remaining dataset. However, the remaining dataset presents mean and extreme values that are in agreement with their climatological normals found for this period of the year (available in <https://portal.inmet.gov.br/normais>) and also during the *VNOR* events [3, 22, 27]. Therefore, no particular data treatment or polishing was performed.

Statistical tests were calculated in order to assess the statistical significance of differences observed in the patterns and variability of the meteorological variables analyzed. Anderson-Darling test [2] was applied to verify the normality of the dataset and Wilcoxon rank-sum test [29, 30] to check if two distinct groups belong to the same population in non-normalized data distribution. From this last test p-values  $< 0.05$  were considered to indicate statistical significance.

## 3 VNOR characterization

The *VNOR* phenomenon frequently observed in the central region of *RS*, is characterized by persistent, intense wind bursts of northerly and northwesterly directions [1, 3, 24] and increase in air temperature.





**Fig. 3** Relationship between wind direction and magnitudes of the wind gust (in  $\text{ms}^{-1}$ ) for sections: **a**  $S_c$ ; **b**  $S_m$ ; and **c**  $S_z$ . The color scale indicates the magnitude of the (instantaneous) air temperature (in  $^{\circ}\text{C}$ )

In order to highlight such characteristics, Fig. 3 shows the relationship between (the 10 min-averaged) wind direction ( $Dir$ ), the maximum wind gust ( $G$ ) and (instantaneous) air temperature ( $T$ ) for the entire hourly data set analyzed in this study in sections  $S_c$ ,  $S_z$ , and  $S_m$ . It is important first to notice that, even though every single dot plotted in Fig. 3 corresponds to the same hourly observation of wind direction, air temperature and maximum gust, the latter is the only variable for which the precise time of occurrence (within the respective hourly report) is unknown. As an implication, the gust report may not be truly simultaneous to the corresponding temperature and wind direction records. However, the relationship among these three variables, to be discussed below, can still be considered valid in the context of the *VNOR* windstorm because of its persistent northerly direction, such that it is reasonable to assume that the direction of the wind gusts during a *VNOR* episode coincides with the 10 min-averaged wind

direction of the respective hourly report. This is corroborated by previous cases studies of *VNOR* (see, for example, [27]).

It is no surprise that all wind gusts associated with reports of northerly winds are accompanied by reports of higher temperatures for the three sections (Fig. 3), because of the expected warm advection promoted by such wind regime. However, it is in section  $S_c$  (Fig. 3a) that a distinctive pattern stands out in which the most intense wind gusts exhibit a preferential direction from north and are associated with unseasonably high temperatures for winter ( $\approx 14.7^\circ\text{C}$  being the average winter temperature in *SM*). In contrast, in section  $S_m$  (Fig. 3b) the strongest wintertime wind gusts occur under a westerly wind regime followed next by the south-southeasterly regime, none of them being frequently associated with unseasonably high temperatures. In section  $S_z$  (Fig. 3c) the strongest gusts also occur in combination with westerly winds, not with northerly winds. The fact that the gusts from north in section  $S_z$  are associated with temperatures that are higher than those observed in section  $S_m$  may be attributed mainly to the lower terrain elevation of section  $S_z$  stations, but it is in section  $S_c$  that the overall strongest gusts were found and it is only in section  $S_c$  that the strongest gusts are most often associated with the northerly wind direction, indicating a local enhancement of the windstorm *VNOR* around the city of *SM*. The overall pattern described above is used as a basis for the criteria for *VNOR* detection described next.

The criteria used to detect *VNOR* events follow those proposed by Nascimento and Chamis [17]. These criteria, applied to the hourly observations, are:

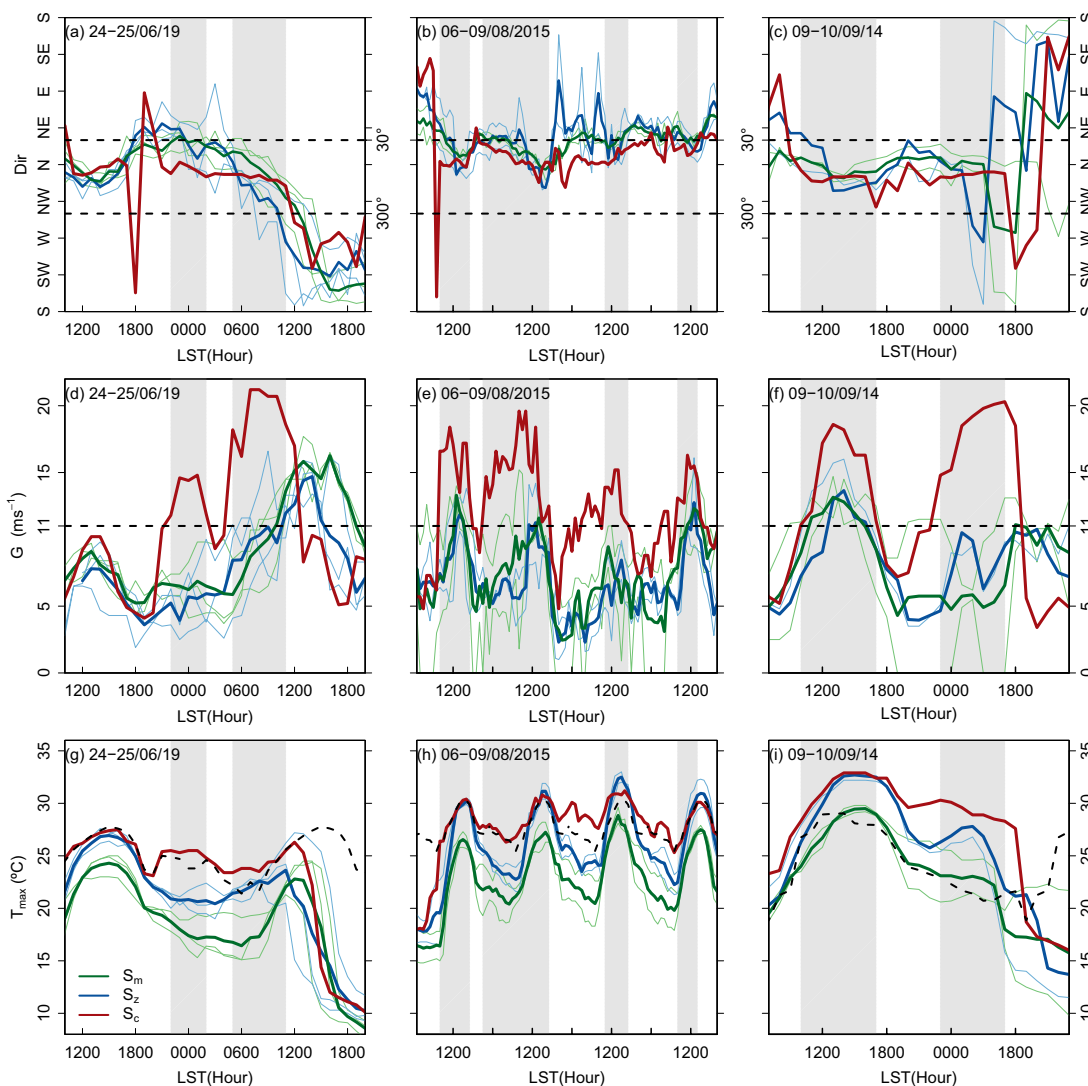
1. *Wind direction*: direction in the north quadrant ranging between  $300^\circ$  (West-Northwest) and  $30^\circ$  (North-Northeast);
2. *Wind velocity*: gusts greater than  $11\text{ ms}^{-1}$ ;
3. *Surface air temperature*: maximum air temperature remaining, for at least half of the *VNOR* event, above the 90% percentile ( $q_{90}$ ) of the respective time and month;<sup>1</sup>
4. *Duration*: all above conditions being met for at least four consecutive hours.

It is essential to highlight that the criteria developed by Nascimento and Chamis (2012) [17] are of a heuristic nature and were, therefore, built empirically from hourly observational data measured at the *INMET* automated weather station in *SM* in order to identify the *VNOR* windstorm in that location. In this study, once the *VNOR* phenomenon was detected in *SM* ( $S_c$  section), the presence and characteristics of the event was investigated in the additional  $S_m$  and  $S_z$  sections.

#### 4 Three case studies of *VNOR* analyzed in sections $S_c$ , $S_m$ , and $S_z$

Based on the detection criteria, the periods of 23-26/06/2019 (*1M*; 1st case), 06-10/08/2015 (*2M*; 2nd case), and 08-11/09/2014 (*3M*; 3rd case), in which the *VNOR* events occurred, were selected as case studies. The hourly time series of wind direction (first row), wind gust (second row), and maximum air temperature (third row), respectively, are shown according to the local standard time ( $\text{LST} = \text{UTC} - 3\text{ h}$ ) in Fig. 4. The shaded areas represent the time intervals in which the *VNOR* episodes were detected in the *SM* site. The thin blue lines correspond to the weather stations situated along the

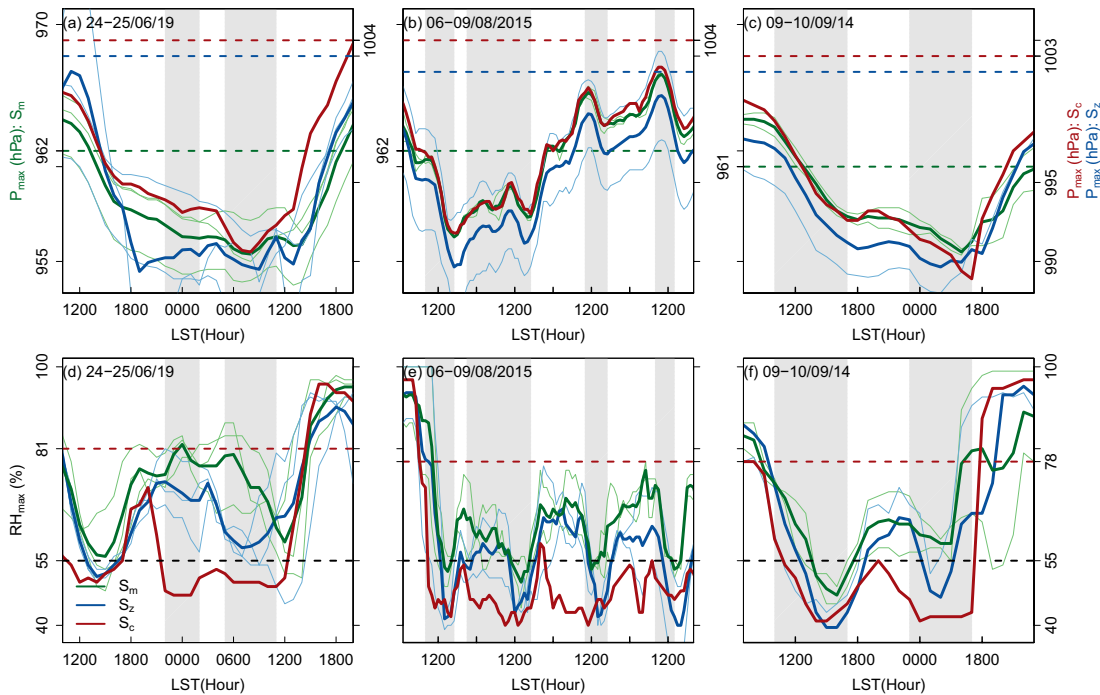
<sup>1</sup> For this study, the winter months were considered (*1M*, *2M* e *3M*).



**Fig. 4** Hourly time series for **a–c** wind direction; **d–f** magnitudes of the wind gusts (in  $\text{ms}^{-1}$ ); and **g–i** maximum air temperature (in  $^{\circ}\text{C}$ ) for sections  $S_c$ ,  $S_m$ , and  $S_z$ . The thick lines are averages performed for the stations comprising each corresponding section, while for the  $S_c$ , the thick lines refer to the individual  $SM$  site. The thin lines refer to the individual stations that comprise sections  $S_z$  and  $S_m$ . The gray shaded area indicates time intervals in which the  $VNOR$  criteria are met in  $SM$  and the dashed lines represent the limits of indicators in (1), (2), and (3)

$S_z$  section, while the thin green lines correspond to the stations located along the  $S_m$  section. Additionally, the thick blue lines refer to averages performed for the  $S_z$  section stations and the thick green lines to the averages performed for the  $S_m$  section stations. Figure 4 shows that the individual time series corresponding to stations that belong to sections  $S_m$  and  $S_z$  display similar behavior and, therefore, only their respective average time series are discussed below.

Figure 4, exhibits, for all three regions, the behavior of the meteorological variables that are key to the characterization of a typical  $VNOR$  event. In general, the time intervals in which the  $VNOR$  episodes were detected in  $S_c$  section reveal a intermittent windstorm, with periods of weakening of the winds being followed by the ramping up of the gusts. Moreover, the time series are qualitatively similar to those found along  $VNOR$  episodes by [3, 22, 27].



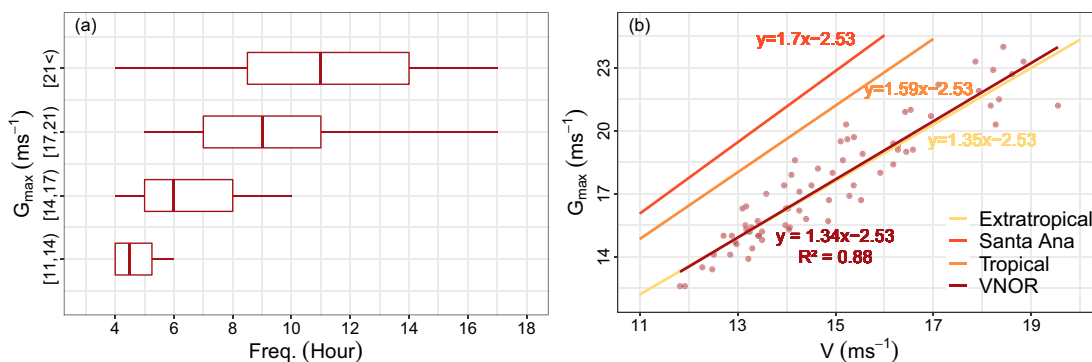
**Fig. 5** As shown in Figure 4, with other weather patterns: **a–c** maximum atmospheric pressure (in hPa) and **(d–f)** maximum relative humidity (in %). The horizontal dashed lines correspond to the averages of the climatological normals for their respective section

The wind direction (Fig. 4a–c) prevailed from the north quadrant not only in section  $S_c$  (where this characteristic is imposed by the *VNOR* detection criteria) but in all regions. During most of the *VNOR* duration, the wind direction in sections  $S_m$  and  $S_z$  persisted closer to the  $30^\circ$  threshold utilized to detect the *VNOR* ( $Dir_{S_z} = 8^\circ$ ,  $Dir_{S_m} = 12^\circ$ ; average values calculated from the episodes shown in Fig. 4a–c) than in section  $S_c$  ( $Dir_{S_c} = 358^\circ$ ); the most intense wind gusts are associated with periods of *VNOR* (Fig. 4d–f). In comparison with sections  $S_m$  and  $S_z$ , the wind gusts are more intense in section  $S_c$ , with an average of  $\overline{G}_{S_c} = 16 \text{ ms}^{-1}$ ,  $\overline{G}_{S_z} = 8 \text{ ms}^{-1}$ , and  $\overline{G}_{S_m} = 9 \text{ ms}^{-1}$ .

Likewise, when compared to the q90 of the respective months (dashed blacks), Fig. 4g–h display high-temperature values, with averages of  $\overline{T}_{max,S_c} = 28^\circ \text{C}$ ,  $\overline{T}_{max,S_z} = 26^\circ \text{C}$ , and  $\overline{T}_{max,S_m} = 23^\circ \text{C}$ , which are characteristics of the warm advection identifying the *VNOR*. Section  $S_m$  had the lowest maximum temperatures since this is the highest region compared to sections  $S_c$  and  $S_z$ . The most significant differences between the regions were observed at night. Nonetheless, the maximum temperature peaks in the daytime present similar values to sections  $S_c$  and  $S_z$ . The abrupt temperature change, characteristic of *VNOR* in section  $S_c$  [22, 27], is also seen in sections  $S_z$  and  $S_m$ . For example, for 08/06/2015 (Fig. 4c), the variation in the maximum temperature increase at the onset of the phenomenon was 15, 14, and  $12^\circ \text{C}$  for sections  $S_c$ ,  $S_z$ , and  $S_m$ , respectively. Furthermore, on 25/06/2019 (Fig. 4h), the variation in the maximum temperature decrease at the demise of the *VNOR* was 16, 13, and  $14^\circ \text{C}$  for sections  $S_c$ ,  $S_z$ , and  $S_m$ , respectively. Therefore, this set of meteorological observations of the *VNOR* shows how the effect of the topography of section  $S_c$  influences this flow. The presence of abrupt discontinuity caused by the relief at section  $S_c$  locally reinforces the characteristics of the north wind flow.

Observations show that other meteorological parameters are strongly altered in the presence of *VNOR*. As a consequence of these accentuated changes, these parameters can be





**Fig. 6** **a** Boxplot of the duration (in Hour) of the *VNOR* episodes in relation to the maximum intensity of the wind gust (in  $ms^{-1}$ ) and **b** relationship between the maximum wind gust (in  $ms^{-1}$ ) and average velocity (in  $ms^{-1}$ ) for the *VNOR* episodes. The lines correspond to the slope of the gust factor. For a better comparison, the equations of extratropical, tropical, and Santa Ana wind have been artificially shifted by adding  $-2.53$  as a value of the linear coefficient

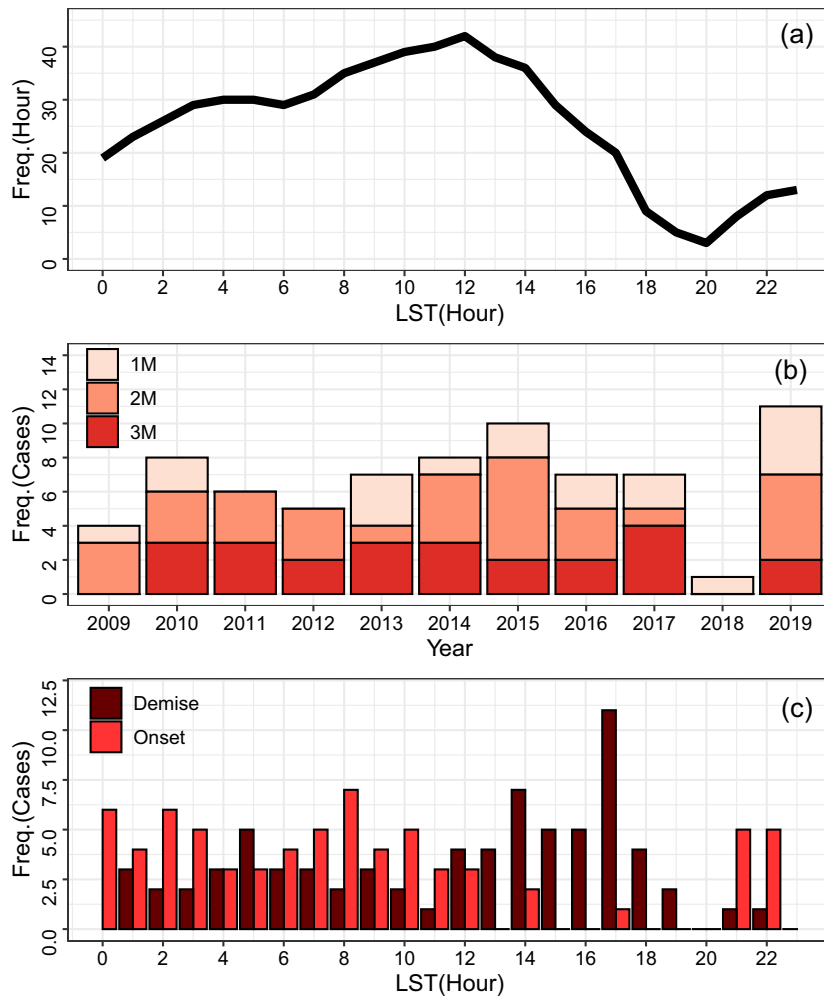
introduced as indicators characterizing the *VNOR*. The maximum atmospheric pressure ( $P_{max}$ ) and maximum relative humidity ( $RH_{max}$ ) for the same period analyzed in Fig. 4 is shown in Fig. 5.

Figure 5a–c show that the *VNOR* episodes are associated with periods of lower maximum atmospheric pressure values than normal averages (horizontal dashed lines) for all regions. It is important to mention that the pressure for section  $S_m$  (scale on the left vertical axis; green) has lower values than those associated with sections  $S_c$  and  $S_z$  (scale on the right vertical axis; blue/red). However, all regions had a similar temporal evolution.

A remarkable variability during the episodes of *VNOR* was also observed in the maximum relative humidity for all regions (Fig. 5d–f). In these cases, this quantity has magnitude values below the normal averages. Nevertheless, such behavior is more clearly observed in section  $S_c$ , thus revealing a significant difference between regions during *VNOR* events. These values in section  $S_c$  during *VNOR* episodes exhibited magnitudes below 55%.

## 5 Overall analysis and discussion of *VNOR* events in section $S_c$

In order to better characterize the behavior of the *VNOR* phenomenon at section  $S_c$ , a statistical study is presented and based on detecting criteria of the events presented herein (Sect. 3) for the winter months of the 2009–2019 period. The investigation is based on analyzing the events' duration, frequency, and onset and demise times; based on the event detection criteria, 73 episodes were identified, distributed in 608 h. Thus, the average duration of the episodes was approximately 8 h. The duration of the episodes according to the maximum wind gusts is presented in Fig. 6. There was a gradual increase in the duration of the phenomenon in relation to the increase in maximum wind gusts. Therefore, the duration of the *VNOR* episodes is associated with the maximum magnitude of the wind gust. The *VNOR* event characterized by the longest period (21 h) had wind gusts of  $\approx 20 ms^{-1}$ . On the other hand, episodes with a maximum duration of 4 h showed an average wind gust of  $13 ms^{-1}$ . There was no relationship between the duration of the *VNOR* with the wind direction and different winter months.



**Fig. 7** Frequency **a** hours of *VNOR* in relation to the daily cycle; **b** *VNOR* events in relation to the years and winter months (*1M*, *2M* and *3M*); and **c** cases of *VNOR* in relation to the daily cycle for the onset and demise of the phenomenon. Note that, due to the instruments malfunctioning in the years 2011 ( $\approx 1M-2M$ ), 2012 ( $\approx 1M$ ), and 2018 ( $\approx 1M-2M$ ) the data are not considered in the analysis

The ratio between the average wind velocity ( $V$ ) and maximum wind gust of the entire phenomenon ( $G_{max}$ ) is called the gust factor ( $gf$ ) [5, 8, 19, 26]. This relationship for the *VNOR* episodes ( $gf = 1.34$ ) is presented in Fig. 6b. The slope of the linear fit is similar to the average found in extratropical ( $gf = 1.35$ ; [19]) and tropical ( $gf = 1.59$ ; [19]) cyclone events and Santa Ana winds ( $gf = 1.7$ ; [5, 26]). This last phenomenon is characterized by dry and gusty north-northeasterly downslope windstorms that affect the San Francisco Bay Area in northern California.

Figure 7a shows the frequency of occurrence of the phenomenon in relation to the day cycle. Note that the highest frequency of occurrence of *VNOR* is observed in the morning interval between 0700 and 1400 LST. In contrast, there is a significant decrease in the late afternoon (i.e., in the day-night transition period, between 1800 and 2000 LST).

The frequency of annual episodes in relation to the total number of episodes does not demonstrate pattern regularity (Fig. 7b). Furthermore, the annual index of the distribution of episodes is presented in relation to the winter months in Fig. 7b. The *2M* registered the major tendency of occurrence of the phenomenon.

One of the most striking features of the *VNOR* episodes is the onset and demise times, which are marked by abrupt changes in temperature and wind velocity [22, 27]; *VNOR* episodes onset and demise times as a function of the daily cycle are presented in Fig. 7c. It is observed that the first 12 h of the day has the highest occurrence rate of the event, while the highest frequencies of vanishing occur in the afternoon (between 1200 and 1900 LST). Based on this result, it is possible to characterize a standard daily period for the beginning and end of the phenomenon; 70% of the events were observed to onset between 0000 and 1000 LST, corroborating with the study of Nascimento and Chamis (2012) [17]. The highest onset rate (10%) occurs at 0800 LST. Distinctly, an average of 66% of the demises was registered between 0900 and 1900 LST; in fact, 15% of the events' demise were at 1700 LST. There was no relationship between the onset and demise time of *VNOR* episodes with the wind direction and different winter months.

## 6 Analysis and discussion of *VNOR* in sections $S_z$ , $S_m$ and $S_c$

This section studies the *VNOR* in sections  $S_z$ ,  $S_m$ , and  $S_c$ , in the winter months of an 11-year period. Cases of *VNOR* were identified in section  $S_c$  and then compared with sections  $S_z$  and  $S_m$ .

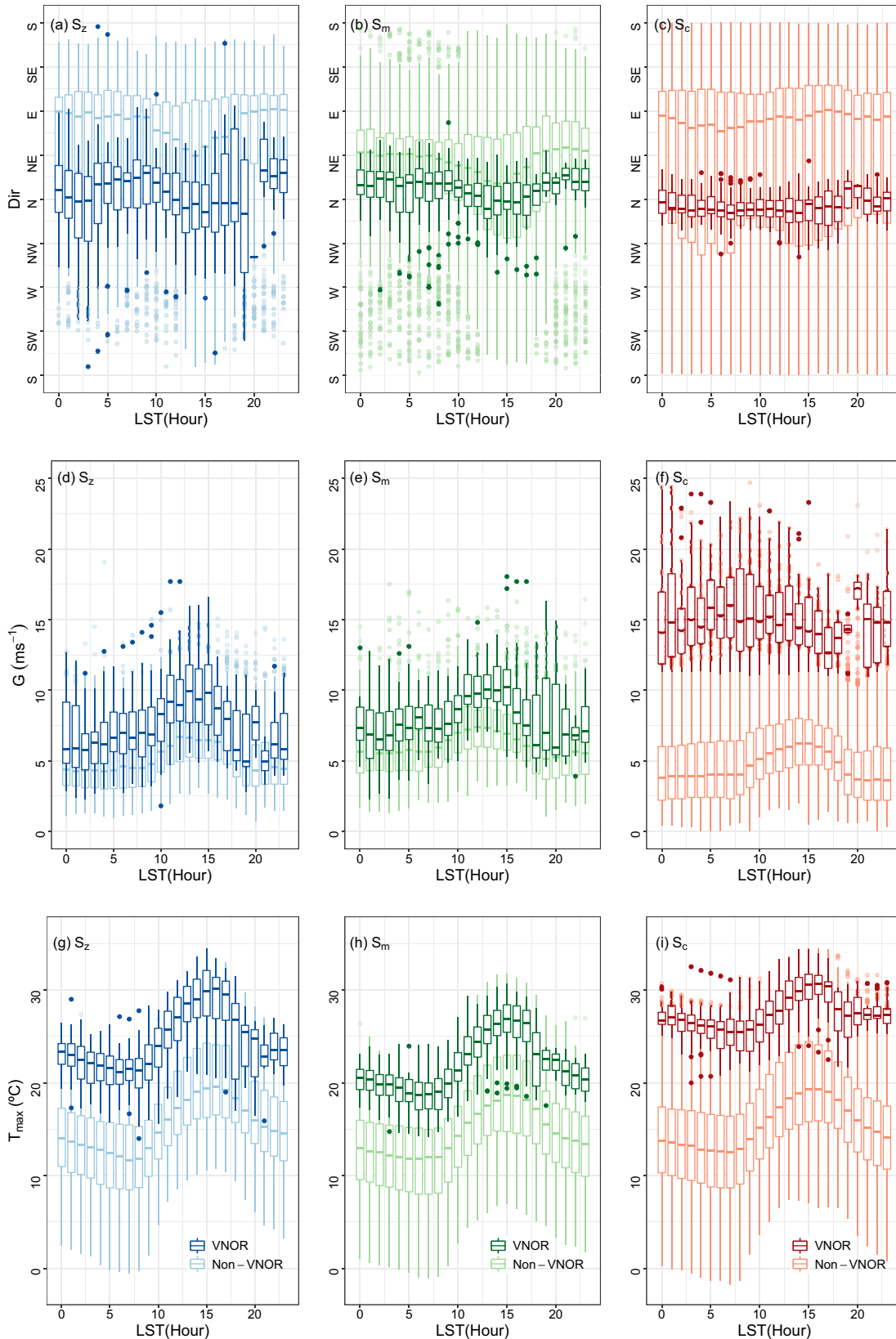
The behavior of the direction, wind gust, and maximum air temperature, over the daily cycle for the sections  $S_c$ ,  $S_z$ , and  $S_m$  for periods with and without the phenomenon's occurrence is illustrated in Fig. 8. We favored plotting the boxplots instead of single points to clearly evidence the variability of the meteorological parameters within one hour.

During the occurrence of *VNOR*, the wind direction is well defined and originated from the northern quadrant ( $Dir_{S_c} = 352^\circ$ ; Fig. 8a). This directional behavior is distinct from the occurring in the winter period in which the preferred wind direction is from the East-Northeast [12].

The mean wind gusts of *VNOR*, when compared with the periods in which the phenomenon is absent, exceed the magnitudes of the normally observed wind gusts (Fig. 8b). At sections  $S_m$  and  $S_z$ , during the period of *VNOR* occurrence, the wind gusts are more intense than periods without *VNOR*. Nonetheless, compared to sections  $S_m$  and  $S_z$ , expressive differences in the gust magnitudes were observed in section  $S_c$ , which is of the order of  $10 \text{ ms}^{-1}$  (Table 3). Therefore, during warm advection, the greatest wind gusts in section  $S_c$  exhibited a diurnal cycle quite different from those observed in the winter.

During the winter period, when there was no *VNOR* in the studied regions, the magnitudes and daily maximum temperature cycles were similar. Following the behavior of the wind gusts, the maximum air temperature (Fig. 8c), in the case of *VNOR* are typically higher than the average winter maximum temperatures in southern Brazil (Table 3). In the presence of *VNOR*, the maximum temperature at sections  $S_z$  and  $S_m$  showed a similar daily cycle behavior and exhibited a maximum temperature difference between the maximum and minimum values of 14 and 8 °C in sections  $S_z$  and  $S_m$ , respectively. Nonetheless, during the *VNOR* the maximum temperature in section  $S_c$  presented an almost constant magnitude (difference between the maximum and minimum magnitudes of 5 °C).

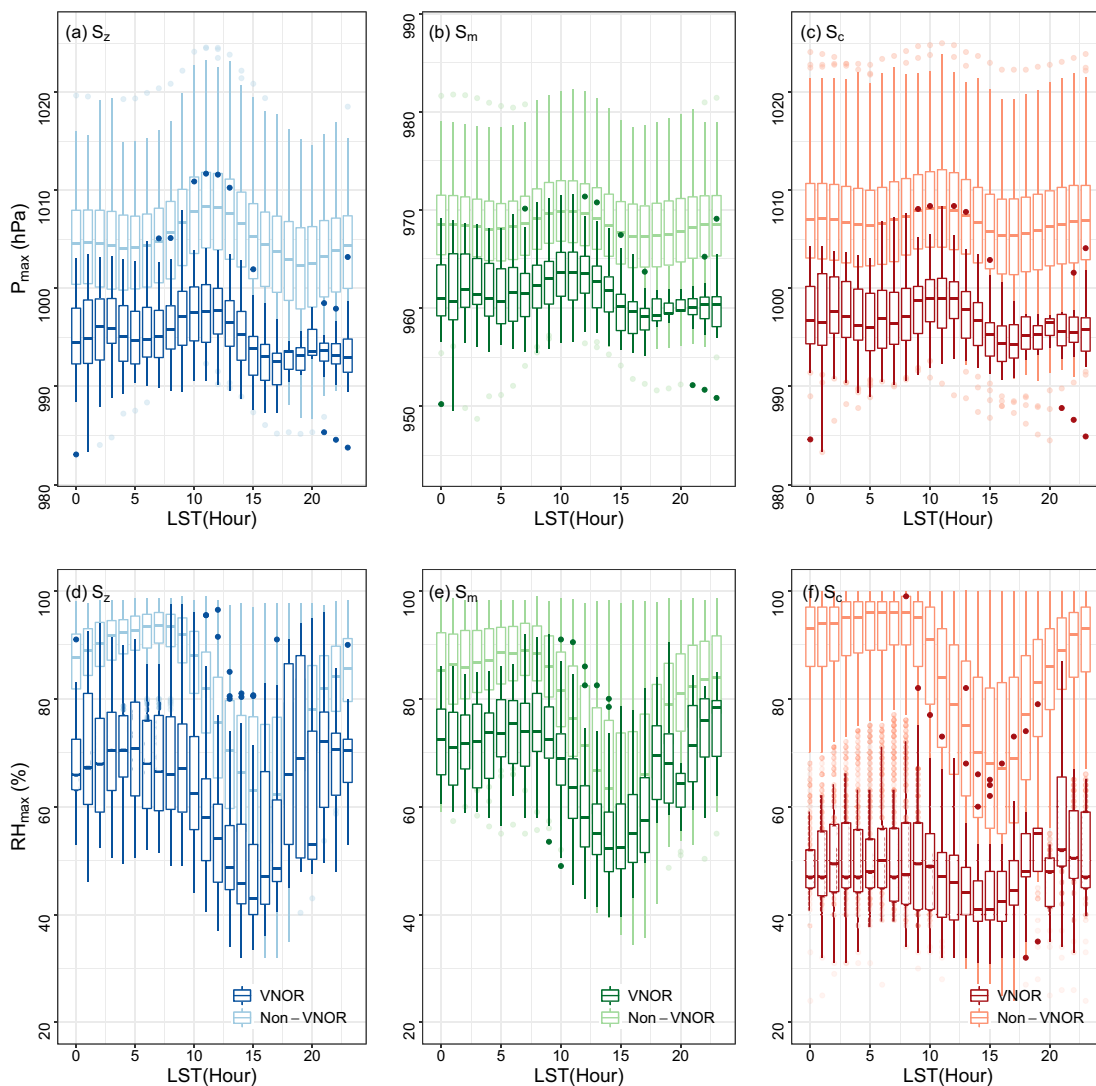
The *VNOR* is a regional phenomenon occurring over nearly the entire *RS* state [27]. Its presence causes a sudden change in the meteorological variables; this marked difference in the magnitudes of temperature, gust, and wind direction has a major effect on the climate of southern Brazil. The present analysis shows that the phenomenon's characteristics are locally reinforced in section  $S_c$  due to the topographic effect.



**Fig. 8** Boxplots of the diurnal cycle of **a–c** wind direction; **d–f** wind gusts; and **g–i** maximum air temperature, in the winter period from 2009 to 2019 for averages of the sections  $S_z$  [blue],  $S_m$  [green], and  $S_c$  [red] for VNOR cases [dark boxplots] and non-VNOR cases [light boxplots]. The whiskers in the boxplot analysis increase from the lowest value in 1.5 times the interquartile range of the lower quartile to the highest value in 1.5 times the interquartile range of the upper quartile. Outliers are shown by dots

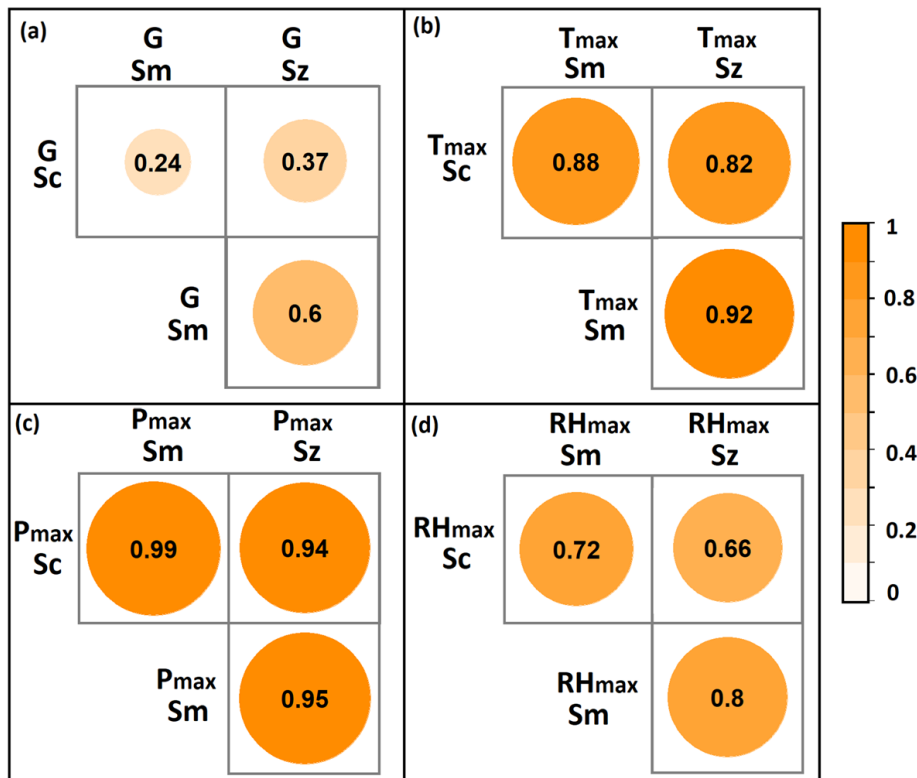
**Table 3** Average meteorological variables,  $\bar{G}$ (ms<sup>-1</sup>) and  $\bar{T}_{max}$ (°C), for *VNOR* and non-*VNOR* occurrences

	$\bar{G}_{S_c}$	$\bar{G}_{S_z}$	$\bar{G}_{S_m}$	$\bar{T}_{max,S_c}$	$\bar{T}_{max,S_z}$	$\bar{T}_{max,S_m}$
<i>VNOR</i>	15.3 ± 2.9	7.8 ± 2.8	8.5 ± 2.3	27.3 ± 2.8	24.2 ± 4.0	21.9 ± 3.6
Non- <i>VNOR</i>	5.3 ± 3.2	5.5 ± 2.5	6.4 ± 2.4	15.9 ± 6.2	15.7 ± 5.6	14.5 ± 5.3



**Fig. 9** Boxplots of the diurnal cycle of **a–c** maximum atmospheric pressure and **d–f** maximum relative humidity, in the winter period from 2009 to 2019 for the averages of sections  $S_z$  [blue],  $S_m$  [green], and  $S_c$  [red] for *VNOR* cases [dark boxplots] and non-*VNOR* cases [light boxplots]. Outliers are shown by dots

Maximum air pressure and maximum relative humidity, over the daily cycle for sections  $S_c$ ,  $S_z$ , and  $S_m$  in periods with and without *VNOR* occurrence are presented in Fig. 9. In periods without the phenomenon, sections  $S_c$  and  $S_z$  showed similar maximum pressure magnitudes (median  $\approx$  996 hPa). However, section  $S_m$  showed the lowest magnitudes (median  $\approx$  961 hPa), and this can be explained by the fact that the observations are made at higher altitudes than at sections  $S_c$  and  $S_z$ . In the presence of *VNOR*, maximum pressure decreases in all regions. These lower maximum pressure values are associated with warm



**Fig. 10** Correlation coefficient matrices for the meteorological variables **a** magnitudes of the wind gusts; **b** maximum air temperature; **c** maximum atmospheric pressure; and **d** maximum relative humidity for sections  $S_c$ ,  $S_m$ , and  $S_z$ . The magnitude of the circles and color intensity indicates the degree of correlation and a perfect correlation is found for 1, strong intensity of the orange color, and big circles

air advection for the study region; the maximum relative humidity is shown in Fig. 9b. In the absence of the *VNOR*, all regions presented average values above 90% at night and the lowest during the day. In the presence of *VNOR*, the maximum relative humidity decreases compared to normal winter days. In section  $S_c$ , the maximum humidity exhibited the largest difference between the days with and without *VNOR*, while during the *VNOR*, the maximum relative humidity values had magnitudes below 50%, with this value being almost constant throughout the daily cycle.

The data analysis (Figs. 8 and 9) showed differences in the climatological patterns between *VNOR* and non-*VNOR* data. Such evidence is demonstrated through statistical analysis. Given the lack of normal data distribution, differences between *VNOR* and non-*VNOR* data for each section ( $S_c$ ,  $S_m$ , and  $S_z$ ) were calculated using the Wilcoxon rank-sum test, which revealed p-values below 0.05 ( $p\text{-value} < 2.2 \times 10^{-16}$ ) and indicated significant differences for wind gust, wind direction, maximum air temperature, maximum atmospheric pressure, and maximum relative humidity.

The Pearson correlation coefficient matrices between the meteorological variables during *VNOR* conditions for the regions studied is shown in Fig. 10. The variables maximum temperature ( $0.82 \leq r \leq 0.92$ ; Fig. 10b), maximum pressure ( $0.94 \leq r \leq 0.99$ ; Fig. 10c), and maximum humidity ( $0.66 \leq r \leq 0.8$ ; Fig. 10d) presented moderate to high correlations among the regions, whereas wind gusts exhibited a low correlation ( $0.24 \leq r \leq 0.6$ ; Fig. 10a). It is important to note that the lowest correlations are present when section  $S_c$  is contrasted with sections  $S_m$  and  $S_z$ . Therefore, the results in Figs. 8, 9 and 10 support the

hypothesis that the presence of *VNOR* is noticed in a wide region of southern Brazil and airflow characteristics are topographically intensified locally in section  $S_c$ .

## 7 Conclusions

The windstorm known as Vento Norte (*VNOR*) is a rather frequent occurrence in the central portion of *RS* state in southern Brazil during the winter period. This phenomenon is associated with northerly warm and dry advection and displays intense wind gusts. The onset of this cold-season warm advection of northerly direction promotes an abrupt increase in temperature, particularly during the night hours. Therefore, the *VNOR* produces a substantial alteration in the local meteorological regime vis-à-vis the normal diurnal cycle and the climatological mean.

The present study utilized hourly atmospheric observations for eleven winter seasons from seven automated weather stations spatially distributed over the central region of the state of *RS* to better characterize the spatial extension and the temporal behavior of the *VNOR* windstorm. The weather stations, operated by Brazil's National Meteorological Institute, are located in a region of moderately complex terrain. The available atmospheric data allowed the assessment of terrain influences (represented by a sharp transition from an elevated plateau to a west-to-east-oriented depression) on key meteorological parameters during episodes of the *VNOR* windstorm. This was carried out by comparing the behavior of the atmospheric variables, in an hourly basis, observed in a central site (where the *VNOR* phenomenon is best characterized; section  $S_c$ ) with the corresponding behavior observed in weather stations disposed along the north-south direction (section  $S_m$ ) and west-east direction (section  $S_z$ ) with respect to the central site.

The analysis showed that the *VNOR* windstorm has an average duration of  $\approx 8$  h, with the shortest and longest recorded episodes lasting for 4 and 21 h, respectively. Regarding the prevailing time of occurrence, the highest frequency of episodes was detected in the period ranging from 0700 to 1400 LST. In contrast, the lowest frequency of events was registered in the time interval between 1800 and 2000 LST. The current 11-year investigation did not identify a regular pattern for the annual number of events of *VNOR*. However, the most frequent occurrences of *VNOR* were observed in *2M* (from 21/07 to 20/08).

This study also found a correlation between the duration and the intensity of the *VNOR* windstorm as characterized by the magnitude of the wind gusts. It became clear that the *VNOR* events displaying the most intense wind gusts also were the ones that lasted the longest. As for the preferential time for the onset and dissipation of the *VNOR* (as detected at the surface level), 70% of the cases initiated between the overnight hours and the morning (with the onset being detected between 0000 and 1000 LST). On the other hand, the *VNOR* demise occurred, in 66% of the cases, between the afternoon and the day-night transition period (demise between 1200 and 1900 LST). In all the analyzed regions, the *VNOR* cases showed that sharp time variations in the meteorological variables mark the onset and the demise of the phenomenon.

During the *VNOR* windstorms there is a persistent northerly flow with negligible directional fluctuations being observed. Accordingly, in all investigated regions (sections  $S_c$ ,  $S_m$  and  $S_z$ ) a significant increase in maximum temperature and a decrease in maximum relative humidity and maximum air pressure were observed along with the initiation of the windstorm. These variations were registered with greater amplitudes in the central section  $S_c$ , situated just south from a steep slope where the terrain elevation drops by approximately

400-m. The average maximum temperature recorded in section  $S_c$  during *VNOR* events (27 °C) was 12 °C higher than under non-*VNOR* conditions (15 °C), which is a natural consequence from the application of the *VNOR* detection criteria in the *SM* weather station. Concerning the wind gusts, the non-*VNOR* conditions revealed an average value of 5 ms<sup>-1</sup>, while in the presence of *VNOR*, the gusts were much more intense (averaging 15.3 ms<sup>-1</sup>). In sections  $S_z$  and  $S_m$  similar *VNOR* versus non-*VNOR* contrasts were observed, confirming that the *VNOR* winds affect a considerable portion of *RS* and not only section  $S_c$ .

However, since the variations experienced by the atmospheric variables along sections  $S_z$  and  $S_m$  typically do not reach the same amplitude observed in section  $S_c$  during the *VNOR* events, the *VNOR* windstorm is locally reinforced on the lee side of an elevated plateau (i.e., just south from a rather abrupt drop in terrain elevation, in section  $S_c$ ). The analysis carried out in this investigation also shows the impact of the *VNOR* windstorm on the diurnal cycle of meteorological parameters that influence the evolution of the *PBL*.

The present study addresses some important issues about the characterization of the *VNOR* phenomenon and its applications. The information provided here may be useful to improve local weather forecasts. Furthermore, the results of this investigation can be used in air quality models. Particularly, such models are important instruments to evaluate the impact of air contaminant on human health and on urban and agricultural environments.

**Acknowledgements** This work was carried the Coordination for the Improvement of Higher Education Personnel—Brazil (CAPES)—Financing Code 001.

## References

1. Anabor V, Acevedo OC, Moraes OLL (2005) Circulações termicamente induzidas na depressão central do rio grande do sul. parte i: intensificação noturna do vento norte. *Ciencia Natura esp.*(1):391–395 (2005)
2. Anderson TW, Darling DA (1954) A test of goodness of fit. *J Am Stat Assoc* 49(268):765–769
3. Arbage MCA, Degrazia GA, Welter GS, Roberti DR, Acevedo OC, de Moraes OLL, Ferraz ST, Timm AU, Moreira VS (2008) Turbulent statistical characteristics associated to the north wind phenomenon in southern brazil with application to turbulent diffusion. *Physica A* 387(16):4376–4386
4. Brinkmann W (1971) What is a foehn? *Weather* 26(6):230–240
5. Cao Y, Fovell RG (2018) Downslope windstorms of san diego county. part ii: physics ensemble analyses and gust forecasting. *Weather Forec* 33(2):539–559
6. Charrondiere C, Brun C, Sicart JE, Cohard JM, Biron R, Blein S (2020) Buoyancy effects in the turbulence kinetic energy budget and reynolds stress budget for a katabatic jet over a steep alpine slope. *Bound-Layer Meteorol* 177(1):97–122
7. Chow FK, De Wekker SF, Snyder BJ (2013) Mountain weather research and forecasting: recent progress and current challenges, vol 750. Springer
8. Davis FK, Newstein H (1968) The variation of gust factors with mean wind speed and with height. *J Appl Meteorol Climatol* 7(3):372–378
9. Elvidge AD, Renfrew IA (2016) The causes of foehn warming in the lee of mountains. *Bull Am Meteor Soc* 97(3):455–466
10. Garratt JR (1994) The atmospheric boundary layer. *Earth Sci Rev* 37(1–2):89–134
11. Grachev AA, Leo LS, Di Sabatino S, Fernando HJ, Pardyjak ER, Fairall CW (2016) Structure of turbulence in katabatic flows below and above the wind-speed maximum. *Bound-Layer Meteorol* 159(3):469–494
12. Grimm AM (2016) Clima da região sul do brasil. In: Cavalcanti IFDA (ed) *Tempo e clima no Brasil. Oficina de textos*, pp 259–275
13. Heldwein AB, Streck NA, Buriol GA, Sandri MA, Trentin G, Spohr RB, Silva J, Alberto CM, Faria N (2003) Freqüência de ocorrência de ventos fortes em santa maria, rs. *Revista Brasileira de Agrometeorologia* 11(2):285–291
14. Liu YC, Di P, Chen SH, Chen X, Fan J, DaMassa J, Avise J (2020) Climatology of diablo winds in Northern California and their relationships with large-scale climate variabilities. *Clim Dyn* 1–22



15. Mass CF, Ovens D (2019) The northern california wildfires of 8–9 october 2017: the role of a major downslope wind event. *Bull Am Meteor Soc* 100(2):235–256
16. Math FA (1934) Battle of the chinook wind at havre, mont. *Mon Weather Rev* 62(2):54–57
17. Nascimento EL, Chamis ML (2012) Atmospheric conditions associated with the windstorm "vento norte". In: Croatian-USA workshop on mesometeorology
18. Norte FA (2015) Understanding and forecasting zonda wind (andean foehn) in argentina: a review
19. Paulsen BM, Schroeder JL (2004) An examination of tropical and extratropical gust factors and the associated wind speed histograms. *J Appl Meteorol* 44(2):270–280
20. Peel MC, Finlayson BL, McMahon TA (2007) Updated world map of the köppen-geiger climate classification. *Hydrol Earth Syst Sci* 11(5):1633–1644
21. Raphael M (2003) The santa ana winds of california. *Earth Interact* 7(8):1–13
22. da Rosa CE, Stefanello M, de Lima Nascimento E, Rossi FD, Roberti DR, Degrazia GA (2021) Meteorological observations of the vento norte phenomenon in the central region of rio grande do sul. *Revista Brasileira de Meteorologia*, pp 1–10
23. da Rosa CE, Stefanello M, Maldaner S, Facco DS, Roberti DR, Tirabassi T, Degrazia GA (2021) Employing spectral analysis to obtain dispersion parameters in an atmospheric environment driven by a mesoscale downslope windstorm. *Int J Environ Res Public Health* 18(24). <https://doi.org/10.3390/ijerph182413027>. <https://www.mdpi.com/1660-4601/18/24/13027>
24. Sartori MGB (2003) Gênese e características do vento norte regional em santa maria/rs. In: Simpósio brasileiro de geografia física e aplicada, v. 10
25. Sartori MGB (2016) O Vento Norte. DR Publicidade Editora, ISBN: 978-85-66301-69-4
26. Smith C, Hatchett BJ, Kaplan M (2018) A surface observation based climatology of diablo-like winds in california's wine country and western sierra nevada. *Fire* 1(2):25
27. Stefanello M, de Lima Nascimento E, da Rosa CE, Degrazia G, Mortarini L, Cava D (2020) A micro-meteorological analysis of the vento norte phenomenon in southern brazil. *Boundary-Layer Meteorology*, pp 1–25
28. Stull RB (1988) An introduction to boundary layer meteorology, vol 13. Springer Science & Business Media
29. Wilcoxon F (1947) Probability tables for individual comparisons by ranking methods. *Biometrics* 3(3):119–122
30. Wilcoxon F (1992) Individual comparisons by ranking methods. In: Breakthroughs in statistics. Springer, pp 196–202

**Publisher's Note** Springer Nature remains neutral with regard to jurisdictional claims in published maps and institutional affiliations.



## 5 ARTIGO 3: EMPLOYING SPECTRAL ANALYSIS TO OBTAIN DISPERSION PARAMETERS IN AN ATMOSPHERIC ENVIRONMENT DRIVEN BY A MESOSCALE DOWNSLOPE WINDSTORM



International Journal of  
*Environmental Research  
and Public Health*



Article

# Employing Spectral Analysis to Obtain Dispersion Parameters in an Atmospheric Environment Driven by a Mesoscale Downslope Windstorm

Cinara Ewerling da Rosa <sup>1,2,\*</sup> , Michel Stefanello <sup>1</sup>, Silvana Maldaner <sup>1</sup>, Douglas Stefanello Facco <sup>3</sup>, Débora Regina Roberti <sup>1</sup> , Tiziano Tirabassi <sup>1</sup> and Gervásio Annes Degrazia <sup>1</sup>

- <sup>1</sup> Departamento de Física, Universidade Federal de Santa Maria, Santa Maria 97105-900, RS, Brazil; michelstefanello@gmail.com (M.S.); silvana.maldaner@gmail.com (S.M.); debora@ufsm.br (D.R.R.); tiziano.tirabassi@gmail.com (T.T.); gervasiodegrazia@gmail.com (G.A.D.)  
<sup>2</sup> Instituto Federal Farroupilha, São Vicente do Sul 97420-000, RS, Brazil  
<sup>3</sup> Research Center on Remote Sensing and Meteorology, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre 91501-970, RS, Brazil; douglas.s.facco@gmail.com  
\* Correspondence: cinara.rosa@iffarroupilha.edu.br



**Citation:** da Rosa, C.E.; Stefanello, M.; Maldaner, S.; Facco, D.S.; Roberti, D.R.; Tirabassi, T.; Degrazia, G.A. Employing Spectral Analysis to Obtain Dispersion Parameters in an Atmospheric Environment Driven by a Mesoscale Downslope Windstorm. *Int. J. Environ. Res. Public Health* **2021**, *18*, 13027. <https://doi.org/10.3390/ijerph182413027>

Academic Editor: Jonathan E. Thompson

Received: 14 October 2021  
Accepted: 8 December 2021  
Published: 10 December 2021

**Publisher's Note:** MDPI stays neutral with regard to jurisdictional claims in published maps and institutional affiliations.



**Copyright:** © 2021 by the authors. Licensee MDPI, Basel, Switzerland. This article is an open access article distributed under the terms and conditions of the Creative Commons Attribution (CC BY) license (<https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>).

**Abstract:** Considering the influence of the downslope windstorm called “Vento Norte” (VNOR; Portuguese for “North Wind”) in planetary boundary layer turbulent features, a new set of turbulent parameterizations, which are to be used in atmospheric dispersion models, has been derived. Taylor’s statistical diffusion theory, velocity spectra obtained at four levels (3, 6, 14, and 30 m) in a micrometeorological tower, and the energy-containing eddy scales are used to calculate neutral planetary boundary layer turbulent parameters. Vertical profile formulations of the wind velocity variances and Lagrangian decorrelation time scales are proposed, and to validate this new parameterization, it is applied in a Lagrangian Stochastic Particle Dispersion Model to simulate the Prairie Grass concentration experiments. The simulated concentration results were shown to agree with those observed.

**Keywords:** Vento Norte; downslope windstorm; neutral boundary layer; shear-driven turbulence; turbulent parameterization

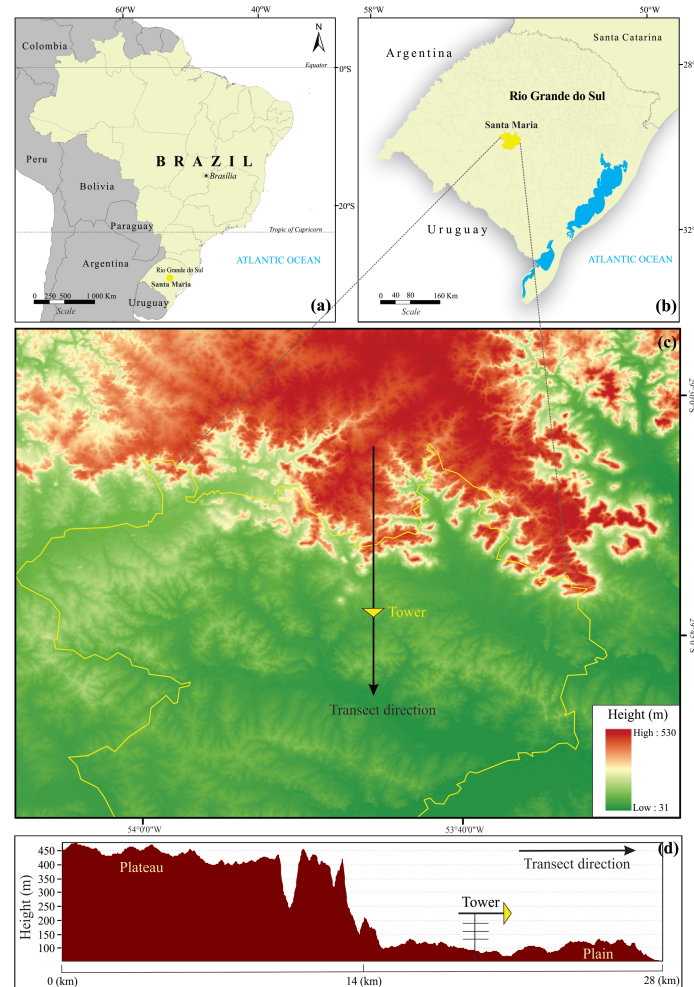
### 1. Introduction

Contaminant transport and dispersion in the planetary boundary layer is controlled by the mean wind flow and turbulent velocity components, respectively. The mean wind flow is associated with the direction of the mean transport of the contaminants, while the turbulence intensity drives the spread of the contaminant plume [1–3]. Therefore, the distinct Eulerian and Lagrangian traditional dispersion models must incorporate the physical parameters that represent the mean transport and dispersion effects into their formulation. Usually, Eulerian models employ eddy diffusivities to parameterize the concentration of turbulent fluxes [4], while Lagrangian models generally use turbulent velocity variances and decorrelation local time scales [5]. For both Eulerian and Lagrangian dispersion models, the mean wind flow must be specified.

The wind field and turbulent parameterizations are obtained from different meteorological scales. Therefore, detailed meteorological observations are of relevant importance in contaminant dispersion modeling studies. In this case, in addition to having the wind field originated by a mean flow, it is necessary to measure the high-frequency motions associated with the turbulent fluctuations, which are ultimately responsible for the diffusion.

In the surface boundary layer, turbulence is mainly driven by thermal and shear force phenomena. At the same time, the local topography can also reinforce the mean wind speed and consequently the turbulent activity in the presence of a downstream process provoked by topographic features [6–10].

In southern Brazil, there is a topographically forced airflow type that occurs in the cold season known as “Vento Norte” (VNOR; Portuguese for “North Wind” [11–14]). This mesoscale meteorological phenomenon generates an intense advection of warm air northward and produces a neutral boundary layer [13]. The VNOR windstorm is sustained by a specific large-scale atmospheric pressure system and induced by an abrupt difference in height (400 m), characterizing the plateau–plain interface in central Rio Grande do Sul State (Figure 1).



**Figure 1.** (a) Location of Santa Maria (yellow) in South America, (b) regional position of Santa Maria in Rio Grande do Sul State, (c) topography of the area surrounding the experimental site of Santa Maria, which is indicated by a yellow inverted triangle, and (d) topographical profile along the cross-section as indicated by the black line in (c). The arrow indicates the direction along the downslope.

In this study, spectral Taylor’s statistical diffusion theory and turbulence data measured from a multiple-level micrometeorological tower were employed to derive the dispersion parameters under VNOR neutral conditions. Additionally, this turbulent parameterization is used in a Lagrangian stochastic dispersion model to simulate the ground-level contaminant concentration measured in the Prairie Grass dispersion experiment.

## 2. Experimental Site and Data Analysis

The field observations analyzed in this study refer to measurements collected from May to August of 2020 at the site of the Federal University of Santa Maria, southern Brazil (29° 43' 27.5" S, 53° 45' 36.1" W; elevation 88 m). The site is situated near Santa Maria (Figure 1a,b) in a 24 ha area covered by natural vegetation, which represents a typical environment of the Pampa Biome.

A modest zonally-oriented depression, which defines the transition of the plateau (to the north) from the prairie (to the south), is situated at a horizontal distance of  $\approx 8$  km just to the north of the experimental site. Such topography declivity is characterized by an elevation of 400 m (Figure 1c,d). More details about the site can be found in Rubert et al. (2018) [15].

Starting in December 2019, wind velocity components ( $u$ ,  $v$ ,  $w$ ) and temperature ( $T$ ) were measured at multiple levels in a 30 m micrometeorological tower. Turbulence measured at a frequency of 10 Hz was sampled by one IRGASON (Campbell Sci., Inc., Logan, UT, USA) 3 m, above the ground, and at 6 and 14 m by two CSAT3B (Campbell Sci., Inc., Logan, UT, USA) sonic anemometers, as well as by one CSAT3 (Campbell Sci., Inc., Logan, UT, USA) sonic anemometer at the height of 30 m. The wind data were first rotated to the preferential wind direction by applying a double rotation for each 1 h time series. Then, mean and turbulent quantities and energy spectra were obtained.

### *Turbulent and Meteorological Variables of the VNOR*

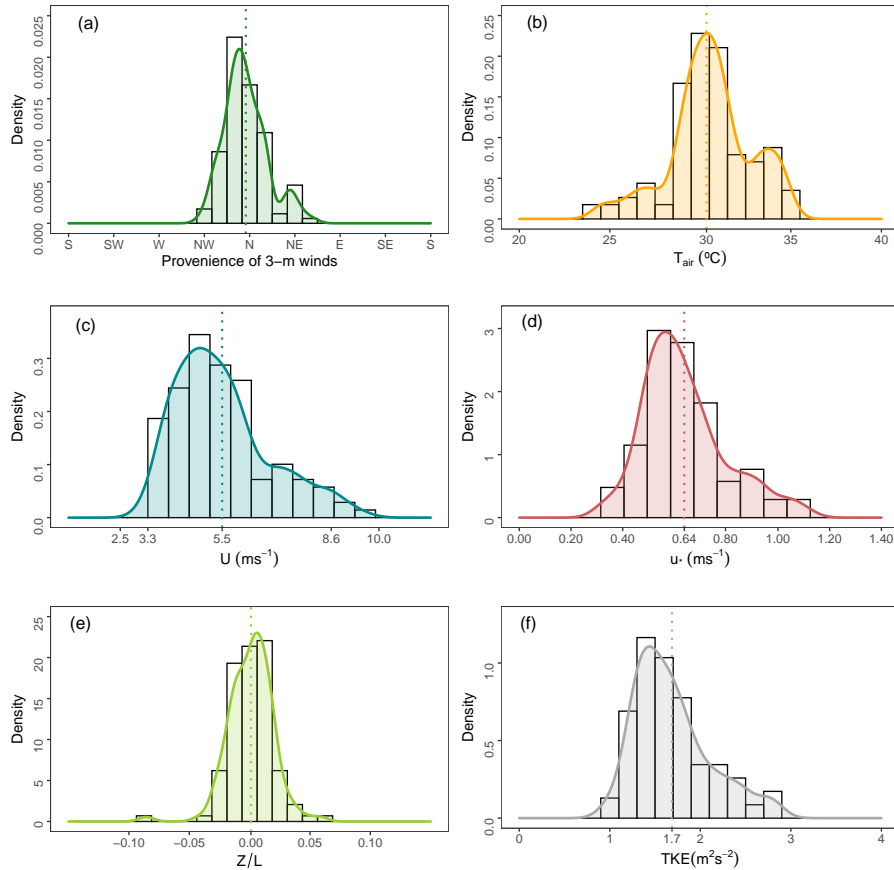
The dataset was initially verified to objectively individuate the VNOR episodes following, simultaneously, the subsequent criteria [13,16]: (i) wind speed above  $3.0 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ , (ii) wind direction ranging between  $270^\circ$  (west-northwest) and  $60^\circ$  (north-northeast), (iii) air temperature above the 90th percentile of the respective time and month, and (iv) minimum duration of 4 consecutive hours. Then, the time series of the above-mentioned variables was inspected by utilizing knowledge of the typical observed behavior of the atmospheric variables during an event [13,14,17]. The results presented hereinafter are related to 20 VNOR events and correspond to 116 h under such conditions obtained in the colder months of 2020 (May to August). The life cycle of the VNOR events varied from 4 to 17 h.

Figure 2 presents the observed distributions at 3 m of the following micrometeorological variables: the wind direction, mean temperature ( $T_{air}$ ), mean wind speed ( $U$ ), stability parameter ( $z/L$ , being  $z$  the height (3 m) and  $L$  the Obukhov length), friction velocity ( $u_*$ ), and turbulent kinetic energy ( $TKE$ ). These distributions highlight the presence of the VNOR features being dominant wind direction from the north (Figure 2a), warm airflow (Figure 2b), and intense mean wind speed (Figure 2c). Figure 2d,e presents values of  $u_* \approx 0.64$  and  $z/L \rightarrow 0$  and characterizes a neutral shear-driven surface boundary layer.

The synoptic-scale system establishes the background environment necessary for VNOR development and evolution [13,14]. The combination of this background environment with terrain features is responsible for persistent and warm northerly winds of moderate-to-strong magnitudes that generate a neutral boundary layer, with  $z/L \rightarrow 0$  for all measurement heights during the VNOR events. As shown in Figure 1, the terrain is reasonably uniform over a significant area around the measurements. Therefore, under this condition, it is expected that a neutral surface boundary layer be in equilibrium with the forcing responsible for its generation or intensification. The mean values of the meteorological variables along with the VNOR events are summarized in Table 1.

**Table 1.** Mean meteorological and micrometeorological variables during the VNOR events.

Height (m)	$U$ ( $\text{ms}^{-1}$ )	$T_{air}$ ( $^\circ\text{C}$ )	$u_*$ ( $\text{ms}^{-1}$ )	$TKE$ ( $\text{m}^2\text{s}^{-2}$ )
3	$5.5 \pm 1.4$	$30.3 \pm 2.7$	$0.6 \pm 0.2$	$1.7 \pm 0.4$
6	$6.2 \pm 1.5$	$28.4 \pm 2.6$	$0.7 \pm 0.2$	$1.8 \pm 0.4$
14	$7.1 \pm 1.7$	$28.3 \pm 2.6$	$0.8 \pm 0.2$	$1.9 \pm 0.5$
30	$8.6 \pm 1.9$	$28.6 \pm 2.6$	$0.9 \pm 0.2$	$2.0 \pm 0.5$



**Figure 2.** Density distributions at 3 m of (a) wind direction, (b) air temperature, (c) wind speed, (d) friction velocity, (e) stability parameter, and (f) TKE from May to August of 2020 relative to the VNOR cases. Dashed lines represent the means of the respective parameters.

### 3. Turbulent Parameterization

In this section, mathematical formulations that allowed us to calculate the various dispersion parameters are presented. The following expression derived by Degrazia et al. (2000) [18] represents a model used to describe observed Eulerian velocity spectra ( $S_i$ ) in a shear-driven neutral planetary boundary layer

$$\frac{nS_i}{u_*^2} = \frac{1.5c_i\phi_\epsilon^{2/3}f}{\left(1 + \frac{1.5f^{5/3}}{[(f_m)_i]^{5/3}}\right)[(f_m)_i]^{5/3}} \quad (1)$$

where  $i = u, v, w$ ,  $f = nz/U$  is the normalized frequency ( $n$  being the cyclic frequency in Hz and  $z$  the observation height),  $\phi_\epsilon = \epsilon\kappa z/u_*^3$  is the dimensionless turbulent dissipation rate ( $\epsilon$  is the mean turbulent kinetic energy dissipation per unit time per unit mass of fluid, and  $\kappa = 0.4$  is the von Kármán constant),  $(f_m)_i$  is the non-dimensional frequency of the neutral spectral peak,  $c_i = \alpha_i\alpha_u(2\pi\kappa)^{-2/3}$  with  $\alpha_u = 0.5 \pm 0.05$ , and  $\alpha_i = 1, 4/3, 4/3$  [19,20].

Using the residue theorem [21], Equation (1) can be integrated over the whole frequency domain to obtain the turbulent velocity variances

$$\sigma_i^2 = \frac{2.32c_i\phi_\epsilon^{2/3}u_*^2}{(f_m)_i^{2/3}}. \quad (2)$$

Applying the filtering procedure in the normalized Eulerian energy spectrum ( $F_i^E$ ) to select the flow main energy-containing eddies results in [18]

$$F_i^E(n \rightarrow 0) = \frac{S_i(n \rightarrow 0)}{\sigma_i^2} = \frac{0.64z}{(f_m)_i U}. \quad (3)$$

Based on the spectral Taylor's statistical diffusion theory, the local decorrelation time scales ( $T_{Li}$ ) can be written as

$$T_{Li} = \frac{\beta_i F_i^E(n \rightarrow 0)}{4} \quad (4)$$

where  $\beta_i = 0.55U/\sigma_i$  is the ratio of the Lagrangian to the Eulerian decorrelation time scales [22–24].

Employing Equation (3) into Equation (4) yields

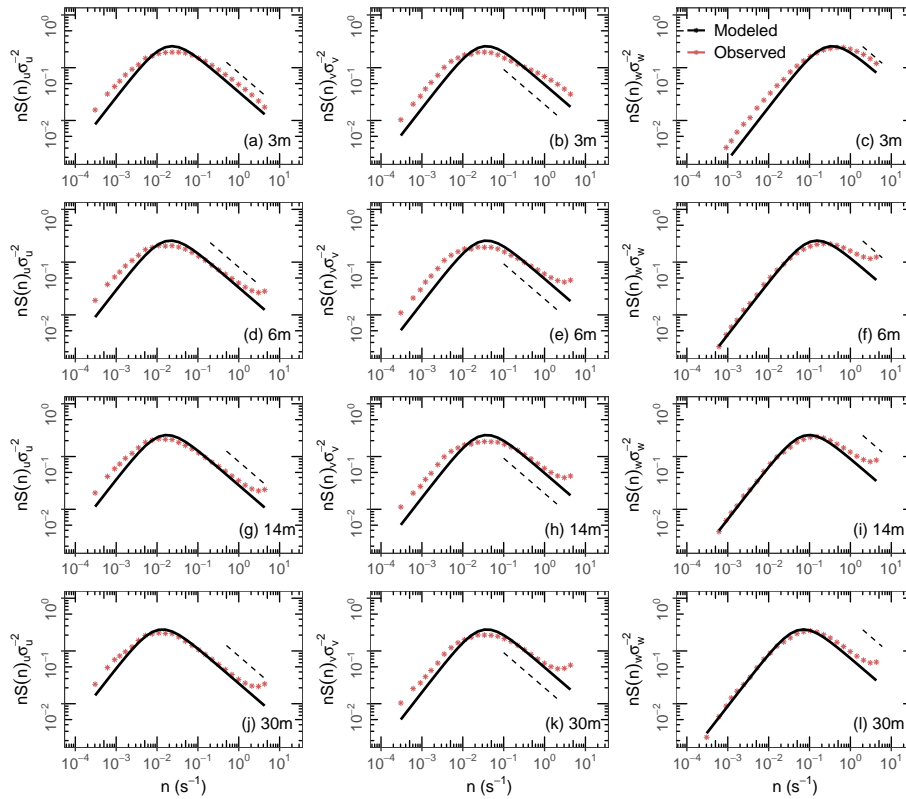
$$T_{Li} = 0.088 \frac{z}{\sigma_i (f_m)_i}. \quad (5)$$

Therefore, to estimate the time scales, it is necessary to provide the observed values of  $\sigma_i$  and  $(f_m)_i$ .

#### 4. Results and Discussion

The turbulent velocity energy spectra describe how the velocity variances are distributed between the distinct frequencies [2]. In this study, the employed data set used to generate the energy spectral curves corresponds to 116 h of VNOR observations. Firstly, the linear detrending was applied in a 1 h time series to remove non-stationarity. Then, for such time window, the single spectra were calculated by employing the fast Fourier transform technique. The ensemble averages were computed to obtain multiple-level representative spectra; these averages of normalized spectra are shown in Figure 3. The observed wind velocity spectra (red asterisk) follow the Kolmogorov inertial subrange behavior [25] (black dashed line). The spectra for the  $u$  and  $v$  velocity components present an energetic peak in the turbulent region and decrease at low-frequency ranges for all height. Such a pattern observed in the horizontal velocity components is provoked by the high-mean wind velocity observed during VNOR hours (Table 1). The model, as given by Equation (1), effectively reproduces the observed spectra in the turbulent frequency range (continuous black line). Therefore, a good comparison between the observed and modeled spectral curves allows realistic decorrelation time scales and turbulent velocity variances to be obtained. To parameterize the dispersion processes in the numerical models, it is important to describe the scales of the energy-containing eddies. From the statistical point of view, these energetic eddies are responsible for the turbulent diffusive action, and its scales are characterized by the peak frequencies clearly identified in the spectral curves.

Figure 4 exhibits the vertical variation of the dimensional peak frequencies  $(f_m^*)_i$  for the wind velocity components. It can be seen that, for the  $u$  (Figure 4a) and  $w$  (Figure 4c) components,  $(f_m^*)_u$  and  $(f_m^*)_w$  decrease to lower frequencies as the height increases. This behavior is more evident in the vertical wind velocity component. As the height increases, the surface impedance effect decreases; as a consequence, the vertical eddy scales assume larger values. Different  $(f_m^*)_v$  values tend to a nearly constant value (Figure 4b). This behavior is in qualitative agreement with  $(f_m)_i$  values obtained near the surface at a coastal site in southeastern Brazil by Martins et al. (2018) [26].



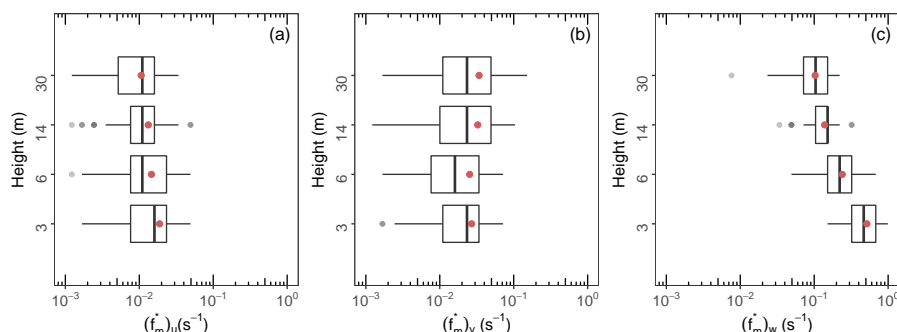
**Figure 3.** Representative spectra of the (a,d,g,j) longitudinal, (b,e,h,k) lateral, and (c,f,i,l) vertical turbulent velocity of the VNOR for heights 3 m (a–c), 6 m (d–f), 14 m (g–i), and 30 m (j–l).

The dimensionless ratios of the velocity standard deviations ( $\sigma_i$ ) to the friction velocity, which are employed to evaluate the surface boundary layer turbulence intensity, are presented in Table 2. The ratio values calculated from Equation (2) (M), employing the mean value of  $\phi_\epsilon \sim 1.1$  and the distinct values of  $(f_m)_i$  for each turbulent velocity component, are compared with the observed results (O). One can see that there is good agreement between the modeled and observed values as well as with previous studies by [2,17].

**Table 2.** Non-dimensional ratios between the standard deviation of the wind velocity components and the friction velocity observed at the Santa Maria micrometeorological tower and those found by other studies.

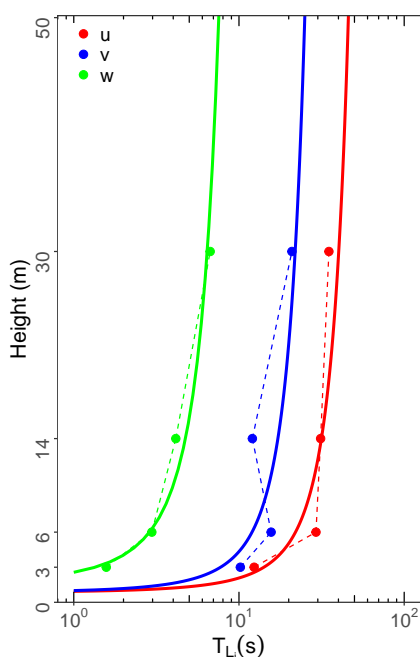
	Height (m)	$\sigma_u u_*^{-1}$		$\sigma_v u_*^{-1}$		$\sigma_w u_*^{-1}$	
		M	O	M	O	M	O
Santa Maria Tower	3	3.2	2.8	3.2	2.3	1.3	1.1
	6	3.6	2.7	2.9	2.4	1.5	1.3
	14	3.0	2.4	2.4	2.0	1.4	1.3
	30	2.5	2.3	2.3	1.8	1.4	1.3
Arbage et al. (2008) [17]	10	2.5	2.7	2.0	1.9	1.4	1.4
Martins et al. (2018) [26]	2	-	2.1	-	1.6	-	1.2
Panofsky and Dutton (1983) [2]	Various	-	2.4	-	1.9	-	1.2
Hanna (1982) [27]	At the surface	-	2.0	-	1.3	-	1.3





**Figure 4.** Boxplot of the dimensional frequency where the average spectra have their maximum ( $f_m^*$ ) (a) longitudinal, (b) lateral and (c) vertical of the VNOR for heights 3, 6, 14 and 30 m. The means are shown as red dots. Outliers are shown by gray dots.

By employing the observed values of  $\sigma_i$  and  $(f_m)_i$  into Equation (5), the decorrelation time scale's vertical profiles  $T_{L_i}$  are obtained (Figure 5). All these scales associated with the turbulent memory effect tend to increase with height. These  $T_{L_i}$  profiles are fitted by the following expressions:  $T_{L_u} = 11.3 \ln 1.2z$  (red continuous line),  $T_{L_v} = 5.8 \ln 1.1z$  (blue continuous line), and  $T_{L_w} = 2.2 \ln 0.6z$  (green continuous line).



**Figure 5.** Average vertical profile of the local decorrelation time scales ( $T_{L_i}$ ). The dashed and continuous lines represent the values of  $T_{L_i}$  obtained using Equation (5) and the fit, respectively.

### 5. Simulating Dispersion Experiments

The planetary boundary layer patterns associated with the VNOR episodes are described by persistent northerly winds of moderate-to-strong magnitude and, consequently, for these events, the wind shear forcing mechanism is mainly responsible for a turbulent dispersion generated by dominant mechanical effects. As a consequence, the main features

of the turbulent parameterization derived from VNOR episodes is expected to reproduce characteristics of a neutral planetary boundary layer.

In this section, as a test to evaluate the turbulent velocity variances and Lagrangian decorrelation time scales, these parameters are employed in the LAMBDA Lagrangian stochastic particle model to simulate the Prairie Grass neutral dispersion experiments. From the above-mentioned arguments, the classical Prairie Grass tracer dispersion experiments that occurred under  $U > 6 \text{ ms}^{-1}$  and  $u_* \geq 0.4 \text{ ms}^{-1}$  were selected. Following Garrat (1992) [28], these velocity scales characterize a neutral boundary layer. The Prairie Grass tracer release experiments were carried out in O'Neill (Nebraska, USA) in the summer of 1956 [29]. The contaminant (sulfur dioxide,  $\text{SO}_2$ ) was emitted at the height of 0.5 m on flat ground with a roughness length of 0.6 cm and collected at the height of 1.5 m at the following distances from the source: 50, 100, 200, 400, and 800 m. Table 3 exhibits the main micrometeorological quantities for the 13 selected Prairie Grass runs. In this table,  $h = 0.2(u_*/|f_c|)$  is the neutral boundary layer depth, and  $f_c = 10^{-4} \text{ s}^{-1}$  is the Coriolis parameter [2,28].

**Table 3.** Meteorological parameters during the Prairie Grass experiment.

Run	h (m)	$u_*$ ( $\text{ms}^{-1}$ )	$U$ ( $\text{ms}^{-1}$ )
5	780	0.40	7.0
9	550	0.48	8.4
19	650	0.41	7.2
20	710	0.63	11.3
26	900	0.45	7.8
27	1280	0.44	7.6
30	1560	0.48	8.5
43	600	0.40	6.1
44	1450	0.42	7.2
49	550	0.47	8.0
50	750	0.46	8.0
51	1880	0.47	8.0
61	450	0.53	9.3

The LAMBDA model is based on the solution of the three-dimensional Langevin equation for the random velocity [30]. The velocity and the displacement of each particle are described by [1]:

$$du_i = a_i(\mathbf{X}, \mathbf{u}, t) + b_{ij}(\mathbf{X}, \mathbf{u}, t)dW_j(t) \quad (6)$$

and

$$d\mathbf{X} = (\mathbf{U} + \mathbf{u})dt \quad (7)$$

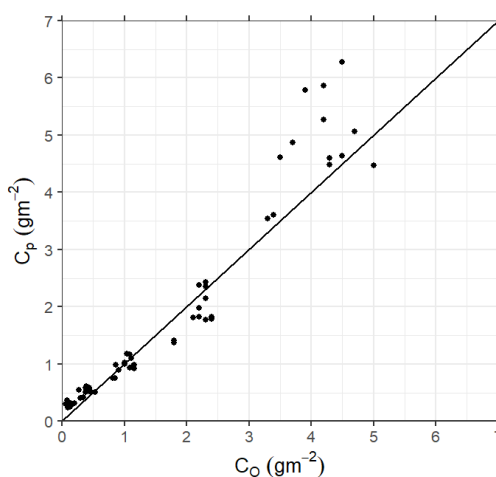
where  $\mathbf{X}$  is the displacement vector,  $\mathbf{U}$  is the mean wind velocity vector,  $\mathbf{u}$  is the Lagrangian velocity vector,  $a_i(\mathbf{X}, \mathbf{u}, t)$  is a deterministic term,  $b_{ij}(\mathbf{X}, \mathbf{u}, t)dW_j(t)$  is a stochastic term, and  $dW_j(t)$  are the increments of the Wiener process. The LAMBDA solves the stationary Fokker–Planck equation, and it also determines  $a_i$  and the coefficient  $b_{ij}$  through the velocity variances and Lagrangian decorrelation time scales. A detailed description of the LAMBDA model can be found in Ferrero et al. (1995) [31] and Carvalho et al. (2002) [32].

The LAMBDA model performance using quasi-experimental  $\sigma_i$  and  $T_{L_i}$  obtained from the VNOR cases is presented in Table 4 and Figure 6. Table 4 lists the statistical indices normally employed to compare observed and simulated concentrations. The normalized mean square error (NMSE), fractional bias (FB), and fractional standard deviations (FS) are close to zero and the correlation coefficient (R) close to one. In addition to the statistical indices, Figure 6 exhibits the scatterplot of observed and simulated concentrations.

**Table 4.** Statistical evaluation of the LAMBDA model.

NMSE	R	FB	FS
0.05	0.96	−0.09	−0.14

Therefore, by analyzing the scatter over the central line (Figure 6) and the magnitudes range of the statistical indices (Table 4), it is possible to note that the new parameterization satisfactorily reproduces the observed Prairie Grass concentration data under neutral conditions.

**Figure 6.** Scatter diagram between observed ( $C_o$ ) and predicted ( $C_p$ ) ground-level cross-wind integrated concentrations for the Prairie Grass experiment.

## 6. Conclusions

The mesoscale phenomenon VNOR that has been occurring in southern Brazil has been responsible for establishing, for a long time, a turbulence field driven by a dominant mechanical forcing. This downslope windstorm is characterized by intense and persistent northerly wind gusts associated with a robust advection of warm air, which causes changes in weather patterns. Therefore, a well-established neutral surface boundary layer is frequently observed during the occurrence of a VNOR phenomenon.

High-resolution micrometeorological observations measured during VNOR episodes at the experimental site of the Federal University of Santa Maria (southern Brazil) are used to calculate turbulent dispersion parameters. Peak frequencies extracted from the turbulent energy spectra are identified, and characteristic spatial–temporal scales of the energy-containing eddies are determined. The observational novelty in this study concerns determining the spectral peak frequencies sampled at four levels in a 30 m tower. The dimensional vertical spectral peaks vary as the height increases in the near-surface, while the dimensional horizontal spectral peaks are almost constant in this region. The multi-level measurements allow us to know in more detail the vertical variation of the energy-containing eddy scales responsible for the dominant transport in the surface boundary layer.

The capture of the vertical turbulence’s non-homogeneous character allowed us to determine expressions for the velocity variances, as well as Lagrangian local decorrelation time scales. These dispersion parameters represent the main input quantities to simulate the scalar turbulent transport in a Lagrangian Stochastic Particle Dispersion Model.

To test and evaluate the new neutral turbulent parameterizations, the expressions for  $\sigma_i$  and  $T_{Li}$  were employed in the LAMBDA model to reproduce concentration data of the

Prairie Grass experiments. The results showed that the  $\sigma_i$  and  $T_{Li}$  values derived herein may be suitable for applications in dispersion modeling under neutral stability conditions.

**Author Contributions:** Conceptualization, C.E.d.R., M.S. and G.A.D.; methodology, C.E.d.R., M.S., S.M. and G.A.D.; software, C.E.d.R., M.S., S.M. and D.S.F.; validation, C.E.d.R., M.S., S.M., T.T. and G.A.D.; formal analysis, C.E.d.R., M.S., S.M. and G.A.D.; investigation, C.E.d.R., M.S., S.M. and G.A.D.; data curation, C.E.d.R., M.S. and D.R.R.; writing—original draft preparation, C.E.d.R., M.S., S.M. and G.A.D.; writing—review and editing, all authors; visualization, C.E.d.R., M.S. and D.S.F.; supervision, G.A.D.; project administration, D.R.R. and G.A.D.; funding acquisition, D.R.R. and G.A.D. All authors have read and agreed to the published version of the manuscript.

**Funding:** This study was financed in part by Coordination for the Improvement of Higher Education Personnel—Brazil (CAPES)—Financing Code 001.

**Institutional Review Board Statement:** Not applicable.

**Informed Consent Statement:** Not applicable.

**Data Availability Statement:** The data used in this study are available by contacting the corresponding author.

**Acknowledgments:** The Santa Maria site has been deployed and maintained by the Micrometeorology Lab of the Federal University of Santa Maria (UFMS), lead by D.R.R., G.A.D., and Otávio Costa Acevedo. The authors acknowledge the staff of the Micrometeorology Lab for the technical support provided.

**Conflicts of Interest:** The authors declare no conflict of interest.

### Abbreviations

The following abbreviations are used in this manuscript:

VNOR	Vento Norte (Portuguese for “North Wind”)
TKE	turbulent kinetic energy
NMSE	normalized mean square error
FB	fractional bias
FS	fractional standard deviations
R	correlation coefficient

### References

1. Rodean, H.C. *Stochastic Lagrangian Models of Turbulent Diffusion*; American Meteorological Society: Boston, MA, USA, 1996; Volume 26.
2. Panofsky, H.; Dutton, J. *Atmospheric Turbulence: Models and Methods for Engineering Applications*; Wiley-Interscience: New York, NY, USA, 1984; p. 397.
3. Zannetti, P. *Air Pollution Modeling, Computational Mechanics Publications*; Southampton: Boston, MA, USA, 1990.
4. Tirabassi, T. Mathematical air pollution models: Eulerian models. In *Air Pollution and Turbulence: Modeling and Applications*; CRC Press: Boca Raton, FL, USA, 2009; pp. 131–156.
5. Anfossi, D.; Castelli, S.T. An outline of Lagrangian stochastic dispersion models. In *Air Pollution and Turbulence: Modeling and Applications*; CRC Press: Boca Raton, FL, USA, 2009; pp. 203–236.
6. Decker, S.G.; Robinson, D.A. Unexpected high winds in northern New Jersey: A downslope windstorm in modest topography. *Weather. Forecast.* **2011**, *26*, 902–921. [[CrossRef](#)]
7. Karmosky, C. Surface Melt on Ross Ice Shelf Interior during a Downsloping Wind Event. *Preprints* **2019**. [[CrossRef](#)]
8. Elvidge, A.D.; Renfrew, I.A. The causes of foehn warming in the lee of mountains. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* **2016**, *97*, 455–466. [[CrossRef](#)]
9. Durran, D. Mountain Meteorology | Downslope Winds. In *Encyclopedia of Atmospheric Sciences*, 2nd ed.; North, G.R., Pyle, J., Zhang, F., Eds.; Academic Press: Oxford, UK, 2015; pp. 69–74.
10. Whiteman, C.D. *Mountain Meteorology: Fundamentals and Applications*; Oxford University Press: New York, NY, USA, 2000.
11. Sartori, M. Gênese e características do vento norte regional em Santa Maria/RS. In *Anais—X Simpósio Bras. de Geogr. Física Apl.*; UERJ: Rio de Janeiro, Brazil, 2003.
12. Anabor, V.; Acevedo, O.; Moraes, O. Circulações termicamente induzidas na depressão central do Rio Grande do Sul. Parte I: Intensificação noturna do vento Norte. *Cienc. Nat.* **2005**, *391*–395.

13. Stefanello, M.; de Lima Nascimento, E.; da Rosa, C.E.; Degrazia, G.; Mortarini, L.; Cava, D. A Micrometeorological Analysis of the Vento Norte Phenomenon in Southern Brazil. *Bound.-Layer Meteorol.* **2020**, *176*, 415–439. [[CrossRef](#)]
14. Da Rosa, C.E.; Stefanello, M.; de Lima Nascimento, E.; Rossi, F.D.; Roberti, D.R.; Degrazia, G.A. Meteorological observations of the Vento Norte phenomenon in the central region of Rio Grande do Sul. *Rev. Bras. Meteorol.* **2021**, *36*, 367–376. [[CrossRef](#)]
15. Rubert, G.; Roberti, D.; Pereira, L.; Quadros, F.; Campos Velho, H.; Leal de Moraes, O. Evapotranspiration of the Brazilian Pampa Biome: Seasonality and Influential Factors. *Water* **2018**, *10*, 1864. [[CrossRef](#)]
16. Chamis, M.; Nascimento, E. *Condições Atmosféricas Associadas a Episódios de “Vento Norte” na Região Central do RS*; XVII Congresso Brasileiro de Meteorologia: Santa Maria, Brazil, 2012.
17. Arbage, M.C.A.; Degrazia, G.A.; Welter, G.S.; Roberti, D.R.; Acevedo, O.C.; de Moraes, O.L.L.; Ferraz, S.T.; Timm, A.U.; Moreira, V.S. Turbulent statistical characteristics associated to the north wind phenomenon in southern Brazil with application to turbulent diffusion. *Phys. A Stat. Mech. Appl.* **2008**, *387*, 4376–4386. [[CrossRef](#)]
18. Degrazia, G.; Anfossi, D.; Carvalho, J.; Velho, H.C.; Ferrero, E.; Mangia, C.; Rizza, U.; Castelli, S.T. Turbulence parameterization for PBL dispersion models in all stability conditions. In *Air Pollution Modeling and Its Application XIII*; Springer: Boston, MA, USA, 2000; pp. 745–746.
19. Champagne, F.; Friehe, C.; LaRue, J.; Wynagaard, J. Flux measurements, flux estimation techniques, and fine-scale turbulence measurements in the unstable surface layer over land. *J. Atmos. Sci.* **1977**, *34*, 515–530. [[CrossRef](#)]
20. Sorbjan, Z. *Structure of the Atmospheric Boundary Layer*; Number 551.51 SOR; Prentice Hall: New Jersey, USA, 1989; p. 317.
21. Boas, M.L. *Mathematical Methods in the Physical Sciences*, 2nd ed.; John Wiley & Sons: Hoboken, NJ, USA, 1983; p. 793.
22. Gifford, F. A simultaneous Lagrangian-Eulerian Turbulence experiment. *Mon. Weather Rev.* **1955**, *83*, 293–301. [[CrossRef](#)]
23. Wandel, C.; Kofoed-Hansen, O. On the Eulerian-Lagrangian transform in the statistical theory of turbulence. *J. Geophys. Res.* **1962**, *67*, 3089–3093. [[CrossRef](#)]
24. Degrazia, G.; Anfossi, D.; Velho, H.F.D.C.; Ferrero, E. A Lagrangian decorrelation time scale in the convective boundary layer. *Bound.-Layer Meteorol.* **1998**, *86*, 525–534. [[CrossRef](#)]
25. Kolmogorov, A.N. The local structure of turbulence in incompressible viscous fluid for very large Reynolds numbers. *Dokl. Akad. Nauk SSSR. JSTOR* **1941**, *30*, 301–305.
26. Martins, L.G.N.; Degrazia, G.A.; Acevedo, O.C.; Puhales, F.S.; De Oliveira, P.E.; Teichrieb, C.A.; Da Silva, S.M. Quasi-Experimental Determination of Turbulent Dispersion Parameters for Different Stability Conditions from a Tall Micrometeorological Tower. *J. Appl. Meteorol. Climatol.* **2018**, *57*, 1729–1745. [[CrossRef](#)]
27. Hanna, S. Applications in Air Pollution Modeling. In *Atmospheric Turbulence and Air Pollution Modeling*; Reidel: Dordrecht, The Netherlands, 1982; pp. 275–310.
28. Garratt, J. *The Atmospheric Boundary Layer*; Cambridge University Press: Cambridge, UK, 1992; Volume 416, p. 444.
29. Barad, M.L. *Project Prairie Grass, a Field Program in Diffusion*; Technical report; Air Force Cambridge Research Labs: Hanscom Afb, MA, USA, 1958.
30. Thomson, D. Criteria for the selection of stochastic models of particle trajectories in turbulent flows. *J. Fluid Mech.* **1987**, *180*, 529–556. [[CrossRef](#)]
31. Ferrero, E.; Anfossi, D.; Brusasca, G.; Tinarelli, G. Lagrangian particle model LAMBDA: Evaluation against tracer data. *Int. J. Environ. Pollut.* **1995**, *5*, 360–374.
32. Carvalho, J.D.C.; Degrazia, G.A.; Anfossi, D.; De Campos, C.R.J.; Roberti, D.R.; Kerr, A.S. Lagrangian stochastic dispersion modelling for the simulation of the release of contaminants from tall and low sources. *Meteorol. Z.* **2002**, *89*–97. [[CrossRef](#)]



## 6 DISCUSSÃO

As condições sinóticas de grande escala são responsáveis pela geração de escoamentos intensos de ar acelerados por efeitos topográficos. A evolução e intensificação destes regimes de vento, dependem das interações com a heterogeneidade local da superfície (CHOW; WEKKER; SNYDER, 2013; CANNON et al., 2017). A região central do estado do RS apresenta características topográficas particulares, com elevações de terreno contrastante que podem dar origem a circulações de mesoescala induzidas topograficamente. Tais condições, geram um padrão de escoamento descendente caracterizado pela presença de ventos fortes, quentes e secos, os quais sopram da região norte, e que são caracterizados como o fenômeno “*Vento Norte*” (VNOR). A ocorrência desse escoamento geofísico, frequentemente observado durante o período de inverno, altera as características climatológicas, os padrões turbulentos (STEFANELLO et al., 2020) e a difusão e o transporte de quantidades escalares e vetoriais (ARBAGE et al., 2008). Como consequência, seus efeitos causam impactos para a sociedade e economia da região central do RS (SARTORI, 2003; HELDWEIN et al., 2003). Contudo, apesar da regularidade de ocorrência do fenômeno VNOR, o estudo de suas características bem como o seu impacto na CLP, são pouco abordadas na literatura (SARTORI, 2003; ANABOR; ACEVEDO; MORAES, 2005; ARBAGE et al., 2008; STEFANELLO et al., 2020).

Nesse sentido, o presente estudo tem como objetivo investigar e caracterizar o fenômeno VNOR na região sul do Brasil. Especificamente, as características turbulentas presentes no escoamento VNOR foram investigadas e, da mesma forma, a abrangência dos padrões meteorológicas de pequena escala no estado do RS. Para tal proposição, a presente tese foi composta de um conjunto de artigos publicados durante o doutorado.

O primeiro artigo, intitulado “Meteorological Observations of the Vento Norte Phenomenon in the Central Region of Rio Grande do Sul” (Capítulo 3), abordou um estudo de caso de VNOR na cidade de Santa Maria/RS. Este caso específico, contextualizado em tempo e espaço, permitiu investigar, durante  $\approx 23$  horas, os padrões turbulentos e sinóticos durante um período diurno e noturno. Adicionalmente, foram traçados perfis atmosféricos no período analisado, os quais mostraram uma camada de mistura elevada sobre o centro do RS, indicando a presença de mistura turbulenta gerada mecanicamente durante o período noturno. A turbulência induzida mecanicamente foi responsável por erodir a camada limite estável, de cima para baixo, até o estabelecimento do VNOR próximo à superfície. Portanto, a investigação possibilitou a compreensão do fenômeno em caráter individual fornecendo uma base para ampliar a análise e caracterizar o fenômeno de VNOR a partir de grandes conjuntos de dados experimentais.

Além do mais, este trabalho indicou que o alto desvio padrão de temperatura pode ser considerado um parâmetro para identificar início e término do fenômeno. Tal resultado

foi validado ao relacionarmos o conceito de altos desvios padrões com eventos extremos (JAHN, 2015). Essa temática foi previamente abordada no trabalho “Estudo de um fenômeno prolongado de Vento Norte na região central do Rio Grande do Sul” (Rosa et al. (2018a); Apêndice A). Nesse caso foram realizadas observações referente ao evento de VNOR mais prolongado do ano de 2018 ( $\approx 35$  horas), validando e adaptando a viabilidade de critérios de detecção do fenômeno, primeiramente desenvolvido por Chamis e Nascimento (2012). Essa análise foi ampliada e complementada pelo emprego de medidas micrometeorológicas coletadas nas estações frias em um período de dois anos (2018–2019). Esse estudo mais detalhado forneceu bases para o desenvolvimento do estudo intitulado “*A Micrometeorological Analysis of the Vento Norte Phenomenon in Southern Brazil*” (STEFANELLO et al., 2020). Além disso, no estudo acima mencionado, a triagem dos casos de VNOR teve como suporte inicial o trabalho “*Deteção e predição de Vento Norte em Santa Maria/RS através de análise de outliers*” (Rosa et al. (2018b); Apêndice B).

O estudo realizado por Stefanello et al. (2020) forneceu indicativos de que a topografia com declive altimétrico acentuado na cidade de SM está associada com a intensificação local do escoamento. Essa constatação aponta a relevância de se investigar em escalas regionais, as manifestações do VNOR pelo emprego de uma rede de instrumentos distribuídos espacialmente. Com esta perspectiva foi confeccionado o segundo artigo intitulado “Regional-scale meteorological characteristics of the Vento Norte phenomenon observed in Southern Brazil” (Capítulo 4). Nesse artigo é descrito em escala regional uma abordagem dos efeitos climatológicos causados pela presença do fenômeno VNOR. O conjunto de dados empregados nessa análise são originados de onze anos (2009-2019) de observações ocorridas no período de inverno e coletadas em sete estações meteorológicas do INMET localizadas na cidade de SM ( $S_c$ ) e distribuídas em extensões meridionais ( $S_m$ ; Cruz Alta, Tupanciretã e Caçapava do Sul) e zonais ( $S_z$ ; Alegrete, São Vicente do Sul e Rio Pardo) em relação a região central do RS (verificar Tabela 1, Capítulo 4).

A análise estatística realizada é baseada em 73 episódios de VNOR compreendendo  $\approx 600$  horas (para mais detalhes ver Apêndice C). Tais eventos são caracterizados por rajadas médias de  $15 \text{ ms}^{-1}$ , direção média de  $351^\circ$  e temperatura do ar de  $27^\circ\text{C}$ . A investigação revela que a duração e intensidade da rajadas de vento estão relacionados, ou seja, quanto maior a intensidade máxima do vento, maior a duração do fenômeno (Fig. 6.1a). Por outro lado, a duração do fenômeno não apresentou dependência significativa dos meses de inverno (Fig. 6.1b), bem como da tendência preferencial de direção do vento <sup>1</sup>(Fig. 6.1c).

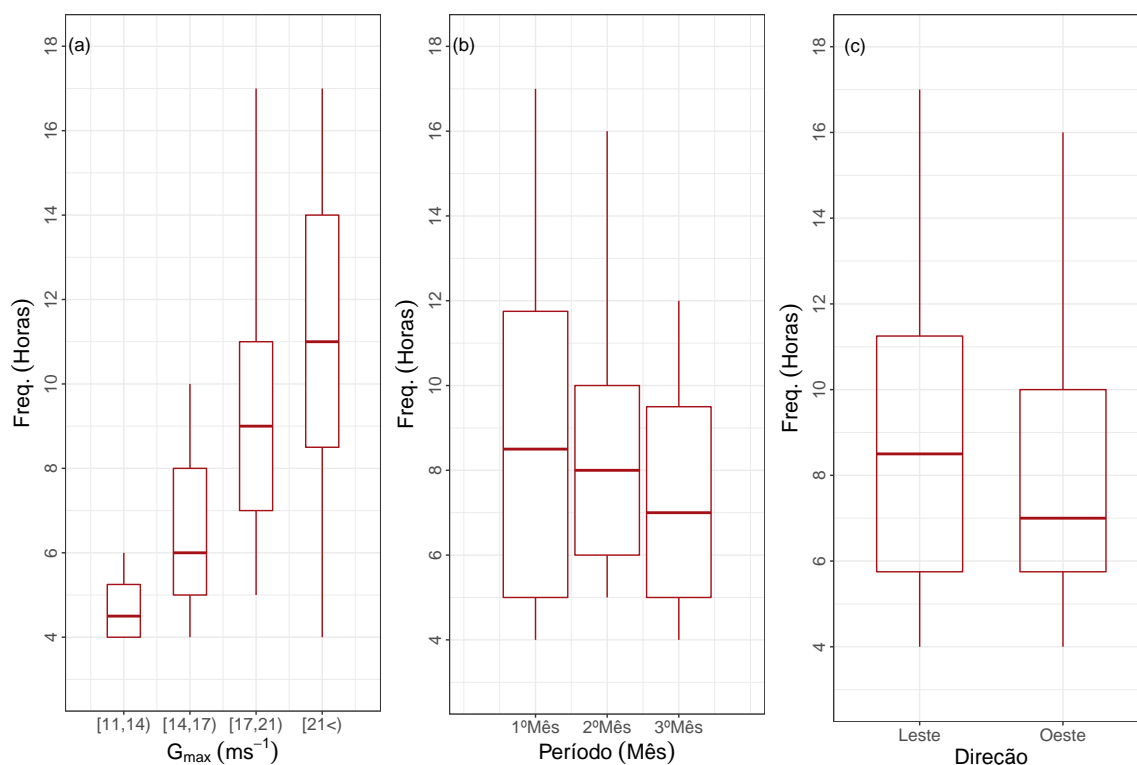
A partir dessa análise, as características e os efeitos do fenômeno em SM foram confrontados com aqueles ocorrendo nas distintas regiões investigadas. Como pode ser visto na Fig. 6.2, a distribuição de frequência de temperatura, rajada e direção de vento,

---

<sup>1</sup>Entende-se direção preferencial quando mais de 50% de horas do evento estiver na direção Norte-Nordeste ( $0^\circ$  e  $30^\circ$ ) ou Norte-Noroeste ( $300^\circ$  e  $0^\circ$ ).



Figura 6.1 – Boxplot do período de duração dos episódios de VNOR no inverno de 2009 a 2019 na cidade de SM/RS em relação: (a) Intensidade do vento, (b) meses de inverno e (c) direção preferencial do vento.



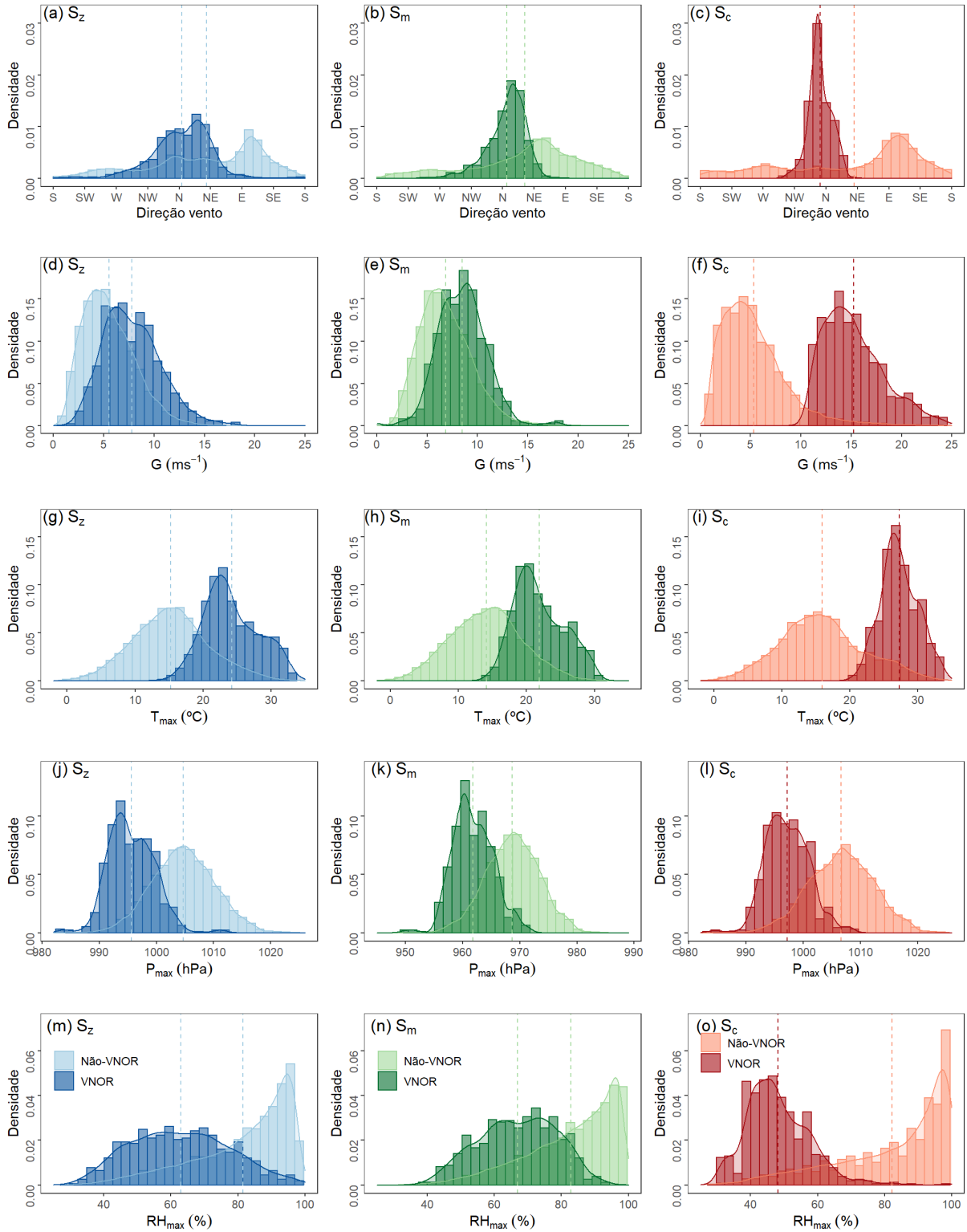
Fonte: Autor.

pressão e umidade relativa é bimodal nas regiões  $S_c$ ,  $S_z$  e  $S_m$ .

Nessa figura, há uma densidade máxima associada aos casos de VNOR e outro máximo associado ao caso de não-VNOR. Os resultados mostram que, mesmo quando todos os dados de dias diferentes são considerados em conjunto, o que pode incluir eventos de vento gerados por mecanismos diferentes, as distribuições de frequência das variáveis meteorológicas são caracterizadas por dois padrões distintos. Portanto, essa análise aponta a utilidade de se contrastar os padrões meteorológicos nos casos VNOR e não-VNOR.

Particularmente, durante o VNOR, os setores registram um aumento de temperatura de aproximadamente 70% em relação ao período de inverno. Além disso, as médias das rajadas de vento da direção norte, apresentam um crescimento significativo da ordem de 200% em relação ao período sem VNOR. Um aumento menos expressivo das magnitudes do vento foram registradas nas seções meridional (28%) e zonal (41%). Os resultados ainda mostram que os efeitos desse escoamento geofísico provocam queda da pressão atmosférica em todos os setores analisados e estão associados a condições de baixa umidade relativa do ar. Os valores médios da umidade durante o VNOR revelam índices mais baixos em SM (48%) quando comparados com aqueles observados nas seções zonal (59%) e meridional (64%). A presente análise mostra que o escoamento é amplificado na

Figura 6.2 – Distribuições de densidade de (a-c) direção do vento, (d-f) rajadas de vento, (g-i) temperatura do ar, (j-l) pressão atmosférica, (m-o) umidade relativa para os dados de VNOR e não-VNOR para as regiões  $S_z$  (a,d,g,j,m),  $S_m$  (b,e,h,k,n) e  $S_c$  (c,f,i,l,o). As linhas tracejadas representam as médias dos respectivos parâmetros.



Fonte: Autor.

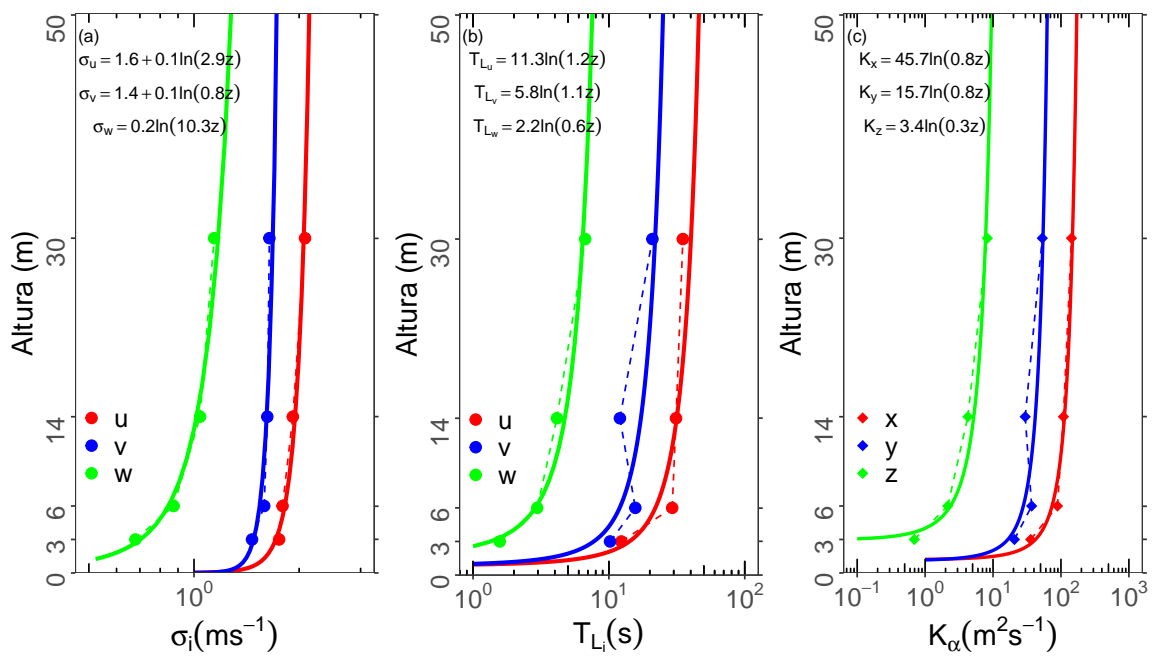
cidade de SM em relação as demais regiões, sendo que a sua posição central possui características topográficas favoráveis a essa intensificação. Portanto, o estudo indica que o fenômeno do VNOR afeta de um modo preponderante o clima regional no sul do Brasil e que as suas características reforçadas ocorrem na região central.

Uma compreensão mais detalhada do escoamento VNOR é, portanto, muito relevante para melhorar as previsões meteorológicas locais e os modelos que descrevem a dispersão e o transporte de contaminantes na CLP. Conforme discutido previamente, a combinação de um ambiente sinótico favorável e as características locais topográficas é o mecanismo gerador de ventos persistentes e quentes do norte de magnitudes moderadas a fortes. Esse regime de escoamento é responsável por estabelecer uma camada limite neutra na qual as características da turbulência são geradas principalmente pelo cisalhamento de vento.

A derivação de uma parametrização para descrever os processos de transporte e difusão durante a ocorrência do VNOR é abordado no terceiro artigo intitulado "Employing spectral analysis to obtain dispersion parameters in an atmospheric environment driven by a mesoscale downslope windstorm" (Capítulo 5). Do ponto de vista da modelagem da dispersão atmosférica, um dos desafios atuais está relacionado com a representação dos termos desconhecidos nos modelos eulerianos (fluxos turbulentos de concentração) e lagrangeanos (termo estocástico associado às flutuações de pressão). A principal novidade apresentada no estudo foi a determinação de parâmetros de dispersão turbulenta obtidos a partir de observações realizadas por anemômetros sônicos instalados em múltiplos níveis de uma torre micrometeorológica de 30 metros de altura. As medidas permitiram uma investigação da variação vertical das escalas dos turbilhões mais energéticos, os quais são os principais responsáveis pelo transporte na camada limite superficial.

O conjunto de parametrizações que descrevem as variâncias de velocidade, as escalas de tempo de decorrelação local lagrangeana e os coeficientes de difusão turbulenta, durante as condições de VNOR, são exibidas na Figura 6.3. Esses parâmetros de dispersão representam as principais grandezas de entrada empregadas na simulação do transporte e a difusão turbulenta na CLP. As variâncias de velocidade e as escalas de decorrelação lagrangeanas foram utilizadas em um modelo de dispersão estocástico lagrangeano para simular experimentos de liberação de contaminantes em condições atmosféricas caracterizadas por uma camada superficial neutra. As novas parametrizações reproduzem o campo de concentração de contaminantes observados e, como consequência, podem ser empregadas em modelos de poluição do ar.

Figura 6.3 – Perfil vertical médio das variâncias de velocidade ( $\sigma_i$ ) (a), das escalas de tempo de decorrelação local ( $T_{L_i}$ ) (b) e dos coeficientes de difusão turbulenta ( $K_\alpha$ ) (c). As linhas tracejadas representam os valores de  $\sigma_i$ ,  $T_{L_i}$  e  $K_\alpha$  obtidos usando as Eqs. 2.48, 2.51 e 2.52 respectivamente. As linhas contínuas representam os fits.



Fonte: Autor.

## 7 CONCLUSÕES

A descrição e a compreensão das interações entre a superfície e a atmosfera em terrenos complexos representam atividades de pesquisa que influenciam decisivamente a construção de novos modelos meteorológicos. Nessa perspectiva, os desafios atuais repousam principalmente na descrição dos efeitos provocados pela complexidade das distintas superfícies que estão presentes em diferentes regiões da Terra. Particularmente, as topografias complexas desempenham um importante papel na geração de escoamentos induzidos localmente. Na região sul do Brasil, um fenômeno gerado por um ambiente de escala sinótica e influenciado localmente por características topográficas de declive é conhecido como o fenômeno “*Vento Norte*” (VNOR). A manifestação deste escoamento geofísico na região central do RS é marcada por intensas rajadas de vento, as quais são responsáveis por uma advecção de ar quente ocorrendo, principalmente, nas estações frias do ano. A presente tese, do ponto de vista micrometeorológico e climatológico, investiga e caracteriza as escalas espaciais e temporais do fenômeno VNOR em uma extensa região no sul do Brasil.

No primeiro artigo, intitulado “Meteorological Observations of the Vento Norte Phenomenon in the Central Region of Rio Grande do Sul” (Capítulo 3), investiga-se, pelo emprego de medidas realizadas por um anemômetro sônico e observações de radiossondagem, um caso característico do fenômeno VNOR na cidade de Santa Maria/RS. No segundo artigo, intitulado “Regional-scale meteorological characteristics of the Vento Norte phenomenon observed in Southern Brazil” (Capítulo 4), considerando, 11 anos de observações coletadas pelas torres do INMET, localizadas nas cidades de SM, CRA, TUP, CAP, ALG, SVS e RPA, analisa-se os padrões de ocorrência do VNOR do ponto de vista regional. No terceiro artigo intitulado “Employing spectral analysis to obtain dispersion parameters in an atmospheric environment driven by a mesoscale downslope windstorm” (Capítulo 5), os processos de transporte e difusão durante o VNOR são descritos e uma parametrização para a camada limite neutra é derivada. Esse último estudo empregou medidas micrometeorológicas coletadas em 4 níveis verticais no sítio experimental da Universidade Federal de Santa Maria.

As principais conclusões do trabalho são listadas a seguir:

- Durante o ciclo de vida do fenômeno VNOR foram observadas mudanças nos parâmetros climatológicos da região em relação as magnitudes observadas durante o período de inverno, ou seja, um aumento significativo da temperatura, da rajada e velocidade do vento provenientes da direção norte, bem como uma redução da umidade relativa do ar e da pressão atmosférica;
- O início do fenômeno VNOR é marcado por um aumento acentuado da temperatura

e da velocidade do vento. Por outro lado, uma redução significativa da temperatura e da velocidade indica o seu desaparecimento. A partir destas observações, o aumento do desvio padrão de temperatura é indicado como um bom parâmetro de detecção de início e término do fenômeno;

- Os perfis atmosféricos sugerem a presença de uma camada de mistura elevada induzida mecanicamente durante o ciclo de vida do VNOR. Essa camada de mistura desempenha um papel importante no estabelecimento do fenômeno em regiões próximas a superfície e também durante a sua evolução;
- Durante a presença do VNOR os parâmetros micrometeorológicos apresentaram uma intensificação nas suas magnitudes, bem como uma influência no comportamento do fluxo de calor ao longo do dia. Esses resultados indicam que o VNOR perturba substancialmente a estrutura turbulenta da CLP;
- A partir de uma pequena climatologia foi detectada a ocorrência de VNOR ao longo de todo o período de inverno, porém a maior frequência ocorreu no período de 21 de julho a 20 de agosto. Com a presente análise, não se detectou uma regularidade de ocorrência anual do fenômeno. A distribuição anual variou de 01 caso (2018) até 11 casos (2019), com uma média de 7 casos anuais;
- Os eventos possuem uma duração média de 8 h. Em 70% dos casos, o horário de início ocorre no período entre 0000 e 1000 HL. Por outro lado, em 66% dos casos o horário de término ocorre entre 0900 e 1900 HL. A maior frequência dos eventos ocorre nas primeiras 12 h do dia;
- A persistência do fenômeno está correlacionada com a intensidade das rajadas de vento. De maneira geral, quanto maior a intensidade das rajadas maior é a durabilidade do evento;
- O fator de rajada, expresso em termos da razão entre a velocidade média e a rajada máxima, dos episódios de VNOR é semelhante aos encontrados em ciclones extratropicais e tropicais. Esse comportamento é também observado em outros escoamentos de declive, como por exemplo, os episódios de vento que ocorrem na região de Santa Ana - Califórnia (EUA);
- Observa-se manifestações características do fenômeno VNOR em uma grande região do sul do Brasil. Entretanto, os distintos padrões meteorológicos (temperatura, rajada de vento, umidade relativa e pressão atmosférica) apresentaram intensidades contrastantes entre as extensões meridional e zonal e a região central do estado do RS;

- O fenômeno VNOR foi observado com maior intensidade na cidade de SM/RS, com destaque para as rajadas de vento que apresentaram uma média de aumento de 200% em relação ao período sem ocorrência de VNOR. Essa variável apresentou aumento mais discreto nas demais regiões, 28 e 41% nas seções meridional e zonal, respectivamente;
- Os resultados encontrados para a intensificação do VNOR em SM sugerem que os eventos são influenciados por uma forçante topográfica associada a um desnível altimétrico abrupto que separa o planalto ao norte da depressão central ao sul do RS;
- Durante os episódios de VNOR, a turbulência na CLP, gerada principalmente pelo cisalhamento do vento, apresenta padrões característicos de uma camada limite neutra, com magnitudes da velocidade do vento e do atrito superficial elevadas e  $z/L \rightarrow 0$ ;
- Parâmetros de dispersão turbulenta na presença de VNOR, tais como variâncias de velocidade, as escalas de tempo de decorrelação local lagrangeana e os coeficientes de difusão turbulenta, foram obtidas em múltiplos níveis de observações em uma torre micrometeorológica. Esses parâmetros foram aplicados em um modelo de dispersão lagrangeano para simular a concentração de contaminantes em situações de estabilidade próximas ao neutro. Os resultados mostraram que as novas parametrizações permitem reproduzir as concentrações observadas e, portanto, podem ser aplicadas em diferentes modelos de poluição do ar.

Este trabalho analisou e caracterizou os principais fatores climatológicos e micrometeorológicos relacionados à formação e desenvolvimento do escoamento VNOR. O estudo contribuiu para uma melhor descrição dos processos e das interações que ocorrem entre a superfície e a atmosfera durante a ocorrência destes eventos. Portanto, as informações extraídas da presente investigação poderão ser utilizadas como base para melhorar o desempenho de modelos numéricos nas áreas de difusão atmosférica e na previsão de Tempo local.

## 7.1 TRABALHOS FUTUROS

Existem algumas possibilidades para pesquisas futuras baseadas neste trabalho, as quais são descritas a seguir:

- Ondas de calor são geralmente geradas por condições climáticas locais específicas e podem estar relacionadas com características topográficas locais (PERKINS, 2015;

HORTON et al., 2016; WANG et al., 2016). Em particular, os efeitos de escoamentos descendentes associados à episódios de ondas de calor são estudados por Wang et al. (2016) em Hangzhou e Dinghai na província de Zhejiang (China). Com base neste último trabalho, pretende-se investigar a relação da ocorrência de VNOR com os episódios de onda de calor no sul do Brasil. Uma análise preliminar indicou que as ondas de calor detectadas por Reis, Boiaski e Ferraz (2019) no período de inverno estão também associadas com eventos característicos do VNOR. Além disso, em 64% das horas de ocorrência de onda de calor foram observados a ocorrência do VNOR.

- Os resultados observacionais podem servir de base para nortear futuras simulações numéricas que buscam investigar a interação e a evolução do escoamento VNOR na CLP. Especificamente, estudos de modelagem empregando o modelo operacional numérico de previsão do Tempo (Weather Research and Forecasting - WRF) devem abordar com mais detalhes esta evolução.



## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ABATZOGLOU, J. T.; BARBERO, R.; NAUSLAR, N. J. Diagnosing santa ana winds in southern california with synoptic-scale analysis. **Weather and Forecasting**, v. 28, n. 3, p. 704–710, 2013.

ABATZOGLOU, J. T. et al. Global climatology of synoptically-forced downslope winds. **International Journal of Climatology**, Wiley Online Library, v. 41, n. 1, p. 31–50, 2021.

ANABOR, V.; ACEVEDO, O. C.; MORAES, O. L. L. Circulações termicamente induzidas na depressão central do rio grande do sul. parte i: intensificação noturna do vento norte. **Ciencia & Natura**, esp., n. 1, p. 391–395, 2005.

ANFOSSI, D.; DEGRAZIA, G.; GOULART, A. An analysis of sonic anemometer observations in low wind speed conditions. *Boundary-Layer Meteorol.*, 114, 2005.

ARBAGE, M. C. A. et al. Turbulent statistical characteristics associated to the north wind phenomenon in southern brazil with application to turbulent diffusion. **Physica A: Statistical Mechanics and its Applications**, Elsevier, v. 387, n. 16, p. 4376–4386, 2008.

ARYA, P. S. **Introduction to micrometeorology**. San Diego, California: Academic press, 2001. v. 79.

BATCHELOR, G. Diffusion in a field of homogeneous turbulence. i. eulerian analysis. **Australian Journal of Chemistry**, CSIRO Publishing, v. 2, n. 4, p. 437–450, 1949.

BRYAZGIN, N. N.; DEMENTIEV, A. A. **Hazardous Meteorological Phenomena in the Russian Arctic**. Sankt-Petersburg, Russia: Gidrometeoizdat, 1996. 150 p.

CANNON, F. et al. Wrf simulation of downslope wind events in coastal santa barbara county. **Atmospheric Research**, Elsevier, v. 191, p. 57–73, 2017.

CARVALHO, J. C. et al. Simulating the characteristic patterns of the dispersion during sunset pbl. **Atmospheric Research**, Elsevier, v. 98, n. 2-4, p. 274–284, 2010.

CHAMIS, M. L.; NASCIMENTO, E. de L. Condições atmosféricas associadas a episódios de "vento norte" na região central do rs. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, XVII., 2012, Gramado. **Anais XVII Congresso Brasileiro de Meteorologia**. São Paulo: Sociedade Brasileira de Meteorologia, 2012.

CHAMPAGNE, F. et al. Flux measurements, flux estimation techniques, and fine-scale turbulence measurements in the unstable surface layer over land. **Journal of Atmospheric Sciences**, v. 34, n. 3, p. 515–530, 1977.

CHOW, F. K.; WEKKER, S. F. D.; SNYDER, B. J. **Mountain weather research and forecasting: recent progress and current challenges**. Dordrecht, The Netherlands: Springer, 2013. 750 p.

COOKE L. J., M. S. R.; BECKER, W. J. Chinook winds and migraine headache. **Neurology**, v. 54, n. 2, p. 302, 2000.

CRUZ, M. G. et al. Evaluating the 10% wind speed rule of thumb for estimating a wildfire's forward rate of spread against an extensive independent set of observations. **Environmental Modelling & Software**, Elsevier, v. 133, p. 104818, 2020.

CSANADY. **Turbulent Diffusion in the Environment**. Dordrecht, Holland: D. Reidel Publishing Company, 1973.

DEGRAZIA, G.; ANFOSSI, D. Estimation of the kolmogorov constant  $c_0$  from classical statistical diffusion theory. **Atmospheric Environment**, Elsevier, v. 32, n. 20, p. 3611–3614, 1998.

DEGRAZIA, G. et al. Turbulence parameterization for pbl dispersion models in all stability conditions. In: **Air Pollution Modeling and Its Application XIII**. Boston, MA: Springer, 2000. p. 745–746.

EFIMOV, V.; KOMAROVSKAYA, O. The novaya zemlya bora: Analysis and numerical modeling. **Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics**, Springer, v. 54, n. 1, p. 73–85, 2018.

GARDINER, C. W. **Handbook of stochastic methods**. Berlin: Springer, 1983.

GIFFORD, F. A simultaneous lagrangian-eulerian turbulence experiment. **Monthly Weather Review**, v. 83, p. 293–301, 1955.

GRIMM, A. M. Clima da região sul do brasil. In: CAVALCANTI, I. F. d. A. (Ed.). **Tempo e clima no Brasil**. São Paulo: Oficina de textos, 2016. p. 259–275.

HANG, C. et al. A case study of the mechanisms modulating the evolution of valley fog. **Pure and Applied Geophysics**, Springer, v. 173, n. 9, p. 3011–3030, 2016.

HANNA, S. R. Lagrangian and eulerian time-scale relations in the daytime boundary layer. *J. Appl. Meteorology*, 20, 1980.

HAY, J.; PASQUILL, F. Diffusion from a continuous source in relation to the spectrum and scale of turbulence. In: LANDSBERG, H.; Van Mieghem, J. (Ed.). Amsterdam: Elsevier, 1959, (Advances in Geophysics, v. 6). p. 345–365.

HELDWEIN, A. B. et al. Frequência de ocorrência de ventos fortes em santa maria, rs. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, v. 11, n. 2, p. 285–291, 2003.

HORTON, R. M. et al. A review of recent advances in research on extreme heat events. **Current Climate Change Reports**, Springer, v. 2, n. 4, p. 242–259, 2016.

JAHN, M. Economics of extreme weather events: Terminology and regional impact models. **Weather and Climate Extremes**, Elsevier, v. 10, p. 29–39, 2015.

JENSEN, D. D. et al. The evolution and sensitivity of katabatic flow dynamics to external influences through the evening transition. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, Wiley Online Library, v. 143, n. 702, p. 423–438, 2017.

KAIMAL, J. C.; FINNIGAN, J. J. Atmospheric boundary layer flows: their structure and measurement. Oxford University Press, 1994.

KOLMOGOROV, A. N. The local structure of turbulence in incompressible viscous fluid for very large reynolds numbers. In: JSTOR. **Dokl. Akad. Nauk SSSR**. URSS, 1941. v. 30, n. 4, p. 301–305.

LÁSKA, K. et al. High-resolution numerical simulation of summer wind field comparing wrf boundary-layer parametrizations over complex arctic topography: case study from central spitsbergen. **Meteorologische Zeitschrift**, Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, v. 26, n. 4, p. 391–408, 2017.

LEHNER, M. et al. A case study of the nocturnal boundary layer evolution on a slope at the foot of a desert mountain. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 54, n. 4, p. 732–751, 2015.

LI, J. et al. Observational analyses of dramatic developments of a severe air pollution event in the beijing area. **Atmospheric Chemistry and Physics**, Copernicus GmbH, v. 18, n. 6, p. 3919–3935, 2018.

LOTHON, M. et al. The blast field experiment: boundary-layer late afternoon and sunset turbulence. **Atmospheric chemistry and physics**, Copernicus GmbH, v. 14, n. 20, p. 10931–10960, 2014.

MACDONALD, M. K.; POMEROY, J. W.; ESSERY, R. L. Water and energy fluxes over northern prairies as affected by chinook winds and winter precipitation. **Agricultural and Forest Meteorology**, Elsevier, v. 248, p. 372–385, 2018.

MAHRT, L. Stratified atmospheric boundary layers. **Boundary-Layer Meteorology**, Springer, v. 90, n. 3, p. 375–396, 1999.

MANOMAIPHIBOON, K.; RUSSELL, A. Evaluation of some proposed forms of lagrangian velocity correlation coefficient. **International Journal of Heat and Fluid Flow**, v. 24, n. 5, p. 709 – 712, 2003. ISSN 0142-727X. Disponível em: <<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0142727X03000651>>.

MASS, C. F.; OVENS, D. The northern california wildfires of 8–9 october 2017: The role of a major downslope wind event. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 100, n. 2, p. 235–256, 2019.

MATH, F. A. Battle of the chinook wind at havre, mont. **Monthly Weather Review**, v. 62, n. 2, p. 54–57, 1934.

MITXELENA, J. A. A. et al. From weak to intense downslope winds: origin, interaction with boundary-layer turbulence and impact on co2 variability. **Atmospheric chemistry and physics**, Copernicus publications, v. 19, n. 7, p. 4615–4635, 2019.

MONIN, A.; OBUKHOV, A. **Basic laws of turbulent mixing in the ground layer of the atmosphere (osnovne zakonomernosti turbulentnogo peremeshvaniya v prizemnom sloe atmosfery)**. Boston, 1959.

MOORE, G. The novaya zemlya bora and its impact on barents sea air-sea interaction. **Geophysical research letters**, Wiley Online Library, v. 40, n. 13, p. 3462–3467, 2013.

NASCIMENTO, E. d. L.; CHAMIS, M. L. Atmospheric conditions associated with the winds-torm "vento norte". In: **Croatian-USA Workshop on Mesometeorology**. Croatian-USA: Croatian Meteorological and Hydrological Service, 2012.

NORTE, F. A. Understanding and forecasting zonda wind (andean foehn) in argentina: a review. Scientific Research Publishing, 2015.

OLESEN, H.; LARSEN, S. E.; HOJSTRUP, J. Modelling velocity spectra in the lower part of the planetary boundary layer. **Boundary-Layer Meteorology**, Springer, v. 29, n. 3, p. 285–312, 1984.

OTERO, F.; ARANEO, D. Zonda wind classification using machine learning algorithms. **International Journal of Climatology**, Wiley Online Library, v. 41, p. E342–E353, 2021.

PAIVA, L.; BODSTEIN, G.; PIMENTEL, L. Influence of high-resolution surface databases on the modeling of local atmospheric circulation systems. **Geoscientific Model Development**, Copernicus GmbH, v. 7, n. 4, p. 1641–1659, 2014.

PANOFSKY, H.; DUTTON, J. **Atmospheric Turbulence**. New York: Interscience, 1984. 397 p.

PASQUILL, F.; SMITH, F. Atmospheric diffusion.: Study of the dispersion of windborne material from industrial and other sources. **JOHN WILEY & SONS, 605 THIRD AVE., NEW YORK, NY 10016, USA. 1983.**, 1983.

PERKINS, S. E. A review on the scientific understanding of heatwaves—their measurement, driving mechanisms, and changes at the global scale. **Atmospheric Research**, Elsevier, v. 164, p. 242–267, 2015.

RAPHAEL, M. The santa ana winds of california. **Earth Interactions**, v. 7, n. 8, p. 1–13, 2003.

REIS, N. Cordero Simões dos; BOIASKI, N. T.; FERRAZ, S. E. T. Characterization and spatial coverage of heat waves in subtropical brazil. **Atmosphere**, Multidisciplinary Digital Publishing Institute, v. 10, n. 5, p. 284, 2019.

RICHNER, H.; HÄCHLER, P. Understanding and forecasting alpine foehn. In: **Mountain Weather Research and Forecasting**. [S.l.]: Springer, 2013. p. 219–260.

ROMÁN-CASCÓN, C. et al. Interactions among drainage flows, gravity waves and turbulence: a blast case study. **Atmospheric Chemistry and Physics**, Copernicus GmbH, v. 15, n. 15, p. 9031–9047, 2015.

ROSA, C. E. da et al. Estudo de um episódio prolongado de vento norte na região central do rio grande do sul. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, Maceió. **XX Congresso Brasileiro de Meteorologia**. Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Meteorologia, 2018.

\_\_\_\_\_. Detecção e previsão de vento norte em santa maria/rs através de análise de outliers. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, Maceió. **XX Congresso Brasileiro de Meteorologia**. Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Meteorologia, 2018.

SAMUELSEN, E. M.; GRAVERSEN, R. G. Weather situation during observed ship-icing events off the coast of northern norway and the svalbard archipelago. **Weather and Climate Extremes**, Elsevier, v. 24, p. 100200, 2019.

SARTORI, M. d. G. B. Gênese e características do vento norte regional em santa maria/rs. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA FÍSICA E APLICADA, Rio de Janeiro. **X Simpósio brasileiro de geografia física e aplicada**. Rio de Janeiro: Universidade do Estado do Rio de Janeiro, 2003.

\_\_\_\_\_. **O Vento Norte**. Santa Maria: DR Publicidade Editora, 2016. ISBN 978-85-66301-69-4.

SHESTAKOVA, A.; MOISEENKO, K. Hydraulic regimes of flow over mountains during severe downslope windstorms: Novorossiysk bora, novaya zemlya bora, and pevek yuzhak. **Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics**, Springer, v. 54, n. 4, p. 344–353, 2018.

SHESTAKOVA, A. A.; TOROPOV, P. A.; MATVEEVA, T. A. Climatology of extreme downslope windstorms in the russian arctic. **Weather and Climate Extremes**, Elsevier, v. 28, p. 100256, 2020.

SMITH, C.; HATCHETT, B. J.; KAPLAN, M. A surface observation based climatology of diablo-like winds in california's wine country and western sierra nevada. **Fire**, Multidisciplinary Digital Publishing Institute, v. 1, n. 2, p. 25, 2018.

SORBJAN, Z. **Structure of the atmospheric boundary layer**. Cambridge: Prentice Hall PTR, 1989.

STEFANELLO, M. et al. A micrometeorological analysis of the vento norte phenomenon in southern brazil. **Boundary-Layer Meteorology**, Springer, p. 1–25, 2020.

STULL, R. B. **An introduction to boundary layer meteorology**. Dordrecht: Springer Science & Business Media, 1988. v. 13.

SUN, H. et al. Two-dimensional simulation of airflow and carbon dioxide transport over a forested mountain: Part ii. carbon dioxide budget analysis and advection effects. **Agricultural and forest meteorology**, Elsevier, v. 140, n. 1-4, p. 352–364, 2006.

TAYLOR, G. I. Diffusion by continuous movements. **Proc. London Math. Soc**, v. 20, n. 1, p. 196–212, 1921.

WALLACE, J. M.; HOBBS, P. V. **Atmospheric science: an introductory survey**. California: Elsevier, 2006. v. 92.

WANG, W. et al. Synoptic-scale characteristics and atmospheric controls of summer heat waves in china. **Climate dynamics**, Springer, v. 46, n. 9, p. 2923–2941, 2016.

WHITEMAN, C. D. Breakup of temperature inversions in deep mountain valleys: Part i. observations. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 21, n. 3, p. 270–289, 1982.

WÜRSCH, M.; SPRENGER, M. Swiss and austrian foehn revisited: A lagrangian-based analysis. **Meteorologische Zeitschrift**, Schweizerbart, v. 24, n. 3, p. 225–242, 2015.

WYNGAARD, J. C. **Turbulence in the atmosphere**. Cambridge: Cambridge University Press, 2010. 393 p.



**APÊNDICE A – ARTIGO ANAIS CBMET 2018: ESTUDO DE UM FENÔMENO  
PROLONGADO DE VENTO NORTE NA REGIÃO CENTRAL DO RIO GRANDE DO SUL**

**ESTUDO DE UM FENÔMENO PROLONGADO DE VENTO NORTE  
NA REGIÃO CENTRAL DO RIO GRANDE DO SUL**

Cinara Ewerling da Rosa<sup>1,2</sup>; Michel Stefanello<sup>1</sup>; Caroline Bresciani<sup>1</sup>; Ernani de Lima  
Nascimento<sup>1</sup>; Gervásio Annes Degrazia<sup>1</sup>  
*Autor para correspondência: cinaraedr@gmail.com*

<sup>1</sup>Universidade Federal de Santa Maria; <sup>2</sup>Instituto Federal Farroupilha

**RESUMO**

No período de inverno na cidade de Santa Maria/RS ocorrem frequentemente eventos de vento norte. O fenômeno é conhecido pelas seguintes características na escala sinótica: rajadas de ventos intensos com direção predominante de norte, variando para noroeste além de um aumento de temperatura abrupto em relação à média da temperatura para a época do ano. Além disso, o episódio deve possuir um período mínimo de 4 horas de duração ininterruptos e se destaca na região central do estado do Rio Grande Sul devido a topografia local. Tal evento gera mudanças na umidade relativa do ar, no transporte de massas de ar e na pressão. Neste estudo, foram realizadas observações de vento norte a partir de dados de um anemômetro sônico em uma torre de 3 metros de altura no qual foi escolhido um evento prolongado que ocorreu nos dias 10 e 11 do mês de junho de 2018. A partir dos dados de turbulência do vento norte determina-se as variâncias médias de velocidade, direção do vento e da temperatura associados ao escoamento, bem como o estudo de perfis atmosféricos e dos espectros de velocidade do vento norte.

**PALAVRAS-CHAVE:** Vento Norte; turbulência; espectro

**STUDY OF A PROLONGED ATMOSPHERIC PHENOMENON IN THE  
CENTRAL REGION OF RIO GRANDE DO SUL**

**ABSTRACT**

During the winter period in the city of Santa Maria/RS there are often events of the north wind. The phenomenon is known in the synoptic scale by the following characteristics: bursts of intense winds with predominant direction of north, varying to the northwest with abrupt temperature increase in relation to the average temperature for the time of the year. In addition, the episode must have a minimum period of 4 hours of uninterrupted duration. This wind pattern stands out in the central region of the state of Rio Grande Sul due to local topography. Such an event generates changes in the relative humidity of the air, in the transport of masses of air and in the pressure. In this study, observations of north wind were analysed by measured from data of a sonic anemometer in a tower of 3 meters in height in which was chosen a prolonged event that occurred on days 10 and 11 of June of 2018. From north wind turbulent data the average variances of speed and direction of the wind and temperature associated with the flow were determined, as well as the study of atmospheric profiles and north wind speed spectra.

**KEY-WORDS:** north wind; turbulence; spectrum

## **INTRODUÇÃO / INTRODUCTION**

A previsão do tempo é uma atividade muito importante para o ser humano, seja no planejamento do plantio e na colheita da lavoura, ou na previsão de fenômenos de maior magnitude como enchentes e furacões. Contudo, a previsão do tempo é complexa devido ao grande número de variáveis que necessitam ser representadas e parametrizadas pelos modelos meteorológicos. Neste aspecto, parametrizações de fenômenos turbulentos na Camada Limite Planetária (CLP) desempenham um papel muito importante em modelos de previsão do Tempo e climáticos.

A CLP é a parte da atmosfera, situada acima da superfície terrestre, na qual os fenômenos da turbulência estão presentes (Stull, 1988). Esta camada apresenta um particular ciclo diurno com distintas manifestações da turbulência. Acima da CLP situa-se a atmosfera livre, uma região que sente a presença da superfície apenas em longas escalas de tempo.

Considerando dias sem nuvens, a evolução da turbulência na CLP é controlada por forçantes mecânicos e térmicos. Após o nascer do sol a superfície terrestre é aquecida e a energia térmica armazenada nela é transferida pelo processo de difusão molecular para uma camada muito fina sobre a superfície. Essa energia é transportada para cima pela ascensão de plumas de ar quente, elevando a altura da Camada Limite Convectiva (CLC) (Caughey, 1982).

No final da tarde, após o pôr do sol, quando o forçante térmico desaparece e os movimentos ascendentes de ar são suprimidos, a CLC começa a decair, dando origem uma estrutura turbulenta estavelmente estratificada evolui no decorrer da noite, dando origem a Camada Limite Estável (André, 1982).

O estudo das escalas características presentes na CLP, bem como suas interações com fenômenos de larga escala possibilitam uma melhor descrição dos distintos padrões atmosféricos, do transporte de quantidades escalares e vetoriais, bem como uma previsão de Tempo mais realística. No período de inverno na cidade de Santa Maria/RS ocorrem frequentemente eventos de vento norte provocando distintos padrões turbulentos e sinóticos. O Vento Norte tem como característica uma grande quantidade de rajadas de ar com temperaturas elevadas e diminuição da umidade relativa do ar por um período e Tempo podendo se estender por vários dias ((Arbage et al., 2008, (Feldhaus et al., 2017)). Conforme Sartori (2016), tal fenômeno apresenta em Santa Maria uma intensidade superior em comparação com as demais regiões do estado do RS devido, principalmente, a sua localização topográfica e conseqüentemente atua diretamente no cotidiano da população.

No presente trabalho, será caracterizado um evento de vento norte prolongado, para estudo da turbulência na CLP, a partir de médias das variáveis turbulentas de velocidade, direção do vento, de temperatura e de espectros de energia além de perfis atmosféricos através de radiossondagens.

## **OBJETIVOS DO TRABALHO / OBJECTIVES**

Este trabalho tem como objetivo caracterizar, detectar e descrever um evento prolongado de Vento Norte com base em dados micrometeorológicos coletados por um anemômetro sônico instalado em um sítio experimental localizado na Universidade Federal de Santa Maria.



Adicionalmente, serão analisadas radiossondagens operacionais para descrever os perfis atmosféricos do evento prolongado. O estudo será realizado a partir de padrões normalmente medidos na investigação da turbulência na CLP.

### **MATERIAIS E MÉTODOS / MATERIALS AND METHODS**

Para a caracterização de estudo do evento de Vento Norte foram utilizados dados dos meses de junho e julho de 2018 medidos por um anemômetro sônico, na altura de 3 metros na frequência de 10 Hz. O anemômetro está localizado em uma área do ecossistema Pampa na Universidade Federal de Santa Maria representado na Figura 1.



**Figura 1.** Torre micrometeorológica instalada no sítio experimental de Santa Maria.

A definição meteorológica de Vento Norte adaptada de Chamis e Nascimento (2012) é dada pelas seguintes características principais:

- Vento: direção no quadrante norte variando entre 300° (Oeste-Noroeste) e 30° (Norte-Nordeste);
- Velocidade do vento: Intensas rajadas
- Temperatura do ar em superfície: aumento significativo em relação a média da temperatura para a época do ano;
- Duração: várias horas consecutivas.

Uma vez mapeados os eventos de Vento Norte, escolheu-se o período de 10 e 11 de junho de 2018, evento prolongado, com duração aproximada de 35 horas consecutivas para

realizar o estudo detalhado do escoamento turbulento. Tal evento é considerado prolongado pois a média dos eventos de Vento Norte tem duração média de 4 horas ininterruptas (Chamis; Nascimento, 2012).

A evolução das variáveis meteorológicas e dos parâmetros turbulentos foram determinados com uma janela temporal de 30 minutos. Para caracterizar a estrutura da superfície, a velocidade de fricção ( $u_*$ ), utilizando a técnica de eddy covariance, é definida matematicamente pela seguinte expressão (Panofsky; Dutton, 1984):

$$u_{*0} = (\overline{u'w'}^2 + \overline{v'w'}^2)^{1/4} \quad \text{Eq. (45)}$$

onde  $w'u'^2$  e  $w'v'^2$  definem os fluxos turbulentos de momento na direção das componentes  $u$  e  $v$  do vetor velocidade do vento, respectivamente.

O fluxo de calor turbulento é definido por:

$$W_T = \rho C_p \overline{w'T'} \quad \text{Eq. (46)}$$

A intensidade da turbulência pode ser avaliada calculando a energia cinética turbulenta (TKE) dada por:

$$TKE = \frac{1}{2}(\sigma_u^2 + \sigma_v^2 + \sigma_w^2) \quad \text{Eq. (47)}$$

onde  $\sigma_u$ ,  $\sigma_v$ ,  $\sigma_w$  são os desvios padrões das componentes do vento.

O espectro de energia de velocidade unidimensional na CLP é calculado empregando a técnica de transformada rápida de Fourier, utilizando uma janela temporal de uma hora.

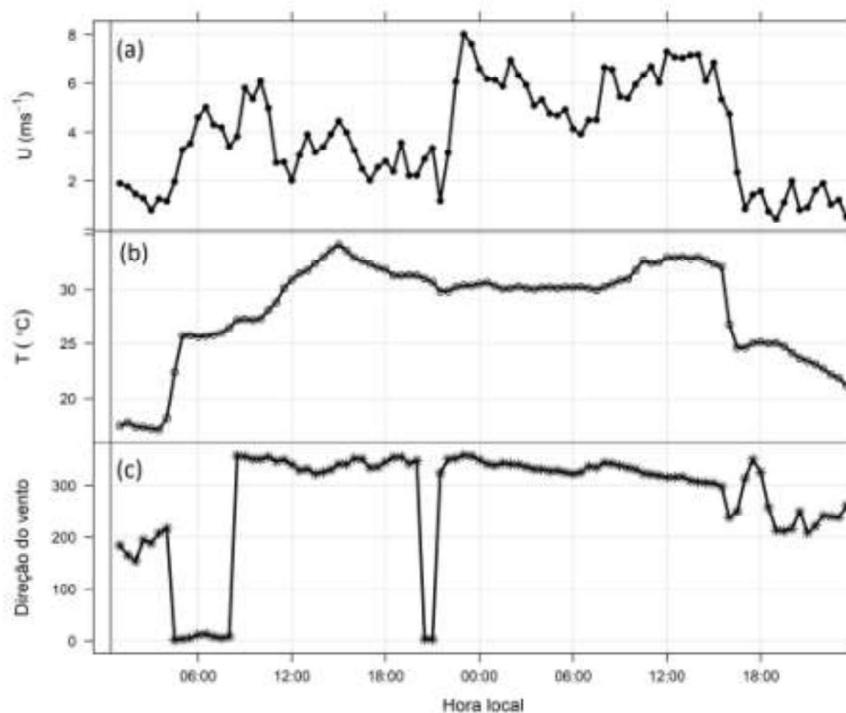
## RESULTADOS E DISCUSSÃO / RESULTS AND DISCUSSION

Na Figura 2 é apresentada a evolução temporal das variáveis meteorológicas durante o fenômeno do vento norte prolongado. Com base na velocidade média do vento, Figura 2 (a), o evento pode ser dividido em duas partes. No primeiro dia, a média da velocidade do vento tem menor intensidade quando comparado com o segundo dia, que apresenta uma média de 5.988678m/s, porém em ambos os casos a velocidade é considerada alta, com médias superiores a 4.5m/s.

Conforme análise de Chamis e Nascimento (2012) e Rehbein, et al. (2013), 70% dos fenômenos de vento norte iniciam seus eventos no período da meia noite às 10:00 Hora Local (HL), como no presente evento estudado, no qual a velocidade do vento aumenta significativamente na madrugada do primeiro dia, em torno das 4:30 HL, tal variância está em sincronia com a mudança da direção do vento. Tais padrões de horário podem estar ligados as condições de estabilidade (Chamis; Nascimento, 2012). Ainda no primeiro dia, a velocidade apresenta o pico máximo de intensidade do fenômeno por volta das 23:00 HL, aproximadamente 19 horas após o início do fenômeno.

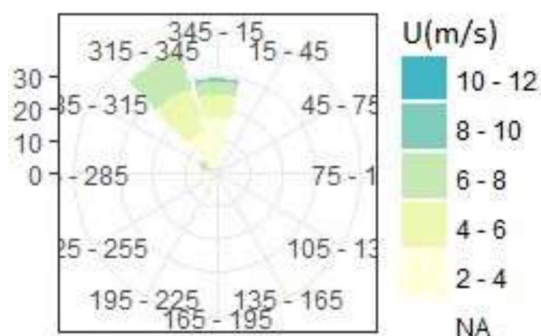
A segunda característica analisada é a temperatura, representada na Figura 2 (b). O ciclo diário da temperatura é fortemente influenciado pelo escoamento de norte apresentando valores de temperatura constantes elevadas para todo o período noturno e para a época do ano.

A partir desta figura é possível identificar um aumento abrupto da temperatura durante a madrugada do primeiro dia, aproximadamente as 4:30 HL. Este aumento está relacionado com a mudança de direção do vento. Neste caso, a direção do vento se tornou de norte advectando ar com temperaturas mais elevadas, mantendo as temperaturas com médias superiores a 30°C.



**Figura 2.** Série Temporal para evento prolongado de Vento Norte, durante o período de 10/06/2018 a 11/06/2018 na cidade de Santa Maria/RS representando (a) velocidade média do vento em m/s, (b) temperatura em  $^{\circ}\text{C}$  e (c) direção do vento.

Ao analisarmos a série temporal da direção do vento, Figura 2 (c), observa-se que as 4:30 HL do primeiro dia o vento sopra inicialmente na direção norte com um ângulo meteorológico de 2 graus, levemente inclinado no quadrante Norte-Nordeste. Tal direção possui uma variação angular de  $67^{\circ}$ , com uma mudança aproximada de 10% da direção do vento de norte com uma tendência maior no quadrante Oeste-Noroeste ( $315^{\circ}$  a  $345^{\circ}$ ), conforme observa-se na Figura 3.

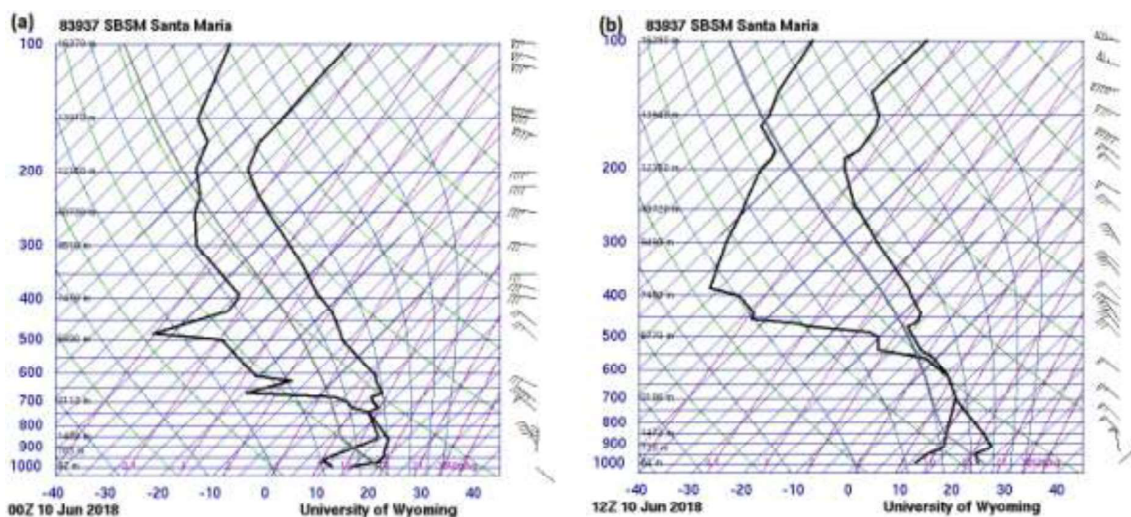


**Figura 3.** Rosa dos ventos para evento prolongado de Vento Norte, durante o período de 10/06/2018 e 11/06/2018 na cidade de Santa Maria/RS.

O início da ocorrência de Vento Norte pode ser estudado pela análise dos perfis atmosféricos observados em Santa Maria. As radiossondagens operacionais realizadas na Base Aérea de Santa Maria (SBSM) são mostradas na Figura 4 (a) o dia 09 de junho de 2018 às 21:00 HL, Figura 4 (b) o dia 10 de junho de 2018 às 09:00 HL, Figura 5 (a) o dia 10 de junho de 2018 às 21:00 HL e Figura 5 (b) o dia 11 de junho de 2018 às 09:00 HL.

Na Figura 4 (a) é possível identificar um perfil de vento de advecção quente na baixa troposfera (até 850 hPa) com temperaturas de aproximadamente 15°C, porém vento de sudeste em superfície. Entretanto, na camada acima de 850 hPa (entre 850 e 750 hPa), já é possível observar a ocorrência de ventos intensos, aproximadamente de norte.

Quando analisa-se a sondagem das 12Z, Figura 4 (b) identifica-se ventos que variam de nordeste a noroeste e o aumento na sua velocidade, desde a superfície. A baixa troposfera apresenta-se com temperaturas mais elevadas e mais seca do que na sondagem anterior, com temperaturas de aproximadamente 22,5°C em superfície e vento de nordeste.

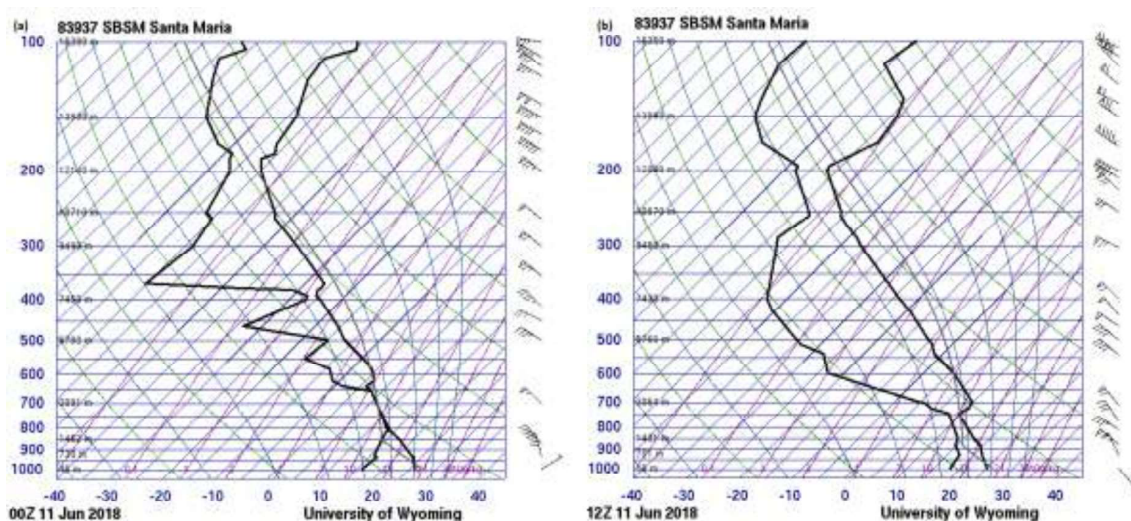


**Figura 4.** Diagramas skew-T com as sondagens atmosféricas de SBSM do dia: (a) 09/06/2018 - 21:00 HL; e (b) 10/06/2018 – 09:00 HL. Perfil do vento indicado em nós. (Fonte: University of Wyoming Weather Web).

A Figura 5 (a) apresenta o predomínio dos ventos no quadrante norte durante a noite do dia 10 para o dia 11 de junho, e as temperaturas se mantendo elevadas nesse horário com aproximadamente 26°C em superfície. Porém, nota-se que a camada de saturação está mais baixa (~800hPa).

Na Figura 5 (b) observa-se que a temperatura do ar, em superfície continua elevada (~25°C), porém a umidade já começou a elevar, uma vez que a temperatura do ar e temperatura do ponto de orvalho já não apresentam valores tão distantes quanto nas radiossondas anteriores e ventos de sudeste, em superfície, mas mantém a condição de vento norte nas camadas superiores. Este perfil termodinâmico se manteve nas quatro situações e só alterou após a atividade convectiva com ventos do quadrante oeste apresentada na radiossondagem das

21:00 HL do dia 11 de junho de 2018 (não mostrada), sendo uma característica do término do fenômeno de Vento Norte (Rehbein, et al., 2013).



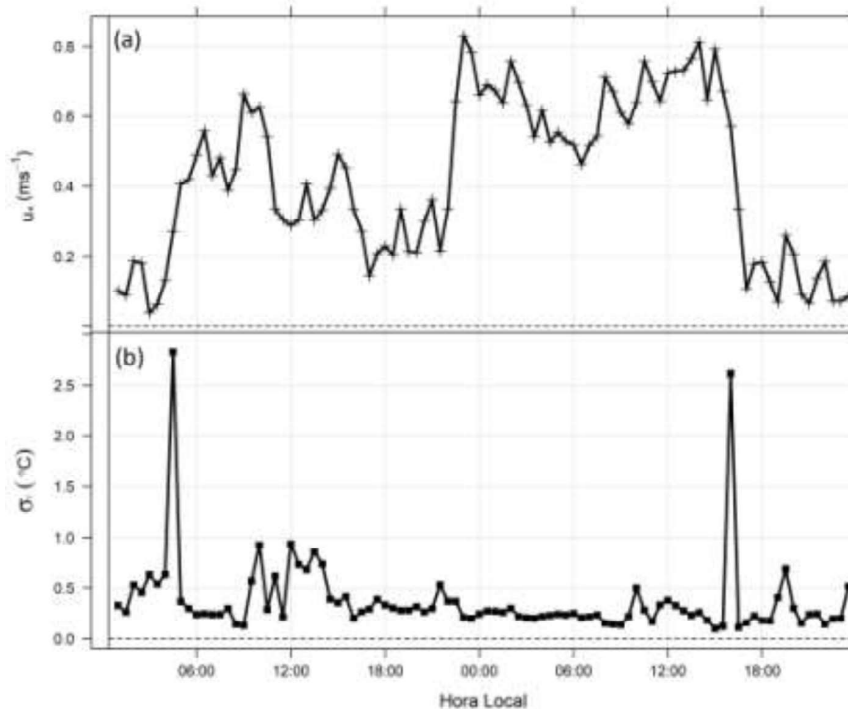
**Figura 5.** Diagramas skew-T com as sondagens atmosféricas de SBSM do dia: (a) 10/06/2018: 21:00 HL; e (b) 11/06/2018 – 09:00 HL. Perfil do vento indicado em nós. (Fonte: University of Wyoming Weather Web).

As evoluções dos parâmetros turbulentos no presente evento de vento norte prolongado são apresentadas nas Figuras 6 e 7.

Na Figura 6 a velocidade de fricção (a) e o desvio padrão da temperatura (b) são apresentados. A velocidade de fricção ( $u_*$ ) apresenta dois aumentos significativos, o primeiro associado ao início do fenômeno as 4:30 HL e o segundo, na madrugada do primeiro dia as 22:30 HL, com o aumento expressivo da intensidade do vento. Este fato pode ser notado nas médias de  $u_*$  que para o primeiro dia, a velocidade de fricção apresenta valores médios de 0.4 m/s e para o segundo dia de 0.65 m/s. A média de velocidade de fricção para todo o período do fenômeno foi de 0.51 m/s.

A série temporal do desvio padrão da temperatura ( $\sigma_T$ ), Figura 6 (b), apresenta dois aumentos significativos. O primeiro as 4:30 HL do dia 10 de junho de 2018 e o segundo as 16:30 HL do dia 11 de junho de 2018. No período entre os dois máximos o vento apresenta direção constante de norte conforme apresentado na Figura 3. Desta forma, o desvio padrão da temperatura é parâmetro micrometeorológico que indica o começo e o término do evento prolongado de vento norte. Este resultado, é uma observação importante que permite determinar de uma forma clara e objetiva o início e o termino do fenômeno escoamento vento norte através de variáveis micrometeorológicas.



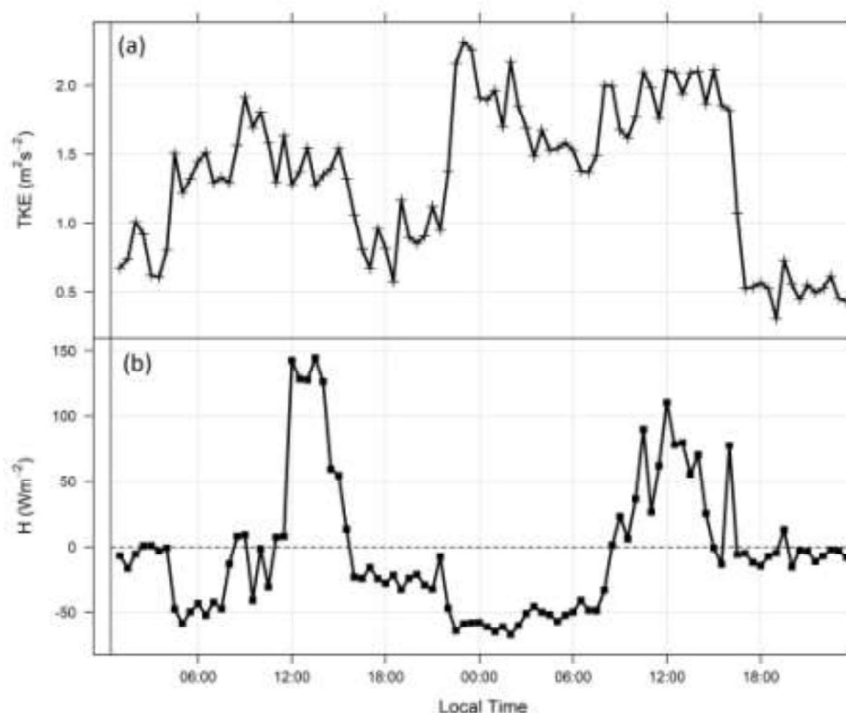


**Figura 6.**  $u_*$ (m/s) e  $\sigma_T$  ( $^{\circ}\text{C}$ ) para o evento prolongado de Vento Norte, durante o período de 10/06/2018 e 11/06/2018 na cidade de Santa Maria/RS.

A Figura 7 (a) apresenta a evolução temporal da energia cinética turbulenta (TKE). A intensidade da turbulência atinge o máximo durante o período noturno do primeiro dia as 23:00 HL. Dois padrões turbulentos podem ser distinguidos durante o evento prolongado do vento norte. No primeiro dia o TKE apresentou valores médios de  $1.34 \text{ m}^2/\text{s}^2$  e no segundo, o seu valor médio foi de  $1.82 \text{ m}^2/\text{s}^2$ , indicando uma maior intensidade da turbulência no segundo dia de vento norte. Na Figura 7 (b) a evolução temporal do fluxo de calor turbulento é exibida. Em ambos os dias, o fluxo de calor apresenta um máximo durante as horas centrais do dia e um mínimo durante o período noturno. É possível visualizar que o fluxo de calor turbulento apresenta valores negativos durante o dia.

Na literatura, os fluxos turbulentos negativos são frequentemente observados em uma camada limite estável noturna (Stull, 1988).

Do ponto de vista físico este comportamento anômalo, do fluxo de calor negativo durante o dia, está relacionado ao transporte de ar seco com temperatura elevada de regiões do norte gerando um campo de temperatura acima da superfície mais elevada do que aquele vizinho ao solo.

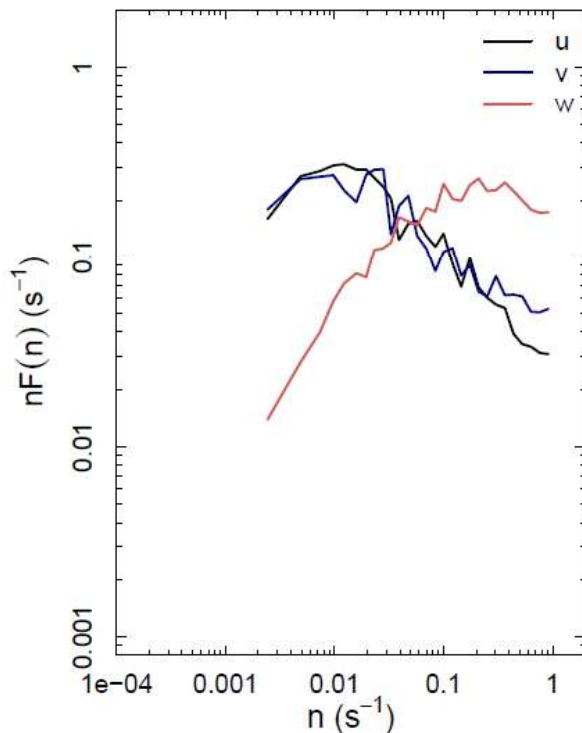


**Figura 7.** TKE ( $\text{m}^2/\text{s}^2$ ) e  $H(\text{W}/\text{m}^2)$  para o evento prolongado de Vento Norte, durante o período de 10/06/2018 e 11/06/2018 na cidade de Santa Maria/RS.

Qualquer variável dependente do Tempo pode ser expressa como uma superposição ou combinação de diferentes frequências (Arya, 2001). O espectro de energia evidencia o papel desempenhado pelas diferentes frequências nos processos de transporte e difusão de quantidades escalares e vetoriais na camada limite planetária.

A Figura 8 apresenta os espectros das componentes do vento calculados utilizando uma janela temporal de uma hora para o dia 10 de junho de 2018 as 16:00 HL. Como a energia principal entra na componente  $u$ , que possui uma magnitude elevada, percebe-se que o espectro de energia desta componente apresenta características de uma turbulência bem desenvolvida. Por exemplo o espectro para a componente  $u$  apresenta um máximo espectral no intervalo contendo a energia principal e um subintervalo inercial bem caracterizado.

Diferentemente, para a componente  $v$  do vento, que recebe a energia turbulenta da componente  $u$ , pode-se observar que os pontos espectrais apresentam uma maior variação nas baixas frequências com uma tendência para valores maiores e menores em um intervalo pequeno de frequências. Este efeito perturbativo pode estar associado a influência de movimentos de escalas grandes (maiores que as escalas turbulentas), que podem existir no plano horizontal do escoamento.



**Figura 6.** Espectro para o evento prolongado de Vento Norte no dia 10/06/2018 as 16:00 LT na cidade de Santa Maria/RS.

Por outro lado, o espectro da componente vertical observado segue a forma espectral de uma turbulência bem desenvolvida com um subintervalo inercial que se estende em uma pequena janela de frequências. Distinta das componentes  $u$  e  $v$ , pode ser observado que o espectro da componente de velocidade vertical como um todo é deslocado para as altas frequências. Isto pode ser explicado pelo fato do anemômetro sônico estar localizado na altura de 3m e, portanto, a impedância da superfície só permite a existência de turbilhões verticais pequenos nesta pequena região vertical.

## CONCLUSÃO / CONCLUSION

Neste trabalho foram analisadas as características turbulentas para um escoamento prolongado de Vento Norte na região central do Rio Grande do Sul utilizando medidas de alta frequência da velocidade do vento e temperatura. Este particular evento foi escolhido por apresentar mais de 30 horas consecutivas do fenômeno.

Durante a ocorrência, observou-se que a velocidade média do vento possui magnitude elevada (superiores a 4.5m/s), direção dominante no quadrante norte e temperaturas acima da média para este período do ano. Os parâmetros micrometeorológicos mostram uma maior intensidade da turbulência para o segundo dia de Vento Norte.

Os perfis atmosféricos analisados pelas radiossondagens confirmaram os parâmetros característicos de vento norte mostrando intensidade do vento, direção predominante no quadrante norte e temperaturas elevadas nas camadas até 750 hPa. Através das



radiossondagens também foi possível sinalizar o término do evento com a presença de atividade convectiva.

Ainda é interessante destacar que a estimativa da variância de temperatura mostrou um bom indicador micrometeorológico para o começo e o fim do Vento Norte. O fluxo turbulento apresentou valores negativos no período diurno na presença de turbulência bem desenvolvida, este fato está associado com a advecção de ar com a temperatura elevada.

Adicionalmente, os espectros de energia calculados apresentam as características de uma turbulência bem desenvolvida com o espectro turbulento lateral do vento mostrando alguns efeitos na região de baixas frequências que podem estar associados a movimentos de grande escala.

### **APOIO / ACKNOWLEDGMENT**

O presente trabalho foi realizado com apoio do Instituto Federal Farroupilha, Programa de Pós-Graduação em Meteorologia da Universidade Federal de Santa Maria (UFSM) e da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior - Brasil (CAPES) - Código de Financiamento 001.

### **REFERÊNCIAS / REFERENCES**

ANDRÉ, J.; MAHRT, L. The nocturnal surface inversion and influence of clear-air radiative cooling. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 39, n. 4, p. 864–878, 1982.

ARBAGE, M. C. A.; DEGRAZIA, G. A.; WELTER, G. S.; ROBERTI, D. R.; ACEVEDO, O. C.; MORAES, O. L. L. de; FERRAZ, S. T.; TIMM, A. U.; MOREIRA, V. S. Turbulent statistical characteristics associated to the north wind phenomenon in southern brazil with application to turbulent diffusion. **Physica A: Statistical Mechanics and its Applications**, Elsevier, v. 387, n. 16, p. 4376–4386, 2008.

ARYA, P. Introduction to Micrometeorology, Academic Press, 2001.

CAUGHEY, S. J. Observed characteristics of the atmospheric boundary layer. **Atmospheric turbulence and air pollution modelling**. [S.l.]: Springer, 1982. p. 107–158.

CHAMIS, M. L.; NASCIMENTO, E. L. Condições atmosféricas associadas a episódios de "vento norte" na região central do rio grande do sul. **Anais do XVII Congresso Brasileiro de Meteorologia**, Gramado-RS, 2012.

DEGRAZIA, G.A.; ACEVEDO, O.C.; CARVALHO, J.C.; GOULART, A.G.; MORAES, O.L.L.; VELHO, H.F.C.; MOREIRA, D.M. Turbulence parameterization for PBL dispersion models in all stability conditions. **Atmospheric Environment**, 34, 3575-3583, 2000.

FELDHAUS, P.F; NASCIMENTO, E. L.; ROBERTI, D.G. Um episódio prolongado de vento norte em Santa Maria. **Anais X Workshop Brasileiro de Micrometeorologia**, Santa Maria-RS, 2017.

PANOFSKY, H. A.; DUTTON, J. A. Atmospheric Turbulence. **Wiley-Interscience**, New York, 397pp, 1984.

REHBEIN, A. ACEVEDO, O. C.; OLIVEIRA, P.; ZIMMERMAN, H. R.; SILVA, G. Investigações sobre o vento norte na região central do rio grande do sul utilizando uma micro-rede de estações meteorológicas. **Ciência e Natura**, Universidade Federal de Santa Maria-Centro de Ciências Naturais e Exatas, v. 35, p. 4, 2013.

SARTORI, M.O Vento Norte. Editora Dr Publicidade, Santa Maria, 2016.

SARTORI, M. Gênese e características do vento norte regional em Santa Maria/rs. **Simpósio brasileiro de geografia física e aplicada**, v. 10, 2003.

STULL, R.B. **An Introduction to Boundary Layer Meteorology**. Kluwer Academic Publishers, Boston, 666p., 1988.

University of Wyoming Weather Web. Sounding. Disponível em: <<http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>>. Acesso em: 27/09/2018.

**APÊNDICE B – ARTIGO ANAIS CBMET 2018: DETECÇÃO E PREDIÇÃO DE VENTO NORTE EM SANTA MARIA/RS ATRAVÉS DE ANÁLISE DE OUTLIERS**

**DETECÇÃO E PREDIÇÃO DE VENTO NORTE EM SANTA MARIA/RS ATRAVÉS DE ANÁLISE DE OUTLIERS**

Cinara Ewerling da Rosa<sup>1,2</sup>; Fabio Rossi Diniz<sup>2</sup>; Michel Stefanell<sup>1</sup>; Gervásio Annes Degrazia<sup>1</sup>

*Autor para correspondência: cinaraedr@gmail.com*

<sup>1</sup>Universidade Federal de Santa Maria; <sup>2</sup>Instituto Federal Farroupilha

**RESUMO**

O Vento Norte consiste em uma característica local bastante forte na região central do RS. Isto afeta o comportamento da população e dos serviços urbanos. A detecção de sua ocorrência e a elevação dessa característica como uma microescala turbulenta irá impulsionar uma previsão de tempo mais ajustada a esta região. Portanto, este trabalho objetiva caracterizar, detectar, e prever a ocorrência de Vento Norte através de técnicas de detecção de outliers. Os resultados mostraram que tanto detecção quanto previsão podem ser realizadas de forma rápida com a utilização de ferramentas computacionais sobre dados extraídos de uma estação micrometeorológica a um baixo custo.

**PALAVRAS-CHAVE:** Descrição de vento local; identificação de anomalias; previsão de temperatura

**DETECTION AND PREDICTION OF NORTH WIND IN SANTA MARIA/RS THROUGH ANALYSIS OF OUTLIERS**

**ABSTRACT**

The North Wind consists of a powerful local feature in the central region of the RS. It affects the behavior of the population and urban services. Detection of its occurrence and elevation of this feature as a turbulent microscale will boost a more accurate weather forecast for such region. Therefore, this work aims to characterize, detect, and predict the occurrence of North Wind through outliers detection techniques. The results showed that both detection and prediction could be performed fast with the use of computational tooling data from micrometeorological stations at a low cost.

**KEY-WORDS:** Description of local wind; identification of anomalies; temperature forecast

**INTRODUÇÃO / INTRODUCTION**

Desde as épocas mais remotas até os dias atuais, a previsão do tempo consiste em uma atividade que implica diretamente sobre a vida dos seres humanos, seja no auxílio ao planejamento do plantio e colheita da lavoura, na detecção de fenômenos de maior magnitude como enchentes e furacões, ou quaisquer outros fenômenos cotidianos sobre os quais exista interesse no fornecimento de informações à população. Devido à complexidade baseada no grande volume de dados a serem analisados, a previsão do tempo parte da descrição e análise de sistemas meteorológicos de larga escala - meteorologia sinótica.

Embora comprovadamente eficaz, o modelo sinótico deve ser refinado devido às características regionais que afetam o clima nas diferentes localidades. Assim sendo, a inclusão de microescalas turbulentas que consistem em especificidades locais no modelo sinótico, permite uma melhor acurácia na análise e interpretação dos dados atmosféricos, oferecendo uma previsão mais realista sobre tais localidades. Quanto maior é a influência de uma variável com comportamento turbulento sobre o modelo, mais imprecisa se torna a previsão do tempo.

O fenômeno de Vento Norte é uma característica bastante forte da região, afetando de forma individual o comportamento da população, e de forma coletiva, questões como viação e infraestrutura. O Vento Norte tem como característica uma grande quantidade de rajadas de vento quente durante o inverno ((Sartori, 2003); (Arbage et al., 2008); (Chamis; Nascimento, 2012)), o que geralmente leva à convecção. Além disso, altera o conforto térmico da população residente nesta região, desajustando processos físicos, fisiológicos, metabólicos e psicológicos, forçando um esforço extra em relação a regulação da temperatura corporal (Sartori, 2016).

O Vento Norte é caracterizado, segundo Chamis e Nascimento (2012), por um conjunto de métricas, definidas como: (i) velocidade do vento acima de 4 metros por segundo; (ii) direção do vento com ângulo entre 300° (W-NW) e 30° (N-NE); e (iii) temperatura acima de 90% percentil da média de temperaturas do período. Se essas três condições forem detectadas no mesmo instante de tempo em um período mínimo de 4 horas, existe a ocorrência de Vento Norte. Portanto, sua detecção e predição pode ser realizada através de uma análise de outliers sobre séries temporais que contenham as três variáveis anteriormente citadas. A análise de outliers é realizada sobre dados advindos de uma estação meteorológica de Santa Maria, região central do RS, e permite caracterizar e detectar a ocorrência do Vento Norte de maneira *off-line*, e prever de forma *online*.

## **OBJETIVOS DO TRABALHO / OBJECTIVES**

Este trabalho tem como objetivo caracterizar, detectar e descrever o Vento Norte como uma microescala turbulenta presente na região central do estado do Rio Grande do Sul. Ainda, para detectar o Vento Norte, o trabalho propõe desenvolver uma ferramenta computacional com técnicas de outliers chamada Isolation Forest. Uma segunda proposta de detectar o fenômeno será desenvolver um algoritmo que irá manipular e analisar os dados em tempo real.

## **MATERIAIS E MÉTODOS / MATERIALS AND METHODS**

A seção de material e métodos está dividida em duas partes. A primeira parte caracteriza o Vento Norte como uma microescala turbulenta baseado nas definições de microescala de Stull, 1988 e Panofsky e Dutton, 1984 e de Vento Norte em Chamis e Nascimento, 2012. A segunda parte apresenta as implementações de detecção e predição do Vento Norte.

### **Caracterização do Vento Norte**

O estudo climático e meteorológico analisa dados em larga escala. Isso possibilita que grandes áreas possam ser modeladas, permitindo a observação de fenômenos que atingem uma grande porção da atmosfera. Esse tipo de estudo se chama meteorologia sinótica, e proporciona uma visão holística sobre a ocorrência dos fenômenos (Holton, 1992). Porém, devido a ser análise de larga escala, não se preocupa com especificidades locais e regionais, pois existe um grande volume de dados a ser processados. No entanto, quando esse modelo não leva em consideração as especificidades locais e regionais, a previsão do tempo pode não ser tão acurada.

A definição meteorológica de Vento Norte adaptada de Chamis e Nascimento (2012) é dada pelas seguintes características principais:

- Vento: direção norte variando entre 300° (W-NW) e 30° (N-NE);
- Velocidade do vento: Intensas rajadas, acima de 4m/s na medição em torre de 3 metros;
- Temperatura do ar em superfície: aumento significativo em relação a média da temperatura para a época do ano;
- Duração: várias horas consecutivas, mínimo de 4 horas.

Nesse momento, pretendemos classificar o Vento Norte como uma especificidade local/regional do sul do país, como pode ser visto na Figura 1, demonstrando sua importância e influência sobre a comunidade local, e a necessidade de modelos que o levem em consideração. Portanto, iremos classificar o Vento Norte quanto à duração e escala.



**Figura 1.** Dia de Vento Norte na cidade de Santa Maria – RS (Sartori, 2016)

Os ventos podem ser caracterizados quanto à duração em constantes, periódicos e locais. Ventos constantes são aqueles de longa duração e que não saem de um padrão já mensurado. Ventos periódicos são aqueles que são estabelecidos em alguns períodos também já sabidos, como por exemplo, ventos que ocorrem apenas em alguma estação do

ano. Ventos locais são aqueles que ocorrem em determinado período do ano e em apenas algumas regiões, e são caracterizados apenas pelas condições pré-existentes desta localidade. Dentro dessa classificação, podemos dizer que o Vento Norte é um vento local quanto à sua duração, pois ocorre apenas na região sul do Brasil, em períodos pré-estabelecidos e com duração média de quatro horas de ocorrência (Sartori, 2016).

Quanto a escala, os ventos podem ser classificados como macroescala, mesoescala e microescala. Os ventos de macroescala são aqueles mais aparentes devido ao seu grande impacto sobre a vida da população pois estão associados a circulação geral da atmosfera. Consistem em ventos que duram um período de tempo grande e abrangem centenas de quilômetros, como frentes frias, ciclones e furacões. Os ventos de mesoescala tem duração máxima de um dia e abrangem distâncias de até cem quilômetros, assim como linhas de estabilidade e ilhas de calor (Holton, 1992). Os ventos de microescala são aqueles de abrangência de até um quilômetro e com duração de horas (Arya, 2001). Portanto, quanto a escala podemos classificar o Vento Norte como microescala, com turbulência devido ao relevo da região.

Isto demonstra que a ocorrência do Vento Norte faz parte do dia a dia da população da região central do RS, e sua detecção e previsão podem identificar até mesmo outros fenômenos, como a aproximação de perturbações sinóticas migratórias.

### **Detecção e Predição do Vento Norte**

Nessa seção iremos apresentar a detecção e predição do Vento Norte. A detecção de anomalias através de análise de outliers consiste em uma técnica estatística que busca valores extremos que se desviam de outras observações sobre os dados, indicando variabilidade em uma medição, que pode indicar um erro experimental ou até mesmo uma novidade não visualizada anteriormente. Portanto, esse tipo de técnica busca valores que divergem de um padrão geral da amostra.

Outliers podem ser de dois tipos: univariados e multivariados multivariados ((Knorr et al, 2000), (Angiulli et al, 2005)). Os outliers univariados podem ser encontrados ao analisar uma distribuição de valores em um único espaço de dados. Os outliers multivariados podem ser encontrados em um espaço n-dimensional (de *n-features*). Portanto, a detecção de anomalias através de outliers multivariado se encaixa no tipo de problema que estamos resolvendo neste trabalho.

Os dados utilizados neste estudo foram coletados em um sítio micrometeorológico na Universidade Federal de Santa Maria (Rio Grande do Sul, Brasil) de acordo com Rehbein et al (2012). O sítio experimental está situado em uma área de 24 ha, de Bioma Pampa. Medidas como temperatura, vento e concentração de CO<sub>2</sub> podem ser obtidas de uma torre a 3m de altura, conforme a Figura 1, em uma frequência de amostragem de 10 Hz.



**Figura 1.** Torre micrometeorológica - Santa Maria.

Utilizamos um conjunto de dados que equivale a 24h de medição meteorológica em uma frequência de 10 medidas por segundo com 19 *features* e que consistem em dados recolhidos da estação meteorológica do município de Santa Maria/RS, como pode ser visto na Figura 2. O objetivo deste trabalho foi utilizar essa técnica para primeiramente detectar a existência de Vento Norte. Após, utilizamos uma outra perspectiva para prever a ocorrência de Vento Norte em tempo real.

```

140,2015,350,000,0,7,-1.694329,-1.215612,-0.04628608,24.10559,0,715.4359,14.12259,0,20.23972,1007.151,0.9789685,0.9748648,11.77416,20.5567
140,2015,350,000,0,8,-1.743465,-1.203673,-0.07480659,23.92957,0,716.336,14.14572,0,20.23972,1007.151,0.9789715,0.9748797,11.76313,20.5567
140,2015,350,000,0,9,-1.88193,-0.9998632,0.192341,23.75937,0,718.6323,14.1912,0,20.24039,1007.149,0.9789792,0.9748842,11.76864,20.5567
140,2015,350,000,1,-1.958999,-0.3585233,0.2158398,23.78873,0,718.7474,14.19585,0,20.24039,1007.149,0.9789615,0.9748734,11.77416,20.5567
140,2015,350,000,1,1,-2.044668,-0.4157145,0.07221805,23.76254,0,719.3101,14.20798,0,20.24039,1007.149,0.9789826,0.9748788,11.76313,20.5567
140,2015,350,000,1,2,-2.01478,-0.4294419,-0.01624213,23.78886,0,719.7527,14.21179,0,20.24039,1007.149,0.9789684,0.9748636,11.7852,20.5567
140,2015,350,000,1,3,-1.755461,-0.8525739,0.01234797,23.7863,0,719.4743,14.20938,0,20.24039,1007.149,0.9789746,0.9748777,11.77968,20.5567
140,2015,350,000,1,4,-1.596819,-0.958137,-0.1778787,23.8438,0,720.6978,14.21625,0,20.24039,1007.149,0.9789827,0.9748822,11.77968,20.5567
140,2015,350,000,1,5,-2.006216,-0.5976687,0.01726999,23.6525,0,720.9188,14.21795,0,20.24039,1007.149,0.9789834,0.9748912,11.7852,20.5567
140,2015,350,000,1,6,-2.146911,-0.8939156,-0.02433622,23.59812,0,721.4048,14.21748,0,20.24039,1007.149,0.979014,0.9741122,11.7852,20.5567
140,2015,350,000,1,7,-2.359584,-1.204882,0.2783783,23.53824,0,721.6555,14.21734,0,20.24039,1007.149,0.9789981,0.9748937,11.77968,20.5567
140,2015,350,000,1,8,-2.564584,-0.9685373,0.3187744,23.58118,0,721.2225,14.21168,0,20.24039,1007.149,0.9789881,0.9748879,11.77416,20.5567
140,2015,350,000,1,9,-2.515249,-0.5184204,0.2094861,23.50786,0,722.0139,14.21916,0,20.24399,1007.151,0.9790817,0.9741836,11.77416,20.5567
140,2015,350,000,2,-2.646873,-0.9299681,0.1912839,23.48218,0,722.3542,14.21769,0,20.24399,1007.151,0.9790802,0.9741843,11.77968,20.5567
140,2015,350,000,2,1,-2.438364,-0.8914124,0.3481415,23.48589,0,722.5899,14.22127,0,20.24399,1007.151,0.9790832,0.9741136,11.75289,20.5567
140,2015,350,000,2,2,-2.261986,-0.6582364,0.6886414,23.48344,0,723.2311,14.22884,0,20.24399,1007.151,0.9789786,0.974884,11.76864,20.5567
140,2015,350,000,2,3,-2.274763,-0.7923427,0.4139997,23.05661,0,726.9847,14.2457,0,20.24399,1007.151,0.9789859,0.974882,11.73554,20.5567
140,2015,350,000,2,4,-1.984363,-0.8638982,0.6897178,23.10965,0,727.7236,14.24919,0,20.24399,1007.151,0.9789794,0.9748775,11.73554,20.5567
140,2015,350,000,2,5,-1.984367,-0.6018267,0.5894567,23.13879,0,726.7735,14.24641,0,20.24399,1007.151,0.9789867,0.974885,11.73554,20.5567
140,2015,350,000,2,6,-1.785764,-0.6766321,0.4933114,23.19684,0,726.6118,14.24362,0,20.24399,1007.151,0.9789782,0.9748614,11.75289,20.5567
140,2015,350,000,2,7,-1.781843,-0.4875427,0.4258962,23.17872,0,726.248,14.24317,0,20.24399,1007.151,0.9789692,0.9748667,11.75289,20.5567
140,2015,350,000,2,8,-2.016285,-0.6589265,0.3921737,23.0929,0,727.1494,14.24883,0,20.24399,1007.151,0.9789693,0.9748612,11.76313,20.5567
140,2015,350,000,2,9,-2.039831,-0.6653482,0.7325377,23.1275,0,727.6953,14.24687,0,20.24689,1007.152,0.9789617,0.9748615,11.75761,20.5567
140,2015,350,000,3,-2.120422,-0.9558751,0.616233,23.20267,0,726.4985,14.24515,0,20.24689,1007.152,0.9789564,0.974857,11.76864,20.5567

```

**Figura 2.** Exemplo de conjunto de dados capturados.

Mesmo filtrando o conjunto de dados apenas com as *features* que implicam diretamente sobre a ocorrência do Vento Norte, ainda assim o conjunto de dados a ser analisado ainda é bastante grande. Portanto, decidimos utilizar uma implementação computacional para detecção de outliers chamada Isolation Forest (IF) ((Liu et al, 2008); (Liu et al, 2012)). IF é uma técnica de aprendizagem de máquina que permite análise com complexidade de tempo

linear e que exige pouco uso da memória do computador. Portanto, no pior caso, o tempo acompanha o crescimento dos dados a serem processados, e o desempenho da detecção é indiretamente beneficiado devido ao pouco uso de memória.

Nesse contexto, isolar significa separar instâncias anômalas do resto das instâncias. Anomalias apresentam duas características:

- são minoria dentro de um conjunto de dados, e
- apresentam um valor ou atributo muito diferente das outras instâncias normais. Assim, IF cria estruturas de dados chamadas árvores de forma aleatória de sub-conjuntos dos dados, dessa maneira fazendo com que anomalias fiquem cada vez mais perto da raiz, enquanto pontos normais são mantidos mais profundamente nas árvores.

Esse particionamento em sub-árvores faz com que pequenos sub-conjuntos possam ser processados de forma mais rápida, pois IF não precisa percorrer todo o conjunto de dados do início ao fim para detectar instâncias anômalas. Isto também evita dois problemas comuns nesse tipo de análise: *masking* e *swamping*. *Masking* é caracterizado com a existência de muitas instâncias anômalas, que faz com que algoritmos tradicionais de detecção de outliers detectem essas instâncias como normais, e as normais como anomalia. *Swamping* ocorre quando instâncias normais são identificadas como anômalas, e pode ocorrer quando os valores entre os dois tipos é muito próximo.

Portanto, as três instâncias que caracterizam diretamente o Vento Norte foram separadas do conjunto de dados e o algoritmo na Figura 3 foi utilizado para detectar o conjunto de outliers. O algoritmo está escrito em alto nível, abstraindo a criação de árvores aleatórias e particionamento de dados.

---

### **Algoritmo 1** Detecção de outliers

---

Entrada: conjunto de instâncias  $D$

Saída: conjunto de instâncias  $D' \supseteq D$

**Procedimento** detecção( $D$ )

$D' \leftarrow D$

$\{\mathcal{E}i\}$  subconjunto de  $D$

**Faça Enquanto**

Selecionar uma instância  $x_j \in \{\mathcal{E}i\}$ ,  
baseado na feature( $x_j$ )

Garanta que  $x_j$  é o melhor

Adicione  $x_j$  em  $D'$

**Fim Enquanto**

Retorne  $D'$

**Fim**

---



**Figura 3.** Algoritmo de detecção de outliers e criação de sub-conjunto de anomalias.

Esse algoritmo executa de forma off-line. Isso significa que percorre um conjunto de dados histórico de um tempo passado, e que serve para treinar o aprendizado de máquina da detecção de anomalias.

A próxima parte deste trabalho consistiu em prever a ocorrência de Vento Norte. Para tanto construímos um algoritmo que verifica que as condições de velocidade de vento e direção estão satisfeitas. Caso isso ocorra, o algoritmo compara o aumento de temperatura de períodos de tempo subsequentes. Como sabemos que Vento Norte é caracterizado por um aumento brusco da temperatura, bem acima do desvio padrão da média de temperaturas na época do ano, podemos detectar o início da ocorrência de Vento Norte e prever o acontecimento.

---

### **Algoritmo 2** Detecção de aceleração de $x_{j0}$

---

**Entrada:** feature( $x_{j0}$ )  $\in D'$

**Saída:**  $\alpha$  [0,1] de feature( $x_{j0}$ )

**Procedimento** detecção( $\alpha$ )

$\dots, t_{j-1}, t_j, t_{j+1}, \dots \leftarrow \frac{x_{j0}}{t}$

**Se**  $\dots < t_{j-1} < t_j < t_{j+1} < \dots$  **Então**  
 $\alpha \leftarrow 1$

**Fim Se**

Retorne  $\alpha$

**Fim**

---

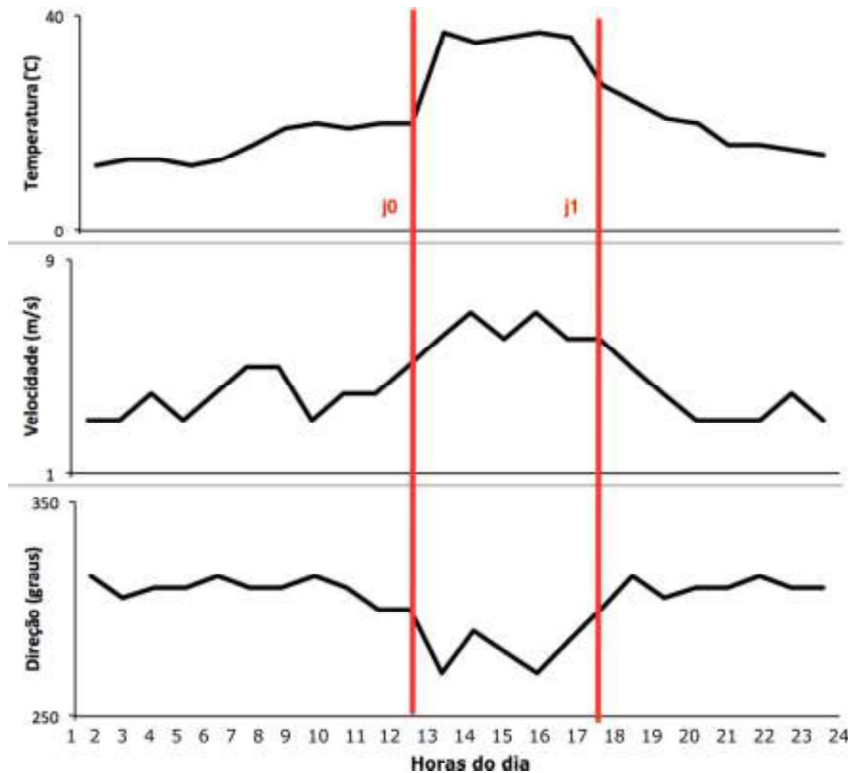
**Figura 4.** Algoritmo de detecção de aumento brusco de temperatura.

A Figura 4 mostra que o algoritmo verifica a temperatura a cada instante de tempo e compara com seu histórico. Devido a um fator de aceleração que identifica apenas um aumento brusco da relação entre os valores armazenados, o algoritmo pode avisar em alfa o início de Vento Norte.

## **RESULTADOS E DISCUSSÃO / RESULTS AND DISCUSSION**

A detecção de outliers realizada pelo primeiro algoritmo apresentou resultados bastantes satisfatórios quanto a detecção off-line baseada em um conjunto de dados histórico.

A Figura 5 mostra os resultados encontrados com a utilização do algoritmo IF, em que  $j0$  marca o início do período de anomalias e  $j1$  marca o final de tal período, dentro de um conjunto de dados de 24 horas. Portanto, os resultados mostram que no experimento preliminar, o algoritmo proposto consegue detectar a ocorrência de Vento Norte e qual o seu período de ocorrência dentro do dia.



**Figura 5.** Detecção do período de outliers.

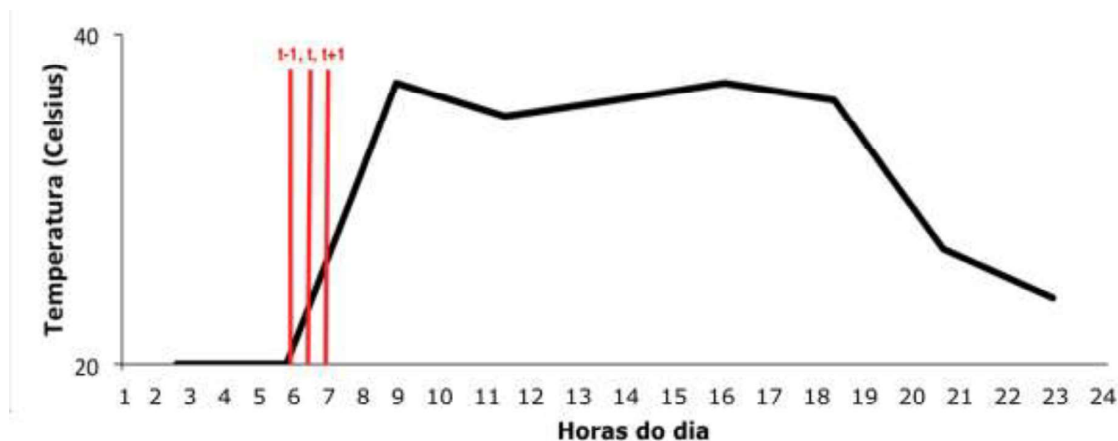
Visando medir a condição do algoritmo sobre conjuntos de dados com algumas diferenças do conjunto de treino, nós executamos o algoritmo de detecção sobre dois conjuntos de dados com as seguintes características sabidas a priori, através de análise empírica:

- Um conjunto de dados de 24 horas que não ocorreu Vento Norte.
- Um conjunto de dados de 24 horas que o Vento Norte ocorreu em mais de um período.

Com a intenção de dificultar a detecção, buscamos conjuntos de dados em que existem períodos maiores do que quatro horas no qual as condições de velocidade de vento e direção satisfazem as condições pré-estabelecidas no algoritmo para detecção de Vento Norte. No primeiro caso, o algoritmo não detectou a ocorrência do Vento Norte, e no experimento, o algoritmo detectou ambos períodos de Vento Norte. Os dois períodos de Vento Norte do segundo conjunto de dados não ultrapassaram cinco horas cada, o que beneficiou a detecção de anomalias desses períodos dentro de um espaço de 24 horas, pois mesmo o somatório dos dois períodos não chega à metade do total de tempo analisado.

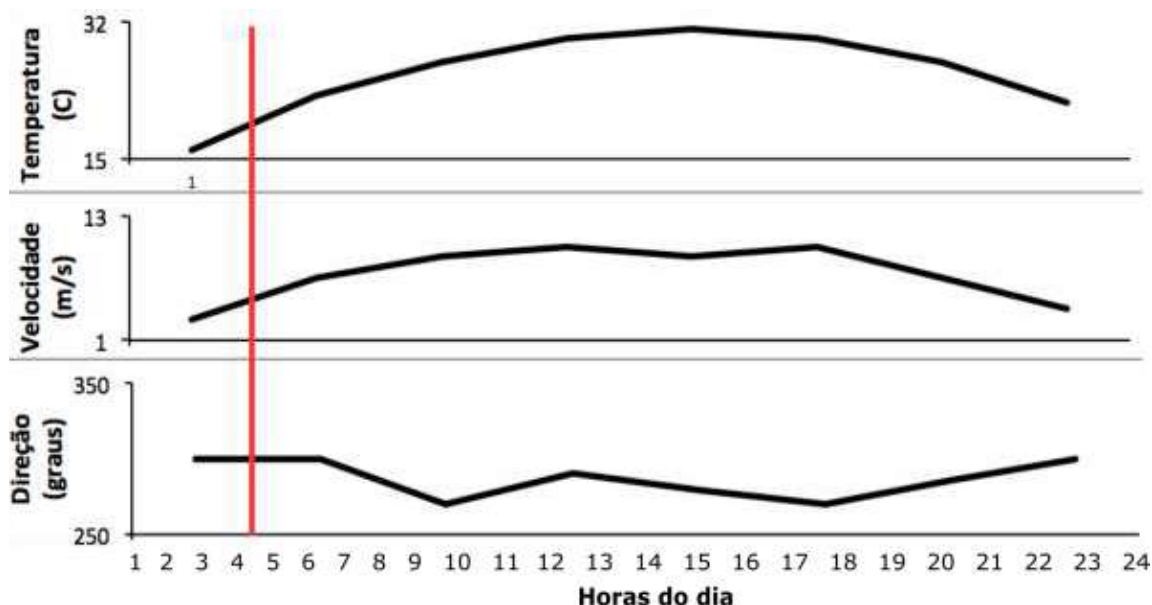
Já o segundo algoritmo tem a intenção de ser uma proposta que permite análise online do início de um período de Vento Norte. O resultado apresentado na Figura 6 permite visualizar que o algoritmo consegue detectar quando o aumento da temperatura, que é exponencial evidenciado por uma aceleração brusca entre as medições realizadas nos diferentes tempos ( $t-1$ ,  $t$ ,  $t+1$ ). Sendo assim, o algoritmo consegue detectar o início do

Vento Norte, haja vista que as condições de velocidade e direção do vento já estavam satisfeitas.



**Figura 6.** Predição do início de outliers em conjunto de dados.

A Figura 7 apresenta os resultados de outro experimento realizado com o algoritmo de predição de Vento Norte sobre um novo conjunto de dados. Nesse experimento, o algoritmo deveria realizar a verificação das três condições de forma paralela. Podemos ver que o algoritmo não detecta o início do Vento Norte exatamente no momento em que o fenômeno ocorre. Existe um tempo necessário para que o algoritmo consiga visualizar o aumento realmente significativo da temperatura.



**Figura 7.** Predição do início de outliers em conjunto de dados online.

Portanto, existe um pequeno atraso na detecção, o que não tira o mérito do método proposto neste trabalho. Como limitação do método, podemos citar que um aumento brusco na temperatura, mas que não se mantenha pelo período necessário para caracterizar o Vento Norte ainda pode causar um falso-positivo na detecção.

## CONCLUSÃO / CONCLUSION

O objetivo deste trabalho foi dividido em três partes. A primeira parte consistiu em caracterizar o Vento Norte como uma microescala turbulenta e abrangência local, bastante significativa para a população central do estado do RS. A segunda parte consistiu no desenvolvimento de uma ferramenta computacional de detecção da ocorrência de Vento Norte em conjuntos de dados retirados de estações de meteorológicas. Para tanto, utilizamos uma técnica de detecção de outliers chamada Isolation Forest, e os resultados mostraram que a detecção foi possível sobre diferentes comportamentos de dados. A terceira parte foi o desenvolvimento de um algoritmo que consegue detectar o início da ocorrência de Vento Norte em tempo real. Particularmente este último algoritmo é importante, pois pode ser aplicado sobre uma estação meteorológica local, analisar os dados que estão sendo coletados em tempo real, e avisar da ocorrência de Vento Norte no momento de seu início.

A implementação desse algoritmo em conjunto com uma estação micrometeorológica, incluindo uma torre de 30 metros, e o uso de técnicas para evitar falsos-positivos devido a picos de temperatura estão entre nossos trabalhos futuros.

## APOIO / ACKNOWLEDGMENT

O presente trabalho foi realizado com apoio do Instituto Federal Farroupilha, Programa de Pós-Graduação em Meteorologia (UFSM) e da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior - Brasil (CAPES) - Código de Financiamento 001.

## REFERÊNCIAS / REFERENCES

ANGIULLI, A.; BASTA, S.; PIZZUTI, C. 2005. Detection and prediction of distance-based outliers. In Proceedings of the 2005 ACM symposium on Applied computing (SAC '05), Lorie M. Liebrock (Ed.). ACM, New York, NY, USA, 537-542.

ARBAGE, M.C.A.; DEGRAZIA G.A.; WELTER G.S.; ROBERTI D.R.; ACEVEDO O.C.; MORAES O.L.L.; FERRAZ S.T.; TIMM A.U.; MOREIRA V., Turbulent statistical characteristics associated to the north wind phenomenon in southern brazil with application to turbulent diffusion. *Physica A: Statistical Mechanics and its Applications*, Elsevier, v. 387, n. 16, p. 4376–4386, 2008.

ARYA, P. *Introduction to Micrometeorology*, Academic Press, 2001.

CHAMIS, M. L.; NASCIMENTO, E. L. Condições atmosféricas associadas a episódios de "vento norte" na região central do rio grande do sul. *Anais do XVII Congresso Brasileiro de Meteorologia*, Gramado-RS, 2012.

KNORR, E. M.; NG R. T.; TUCAKOV, V. 2000. Distance-based outliers: algorithms and applications. *The VLDB Journal* 8, 3-4 (February 2000), 237-253.

LIU, F. T.; TING, K. M.; ZHOU, Z. 2008. Isolation Forest. In Proceedings of the 2008 Eighth IEEE International Conference on Data Mining (ICDM '08). IEEE Computer Society, Washington, DC, USA, 413-422. LIU, F. T.; TING, K. M.; ZHOU, Z. 2012. Isolation-Based Anomaly Detection. *ACM Trans. Knowl. Discov. Data* 6, 1, Article 3 (March 2012), 39 pages.

PANOFSKY, H. A.; DUTTON, J. A. Atmospheric Turbulence. Wiley-Interscience, New York, 397pp, 1984.

REHBEIN, A., ACEVEDO O.C., OLIVEIRA P. ZIMMERMAN H., SILVA G., Investigações sobre o vento norte na região central do rio grande do sul utilizando uma micro-rede de estações meteorológicas. Ciência e Natura, Universidade Federal de Santa Maria-Centro de Ciências Naturais e Exatas, v. 35, p. 4, 2013.

SARTORI, M. Gênese e características do vento norte regional em Santa Maria/rs. Simpósio brasileiro de geografia física e aplicada, v. 10, 2003.

SARTORI, M.O Vento Norte. Editora Dr Publicidade, Santa Maria, 2016.



## APÊNDICE C – IDENTIFICAÇÃO DOS EPISÓDIOS DE VNOR

Tabela C.1 – Período de 21/06 a 20/07 entre os anos de 2009 a 2019. Em azul, o estudo de Caso 1 apresentado no Capítulo 4.

Nº episódio	Data início	Hora início(HL)	Duração(h)	$T_{max}(^{\circ}\text{C})$	$G(\text{ms}^{-1})$
1	24/06/2019	2200	5	25,3	14,8
2	25/06/2019	5000	7	24,1	21,2
3	28/06/2019	2100	17	27,1	19,5
4	12/07/2019	1100	4	26,9	14,7
5	23/06/2018	8000	5	24,4	15,4
- <sup>1</sup>	19/07/2018	0900	22	30,8	-
6	15/07/2017	2000	14	24,4	20,9
7	15/07/2017	1700	11	25,0	24,0
8	04/07/2016	9000	4	26,3	18,6
9	05/07/2016	6000	11	25,6	12,6
10	12/07/2015	9000	11	22,6	19,1
11	19/07/2015	8000	5	24,0	16,2
12	05/07/2014	1000	12	28,2	18,2
13	04/07/2013	2300	7	26,0	17,4
14	06/07/2013	2000	6	24,9	16,3
15	18/07/2013	4000	4	24,1	15,3
16	24/06/2010	2000	13	24,4	18,9
17	07/07/2010	8000	7	26,9	17,0
18	29/06/2009	6000	10	24,3	21,2

<sup>1</sup>Detectado através dos dados observacionais micrometeorológicos na altura de 3-m. O período não foi contemplado no estudo do Capítulo 4 pois a torre do INMET em SM estava inoperante.

Tabela C.2 – Período de 21/07 a 20/08 entre os anos de 2009 a 2019. Em azul, o estudo de Caso 2 apresentado no Capítulo 4.

Nº episódio	Data início	Hora início(HL)	Duração(h)	$T_{max}(^{\circ}\text{C})$	$G(\text{ms}^{-1})$
19	21/07/2019	2000	5	25,1	19,4
20	22/07/2019	0000	11	25,1	23,9
21	01/08/2019	8000	6	25,1	15,4
22	07/08/2019	6000	8	24,1	15,2
23	17/08/2019	7000	8	26,6	16,4
24	24/07/2017	7000	6	24,5	15,7
25	25/07/2016	2100	5	27,0	18,0
26	31/07/2016	1200	5	28,6	13,9
27	01/08/2016	0000	5	26,2	15,0
28	02/08/2015	2200	6	27,1	14,1
29	06/08/2015	8000	10	28,7	18,4
30	06/08/2015	2100	21	28,2	19,6
31	08/08/2015	1000	8	30,6	15,2
32	09/08/2015	8000	8	28,2	16,3
33	13/08/2015	1000	6	27,1	15,0
34	22/07/2014	1000	9	25,8	17,9
35	02/08/2014	2200	7	26,1	15,0
36	03/08/2014	7000	11	28,6	17,4
37	07/08/2014	0000	6	25,4	16,9
38	08/08/2013	1000	9	26,5	19,7
39	03/08/2012	5000	10	26,5	14,6
40	12/08/2012	3000	12	27,1	20,7
41	18/08/2012	0000	7	24,8	21,9
42	12/08/2011	1400	6	30,0	15,0
43	13/08/2011	2000	6	29,3	22,7
44	16/08/2011	3000	16	27,3	13,4
45	30/07/2010	2000	10	26,9	23,3
46	12/08/2010	3000	8	21,5	19,1
47	12/08/2010	1200	7	24,8	23,3
48	05/08/2009	9000	9	26,0	15,7
49	15/08/2009	4000	14	27,8	15,3
50	16/08/2009	0000	17	27,3	22,2



Tabela C.3 – Período de 21/08 a 20/09 entre os anos de 2009 a 2019. Em azul, o estudo de Caso 3 apresentado no Capítulo 4.

Nº episódio	Data início	Hora início(HL)	Duração(h)	$T_{max}(^{\circ}\text{C})$	$G(\text{ms}^{-1})$
51	09/09/2019	7000	11	32,1	21,0
52	16/09/2019	3000	7	31,7	18,0
53	24/08/2017	2200	5	27,5	13,5
54	29/08/2017	9000	10	30,6	15,5
55	04/09/2017	1000	9	26,6	19,0
56	10/09/2017	5000	12	30,1	19,3
57	27/08/2016	8000	10	29,9	17,4
58	12/09/2016	2100	5	29,9	22,9
59	15/09/2015	1100	4	27,3	14,1
60	16/09/2015	4000	5	27,2	21,5
61	24/08/2014	0000	18	29,8	15,2
62	09/09/2014	1000	8	31,6	18,6
63	09/09/2014	2300	7	29,2	20,3
64	22/08/2013	3000	6	26,0	16,7
65	12/09/2013	1200	4	33,5	12,6
66	13/09/2013	7000	7	30,9	16,3
67	24/08/2012	6000	10	25,8	14,4
68	07/09/2012	1100	6	32,2	20,3
69	27/08/2011	2200	4	28,8	24,4
70	04/09/2011	1400	9	30,9	16,7
71	23/08/2010	1000	8	30,0	17,1
72	24/08/2010	1000	4	29,1	15,8
73	01/09/2010	2000	4	27,8	15,5