

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

**ANÁLISE DA ESTRUTURA VERTICAL DO
ESCOAMENTO ATMOSFÉRICO DURANTE
OCORRÊNCIA DE EVENTOS TURBULENTOS
INTERMITENTES NA CAMADA LIMITE NOTURNA**

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Thaís Freitas Dill

Santa Maria, RS, Brasil

2015

PPGMet/UFSM, RS

DILL, Thaís

Mestre

2015

**ANÁLISE DA ESTRUTURA VERTICAL DO ESCOAMENTO
ATMOSFÉRICO DURANTE OCORRÊNCIA DE EVENTOS
TURBULENTOS INTERMITENTES NA CAMADA LIMITE
NOTURNA**

Thaís Freitas Dill

Dissertação de Mestrado 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 **Mestre em Meteorologia.**

Orientador: Prof. Felipe Denardin Costa

Coorientador: Prof. Luiz Eduardo Medeiros

Santa Maria, RS, Brasil

2015

Ficha catalográfica elaborada através do Programa de Geração Automática da Biblioteca Central da UFSM, com os dados fornecidos pelo(a) autor(a).

Freitas Dill, Thaís
Análise da estrutura vertical do escoamento atmosférico durante ocorrência de eventos turbulentos intermitentes na camada limite noturna / Thaís Freitas Dill.-2015.
74 p.; 30cm

Orientador: Felipe Denardin Costa
Coorientador: Luiz Eduardo Medeiros
Dissertação (mestrado) - Universidade Federal de Santa Maria, Centro de Ciências Naturais e Exatas, Programa de Pós-Graduação em Meteorologia, RS, 2015

1. Micrometeorologia 2. Camada Limite Estável 3. Intermitência 4. Modelagem Numérica I. Denardin Costa, Felipe II. Medeiros, Luiz Eduardo III. Título.

©2015

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

End. Eletr.: dillthaisa@gmail.com

**Universidade Federal de Santa Maria
Centro de Ciências Naturais e Exatas
Programa de Pós-Graduação em Meteorologia**

A Comissão Examinadora, abaixo assinada,
aprova a Dissertação de Mestrado

**ANÁLISE DA ESTRUTURA VERTICAL DO ESCOAMENTO
ATMOSFÉRICO DURANTE OCORRÊNCIA DE EVENTOS
TURBULENTOS INTERMITENTES NA CAMADA LIMITE NOTURNA**

elaborada por
Thaís Freitas Dill

como requisito parcial para obtenção do grau de
Mestre em Meteorologia

COMISSÃO EXAMINADORA:

Felipe Denardin Costa, Dr.
(Presidente/orientador)

Luiz Eduardo Medeiros, Dr. (UNIPAMPA)
(Coorientador)

Leonardo Deane de Abreu Sá, Dr. (INPE)

Otávio Costa Acevedo, Dr. (UFSM)

Santa Maria, 31 de agosto de 2015.

Para minha amada avó, Júlia.

AGRADECIMENTOS

Agradeço a Deus por todas as bênçãos recebidas, força e sabedoria. Agradeço aos meus pais, Valmir Dill e Dinei Freitas, e ao meu irmão, Vinícius, por todo apoio e compreensão nas minhas escolhas.

Ao Joelson, que, além de suportar minha ausência durante esses dois anos, também me deu palavras de incentivo todos os dias.

Aos meus orientadores, Felipe Denardin e Luiz Eduardo, pelos incentivos prestados e conhecimentos compartilhados para que esse trabalho se concretizasse.

Aos membros da banca, professores Otávio e Leonardo.

Aos professores Rodrigo e Cintya, da UFOPA, que foram grandes incentivadores para meu ingresso no mestrado.

Agradeço ainda a todos os professores e colegas da meteorologia que tive o prazer de conhecer, em especial aos amigos Daiane, Felipe, Fabíola, Jean, Lara, e aos cubanos Lissette e Roylan, que se tornaram minha família durante minha estadia em Santa Maria.

Ao Programa de Pós-Graduação em Meteorologia e a Capes pela estrutura e financiamento recebidos.

RESUMO

Dissertação de Mestrado
Programa de Pós-Graduação em Meteorologia
Universidade Federal de Santa Maria

ANÁLISE DA ESTRUTURA VERTICAL DO ESCOAMENTO ATMOSFÉRICO DURANTE OCORRÊNCIA DE EVENTOS TURBULENTOS INTERMITENTES NA CAMADA LIMITE NOTURNA

AUTORA: THAÍS FREITAS DILL

ORIENTADOR: FELIPE DENARDIN COSTA

COORIENTADOR: LUIZ EDUARDO MEDEIROS

Data e Local da Defesa: Santa Maria, 31 de agosto de 2015.

O objetivo deste trabalho é analisar a estrutura vertical de eventos de intermitência global na camada limite muito estável. A análise e caracterização feita foca, principalmente, nos eventos gerados em superfície que se propagam para cima. Para tanto, foram utilizados dados observacionais do experimento FLOSSII, juntamente com o resultado de simulações, utilizando um modelo numérico capaz de simular a ocorrência de intermitência na camada limite muito estável. Os dados possuem um total de 108 noites, no período de 20 de Novembro de 2002 a 02 de Abril de 2003, realizado em North Park ao sul de Walden, no estado do Colorado, nos Estados Unidos. As análises experimentais mostraram que a maior parte dos eventos gerados em superfície são muito fracos, não sendo capazes de conectar a superfície com os níveis mais altos da torre. Em concordância com outros trabalhos, foi observado que a ocorrência de eventos que se propagam para baixo causam aumento na temperatura, enquanto que eventos que se propagam para cima causam o resfriamento da atmosfera próxima à superfície. Outro resultado importante é que grande parte dos eventos observados, que se propagam para cima, são gerados pela aceleração do vento devido à presença de drenagem no escoamento. Finalmente, é mostrado que os eventos reproduzidos pelo modelo numérico são originados pelo aumento do cisalhamento e são transportados verticalmente pelo transporte turbulento de energia, assim como observado no mundo real.

Palavras-chave: Camada limite estável. intermitência. propagação vertical. geração de turbulência. modelagem numérica

ABSTRACT

Master Thesis
Programa de Pós-Graduação em Meteorologia
Universidade Federal de Santa Maria

ANALYSIS OF THE VERTICAL STRUCTURE OF THE ATMOSPHERIC FLOW DURING THE OCCURRENCE OF TURBULENT INTERMITTENT EVENTS IN THE NOCTURNAL BOUNDARY LAYER

AUTHOR: THAÍS FREITAS DILL

ADVISOR: FELIPE DENARDIN COSTA

CO-ADVISOR: LUIZ EDUARDO MEDEIROS

Local and date: Santa Maria, August 31, 2015.

The objective of this study is to analyze the vertical structure of the intermittent turbulent events in the very stable boundary layer, as well the analysis and characterization of events originated near the surface that propagate upward. Therefore, it was used observational data from the FLOSSII experiment, together with the results of simulations using a numerical model that is able to reproduce the occurrence of turbulence bursts in the very stable boundary layer. The data have a total of 108 nights, from 20th of November 2002 to 02nd of April 2003, held in North Park south of Walden in the state of Colorado, in the United States. The experimental analysis showed that most of the events generated in the surface are very weak, not being able to connect the surface with the highest levels of the tower. Consistent with other studies, it was observed that the occurrence of events that propagates downward cause an increase in temperature, while events which propagate upward cause a cooling of the air near the surface. Another important result is much of the observed events that propagate upward are generated by wind acceleration due to drainage. Finally, it is shown that the events reproduced by the numerical model are caused by the shear increased and they are transported vertically by turbulent transport of energy, as observed in real world.

Keywords: Stable boundary layer. intermittency. vertical propagation. turbulence generation. numerical modeling

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1 – Estrutura da Camada Limite Atmosférica. Fonte: Stull (1988), adaptado por Paz (2004).	18
Figura 1.2 – Esquema representando o transporte vertical de turbulência de acordo com o critério proposto por Mahrt e Vickers (2002). Fonte: Adaptado de Banta, Pichugina e Brewer (2006).	22
Figura 1.3 – Exemplo de microfrente. Em vermelho, tem-se a Temperatura(T), em preto a velocidade vertical do vento (w), e, em verde, a componente meridional do vento (v). Fonte: Mahrt (2010).	23
Figura 1.4 – Espectro de Energia. Fonte: adaptado de Stull (1988).	30
Figura 2.1 – Mapa da topografia da região de realização do FLOSSII. A localização da torre está identificada pela letra “T”.	32
Figura 2.2 – Instrumentos de medidas e região de localização da torre cobertos por gelo. Fonte: http://www.eol.ucar.edu/rtf/projects/FLOSSII/ (2015)	33
Figura 2.3 – Desvio padrão da velocidade vertical do vento para os 7 níveis da torre para a noite de 06/07 de Fevereiro. Os Eventos de Baixo marcados em vermelho e os Eventos de Cima em azul. A série temporal tem início às 20 h e se estende até as 6 h, no horário local, totalizando às 10 horas que estão indicadas na figura.	34
Figura 2.4 – Níveis de medição na torre e os pontos os termos da equação de balanço de ECT foram estimados.	36
Figura 3.1 – Perfis verticais de ECT, temperatura, direção e produção mecânica de ECT (indicados nos títulos dos respectivos painéis) para o primeiro evento da noite de 06/07 de Fevereiro (Figura 2.3). A linha em preto representa os perfis 6 min antes da ocorrência do evento, a linha em vermelho representa os perfis durante a ocorrência do evento, e a linha em verde representa os perfis 6 min depois do evento.	46
Figura 3.2 – Evolução temporal da ECT em 2 m, para o período na qual ocorre o evento analisado da Figura 3.1 (Figura 3.2-a), o quadro demarcado pela linha cinza ilustra o período utilizado para o cálculo dos perfis verticais apresentados no painel inferior, que inicia 6 min antes da ocorrência do evento. A Figura 3.2-b, apresenta os perfis verticais com os termos do balanço de ECT, indicados pela legenda, para o evento analisado na Figura 3.1. O termo soma representa a soma dos termos de PM, destruição, transporte turbulento e dissipação viscosa de ECT.	47
Figura 3.3 – Perfis verticais de ECT, temperatura, direção e produção mecânica de ECT (indicados nos títulos dos respectivos painéis) para o segundo evento da noite de 06/07 de Fevereiro (Figura 2.3). A linha em preto representa os perfis 6 min antes da ocorrência do evento, a linha em vermelho representa os perfis durante a ocorrência do evento e a linha em verde representa os perfis 6 min depois da ocorrência do evento.	49
Figura 3.4 – Evolução temporal da ECT em 2 m, para o período na qual ocorre o evento analisado da Figura 3.3 (Figura 3.4-a), o quadro demarcado pela linha cinza ilustra o período utilizado para o cálculo dos perfis verticais apresentados no painel inferior, que inicia 6 min antes da ocorrência do evento. A Figura 3.4-b, apresenta os perfis verticais com os termos	

	do balanço de ECT, indicados pela legenda, para o evento analisado na Figura 3.3. O termo soma representa a soma dos termos de PM, destruição, transporte turbulento e dissipação viscosa de ECT.	50
Figura 3.5 –	Evolução temporal do desvio padrão da velocidade vertical do vento para a noite de 27/28 de Fevereiro. A série temporal tem início as 20 h e se estende até às 6 h, no horário local, totalizando às 10 horas que estão indicadas na figura.	51
Figura 3.6 –	Perfis verticais de ECT, temperatura, direção e produção mecânica de ECT (indicados nos títulos dos respectivos painéis) para o segundo evento da noite de 27/28 de Fevereiro (Figura 3.5). A linha em preto representa os perfis antes da ocorrência do evento, a linha em vermelho representa os perfis durante e a linha em verde representa os perfis depois do evento.	52
Figura 3.7 –	Evolução temporal da ECT em 2 m, para o período na qual ocorre o evento analisado da Figura 3.6 (Figura 3.7-a), o quadro demarcado pela linha cinza ilustra o período utilizado para o cálculo dos perfis verticais apresentados no painel inferior, que inicia 6 min antes da ocorrência do evento. A Figura 3.7-b, apresenta os perfis verticais com os termos do balanço de ECT, indicados pela legenda, para o evento analisado na Figura 3.6. O termo soma representa a soma dos termos de PM, destruição, transporte turbulento e dissipação viscosa de ECT.	53
Figura 4.1 –	Topografia da área (11 km X 11 km) em torno da torre com a rosa dos ventos para nível 1 m. A rosa dos ventos foi obtida através da utilização de médias de um minuto dos dados de velocidade do vento, para o período correspondente à ocorrência de eventos de baixo.	56
Figura 4.2 –	Perfis da velocidade do vento (linha preta contínua), direção do vento (círculos) e temperatura (linha vermelha). Cada gráfico representa média de três minutos de \bar{U} , direção do vento e temperatura, sendo que o primeiro se refere às 07 h e 57 min, o segundo às 08 h, e assim por diante, até às 08 h e 42 min.	58
Figura 4.3 –	Evolução temporal da temperatura (painel superior) e da ECT (painel inferior) durante a passagem de uma microfrente fria na noite de 28 de fevereiro/01 de março de 2003. Os níveis localizados a 2 m e a 10 m, da superfície foram negligenciados para melhor visualização do comportamento das variáveis.	59
Figura 4.4 –	Evolução temporal da temperatura (painel superior) e da ECT (painel inferior) em todos os níveis verticais do modelo, indicados pela legenda. A simulação foi realizada utilizando as seguintes condições de contorno: $h = 50$ m, $u_G = 2,8$ m s ⁻¹ , $v_G = 0$, $\Theta = 300$ K. O evento simulado utilizado nesta comparação é destacado na Figura 4.7	60
Figura 4.5 –	Evolução temporal do desvio padrão da velocidade vertical do vento para a noite de 28 de Fevereiro/01 de Março. A série temporal tem início as 20 h e se estende até às 6 h, no horário local, totalizando às 10 horas que estão indicadas na figura.	61
Figura 4.6 –	Estrutura vertical do evento destacado na Figura 4.5. O mapa de cores representa a distribuição de u_* , em função da altura e do tempo, coordenadas y e x, respectivamente. As isolinhas brancas representam o cisalhamento do vento. A coordenada temporal representa o tempo, em	

horas, após o início da série temporal, que ocorreu às 20 h no horário local.	62
Figura 4.7 – Evolução temporal da velocidade de fricção obtida através de uma simulação realizada com o modelo descrito na seção 2.3. Para essa simulação foram utilizadas as seguintes condições de contorno: $h = 50$ m, $u_G = 2,8$ m s ⁻¹ , $v_G = 0$, $\Theta = 300$ K. O transiente da simulação não é mostrado na figura e a simulação dura 30 horas.	63
Figura 4.8 – Estrutura vertical do evento destacado na Figura 4.7. O mapa de cores representa a turbulência, representada por u_* , em função da altura e do tempo, coordenadas y e x , respectivamente. As isolinhas brancas representam o cisalhamento do vento.	64
Figura 4.9 – Perfis verticais médios dos termos de ECT durante a ocorrência do evento apresentado na Figura 4.8. A janela temporal utilizada no cálculo da média dos termos em cada nível corresponde ao período compreendido entre 16,4 h e 17,2 h de simulação.	65
Figura 4.10 – Balanço dos termos de ECT e evolução temporal de \bar{e} durante a ocorrência de um evento intermitentes real e durante a ocorrência de um evento intermitente oriundo de uma simulação. As séries observacionais são do primeiro nível de análise e as seguintes condições de contorno utilizadas na simulação são: $h = 50$ m, $u_G = 2,4$ m s ⁻¹ , $v_G = 0$, $\Theta = 300$ K (Figuras 4.10b e 4.10d).	66
Figura 4.11 – a) Contornos (em unidades de 10^3 m ² s ⁻³) do termo de produção mecânica e do b) transporte de ECT para os eventos da Figura 4.2.	67

LISTA DE TABELAS

Tabela 3.1 – Desvio na direção entre os níveis da torre para os EC.....	44
Tabela 3.2 – Desvio na direção entre os níveis da torre para os EB.....	44

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

<i>AL</i>	Atmosfera Livre
<i>CLA</i>	Camada Limite Atmosférica
<i>CLC</i>	Camada Limite Convectiva
<i>CLE</i>	Camada Limite Estável
<i>CR</i>	Camada Residual
<i>CS</i>	Camada Superficial
<i>DNS</i>	Simulação Numérica Direta, do inglês, <i>Direct Numerical Simulation</i>
<i>DT</i>	Destruição Térmica
<i>DV</i>	Dissipação Viscosa
<i>EB</i>	Evento de Baixo
<i>EC</i>	Evento de Cima
<i>ECT</i>	Energia Cinética Turbulenta
<i>FLOSSII</i>	Segunda parte do projeto Fluxos Sobre Superfícies com Neve, do inglês, <i>Fluxes Over Snow Surfaces</i>
<i>JBN</i>	Jato de Baixo Nível
<i>INPE</i>	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
<i>LES</i>	Simulação de Grandes Turbulhões, do inglês, <i>Large-Eddy-Simulation</i>
<i>PM</i>	Produção Mecânica
<i>RANS</i>	Modelos de Média de Reynolds, do inglês, <i>Reynolds Average Navier-Stokes</i>
<i>TT</i>	Transporte Turbulento
<i>UFES</i>	Universidade Federal de Santa Maria
<i>UNIPAMPA</i>	Universidade Federal do Pampa

LISTA DE SÍMBOLOS

α	Constante de Kolmogorov
C_g	Capacidade Calorífica do Solo
ϵ	Dissipação
η	Escala de kolmogorov
e	Energia cinética turbulenta
f	frequência
g	Gravidade
h	Altura da CLE
K	Número de onda
K_m	Coeficiente de difusão turbulenta para o momento
K_h	Coeficiente de difusão turbulenta para o calor
m	Metros
p	Pressão
Pr_t	Número de Prandtl turbulento
Q_a	Umidade específica
Q_c	Cobertura de nuvens
Ri	Número de Richardson gradiente
S	Espectro de energia
t	Tempo
u	Vento horizontal na direção x
u_g	Vento geostrófico na direção zonal
v	Vento horizontal na direção y
v_g	Vento geostrófico na direção meridional

w	Vento vertical na direção z
z	altura acima da superfície
κ	Constante de von Karman
ν	Viscosidade cinemática do ar
∂	Derivada parcial
ρ	Densidade
σ_w	Desvio padrão da velocidade vertical do vento
θ	Temperatura potencial
θ_g	Temperatura do solo
θ_m	Temperatura da camada de solo mais profunda
θ_v	Temperatura potencial virtual
θ_*	Escala de temperatura
u_*	Velocidade de fricção
γ	Constante de proporcionalidade entre a Energia Cinética Turbulenta e o quadrado da velocidade de fricção

SUMÁRIO

RESUMO	5
ABSTRACT	6
INTRODUÇÃO	15
1 REFERENCIAL TEÓRICO	17
1.1 Camada Limite Convectiva	17
1.2 Camada Limite Superficial	18
1.3 Camada Limite Residual	19
1.4 Camada Limite Estável	19
1.4.1 Turbulência Intermitente	20
1.4.1.1 Microfrentes	22
1.5 Modelagem Atmosférica	24
1.5.1 Energia Cinética Turbulenta	26
1.5.2 Termo I: Tendência ou Armazenamento de ECT	27
1.5.3 Termo II: Produção ou Destruição Devido ao Fluxo de Energia na Forma de Calor	27
1.5.4 Termo III: Produção Mecânica	27
1.5.5 Termo IV: Transporte Turbulento de ECT	28
1.5.6 Termo V: Transporte Devido as Flutuações de Pressão	28
1.5.7 Termo VI: Dissipação	28
1.5.7.1 Espectro da Turbulência	29
2 MATERIAL E MÉTODOS	31
2.1 Sítio Experimental	31
2.2 Dados Experimentais	33
2.2.1 Critérios de Escolhas das Noites e Identificação dos Eventos	33
2.2.2 Cálculo dos Termos de Balanço de ECT	35
2.3 Modelo	37
2.3.1 Fechamento de Turbulência	38
2.3.2 Discretização e Integração Numérica	41
3 RESULTADOS	43
3.1 Eventos Intermitentes	43
3.1.1 Comportamento das Variáveis que Controlam o Escoamento Durante a Ocorrência de EB	44
4 DISCUSSÃO	55
4.1 Como Surge a Turbulência Durante um EB?	60
5 CONCLUSÕES	68
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	70

INTRODUÇÃO

A Camada Limite Estável (CLE) geralmente ocorre durante o período noturno em decorrência do resfriamento radiativo a partir da superfície e sua principal característica é a complexidade do escoamento no que diz respeito à turbulência. Eventos de intermitência global, ou simplesmente intermitência, são comuns em condições muito estáveis. A intermitência que ocorre na CLE é definida como a alternância entre períodos no qual a turbulência é quase que totalmente suprimida e períodos de intensa atividade turbulenta (MAHRT, 1999). Identificar as causas que geram o fenômeno da intermitência é um dos principais desafios no entendimento do comportamento do escoamento na CLE, seja no âmbito experimental ou teórico. Alguns estudos indicam que esses eventos estão associados a instabilidades no escoamento em níveis mais elevados da CLE e se propagam posteriormente para baixo, chegando a ser observados próximos à superfície. Como, por exemplo, jatos de baixos níveis, ondas de gravidade e instabilidades de Kelvin-Helmholtz, ou devido à características do sítio experimental (MAHRT, 1999; CUXART et al., 2000; BANTA et al., 2002; SUN et al., 2004; BANTA; PICHUGINA; BREWER, 2006, entre outros).

Por outro lado, a reprodução do comportamento intermitente da turbulência ainda é uma tarefa ainda mais complexa para os modelos numéricos. Apesar da grande evolução recente do poder computacional, o que permite a implementação de técnicas cada vez mais complexas, as respostas sobre a complexidade do escoamento na CLE continuam bem amplas e com resultados muito específicos. A maioria dos modelos é capaz de reproduzir duas classes distintas de eventos intermitentes: a primeira são eventos que são gerados próximo ao topo da CLE, geralmente causados pelo cisalhamento, devido à presença de um jato noturno; a segunda classe se refere a eventos gerados próximos à superfície, que se propagam para cima e causam o resfriamento da atmosfera durante a sua ocorrência. Enquanto a ocorrência da primeira classe de eventos é bem caracterizada por diversos trabalhos, a segunda é caracterizada, principalmente, pela existência do transporte vertical de turbulência de baixo para cima (COULTER; DORAN, 2002; MAHRT; VICKERS, 2002; BANTA; PICHUGINA; BREWER, 2006), sendo que a atribuição de causas geralmente é especulativa.

Nesse sentido, este trabalho tem como principal meta a identificação e a caracterização de eventos que ocorrem de baixo para cima, assim como a descrição do surgimento da intermitência através da comparação dos resultados com simulações oriundas do modelo simplificado proposto por Costa et al. (2011). Esse modelo é capaz de reproduzir eventos com as mesmas características dos observados na natureza e que se propagam para cima.

A estrutura deste trabalho está organizada em 5 capítulos. A revisão bibliográfica

é feita no capítulo 1, contendo os principais componentes da Camada Limite Atmosférica (CLA), características da CLE com foco em eventos intermitentes, modelagem atmosférica, bem como a descrição dos termos de balanço de Energia Cinética Turbulenta (ECT). O capítulo 2, onde são apresentadas as técnicas utilizadas na análise dos dados do experimento FLOSSII, (Fluxos Sobre Superfícies com Neve, do inglês *Fluxes Over Snow Surfaces*), utilizados neste trabalho, também contém a descrição do modelo numérico utilizado no estudo da geração e características dos eventos. No capítulo 3, são apresentadas as análises com relação ao sentido de propagação dos eventos intermitentes e as características de três eventos gerados próximo à superfície e que se propagam para cima. A identificação da maior parte dos eventos que se propagam para cima, além da caracterização de como o evento surge e se propaga são abordadas no capítulo 4. Finalmente, a conclusão e as considerações finais do trabalho estão contidas no capítulo 5.

1 REFERENCIAL TEÓRICO

A Camada Limite Atmosférica (CLA) é definida como a parte da troposfera que é diretamente influenciada pela superfície, respondendo à ação de forçantes mecânicos e térmicos e possui como principal característica sua variação diurna. Nela ocorrem trocas diretas de energia com a superfície nas formas de calor sensível, calor latente, momentum e umidade. O escoamento na CLA pode ser dividido entre parte média, turbulenta, e ondas. A turbulência é o processo de mistura mais importante que acontece na CLA e, por vezes, é também usado para definir a região da camada limite, apresenta um caráter altamente difusivo e pode ser gerada mecanicamente, através do cisalhamento do vento, e termicamente, devido ao processo de movimento de porções de ar provocado pela força de empuxo (STULL, 1988).

A CLA possui uma estrutura vertical melhor definida durante o dia, quando a turbulência é mais vigorosa. Durante o dia, o forçante de origem térmica assim como o forçante de origem mecânica, também é fonte de geradora de turbulência tendo sua intensidade variando de acordo com o ciclo diurno de energia. Já durante o período noturno, a única fonte geradora de turbulência na CLA é forçante mecânico. De acordo com Frisch (1995), a extensão vertical da CLA depende da taxa de aquecimento e resfriamento da superfície, advecção horizontal de calor e umidade, movimentos verticais de grande escala, cisalhamento do vento e da rugosidade da superfície.

Stull (1988) define os principais componentes estruturais para a CLA, conforme ilustrado na Figura 1.1, que são: a camada de mistura ou Camada Limite Convectiva (CLC), a Camada Limite Superficial (CS), a Camada Limite Residual (CR), e a Camada Limite Noturna ou Estável (CLE). A Atmosfera Livre (AL) é a região situada acima da CLA. Diferente do que ocorre na Camada Limite Atmosférica, a AL não recebe influência direta dos forçantes da superfície, mas sim dos forçantes de grande escala. A Zona de Entranhamento, também representada na Figura 1.1, é a região onde ocorrem as trocas de momentum e calor com a Atmosfera Livre.

1.1 Camada Limite Convectiva

A CLC ocorre durante o dia, quando o forte aquecimento da superfície produz instabilidade térmica, forçando o surgimento de movimentos ascendentes e descendentes de massas de ar. Tal processo é denominado convecção livre quando na ausência de vento e convecção forçada quando na presença de vento. Após o nascer do Sol, existe convergência de radiação junto à superfície e a mesma se aquece. Um forte gradiente

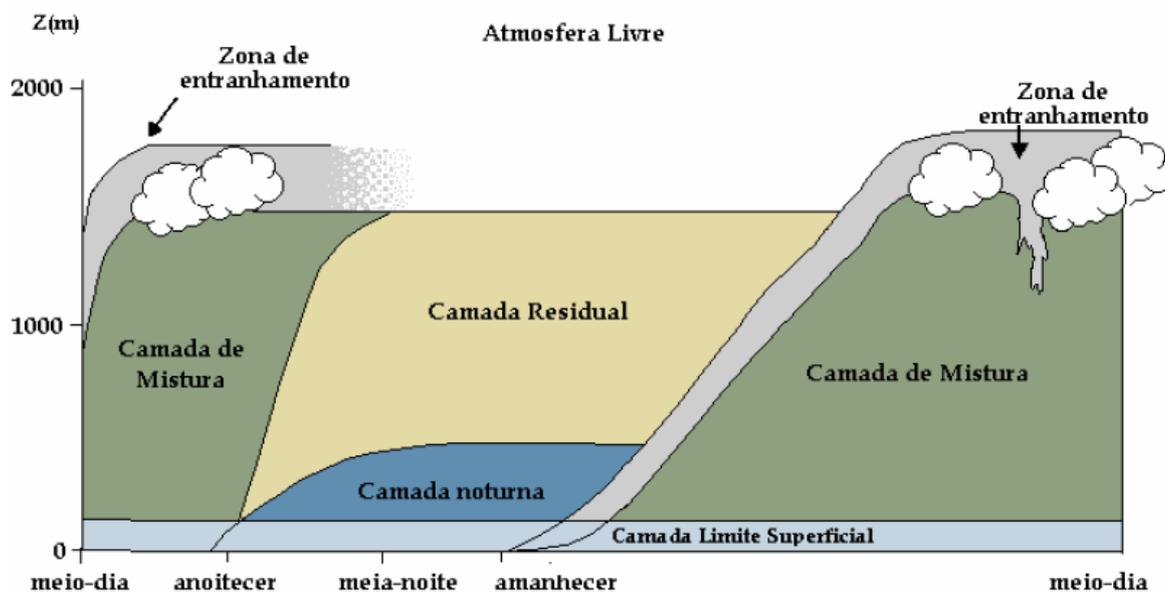


Figura 1.1 – Estrutura da Camada Limite Atmosférica.

Fonte: Stull (1988), adaptado por Paz (2004).

de temperatura na interface superfície-ar se estabelece como consequência e, como resposta, surge um fluxo (positivo) de calor da superfície em direção ao ar. Uma vez estabelecida essa condição, o ar mais próximo à superfície se torna menos denso que o ar logo acima e sobe por empuxo, enquanto o ar mais frio e denso desce. Esse processo se repete de maneira contínua dando origem a convecção. O processo de convecção é turbulento e pode atingir extensões de alguns poucos quilômetros (1 km – 3 km) provocando grande mistura de escalares e momentum na CLA.

1.2 Camada Limite Superficial

A Camada Limite Superficial, ou simplesmente Camada Superficial (CS), compreende a parte mais inferior da CLA. Idealmente os fluxos turbulentos são assumidos, aproximadamente, constantes porque variam menos que 10% com a altura. Sob condições convectivas com vento moderado a forte ($> 10 \text{ m s}^{-1}$), esta camada pode atingir espessuras de até uma centena de metros, enquanto sob condições estáveis, com vento fraco a moderado ($< 10 \text{ m s}^{-1}$), a mesma pode ficar reduzida a algumas dezenas de metros ou até mesmo se tornar inexistente (STULL, 1988; ARYA, 2001; MAHRT, 1999).

1.3 Camada Limite Residual

Com o anoitecer, a superfície terrestre passa a se resfriar por perda radiativa e a produção das termas, que dão origem aos movimentos verticais vigorosos, cessam. Nesse instante, os movimentos verticais turbulentos se limitam à parte superior da CLA e decaem quase que exclusivamente por ação da dissipação viscosa. Essa nova camada, denominada de Camada Limite Residual, ou simplesmente Camada Residual (CR), que é menos turbulenta, não possui sua extensão bem definida, nem possui contato direto com a superfície e seus valores medidos são semelhantes aos medidos na Camada Limite Convectiva (STULL, 1988; NIEUWSTADT; BROST, 1986).

1.4 Camada Limite Estável

À noite, a superfície se resfria e a Camada Limite Estável (CLE) se forma. Em decorrência do resfriamento da superfície, forma-se uma inversão térmica e a camada de ar ocupada pela inversão passa, conseqüentemente, a ter estabilidade estática. Nessas condições o escoamento se torna menos turbulento devido à ação da força de empuxo que atua diminuindo a amplitude das flutuações das variáveis que descrevem o escoamento. Assim, o cisalhamento do vento é o único agente responsável pela geração de turbulência.

Segundo Acevedo e Fitzjarrald (2003), a compreensão da CLE é bastante complexa, em função de não haver um equilíbrio estacionário. Nessas condições a turbulência pode ocorrer de forma intermitente e a determinação dos fluxos turbulentos através do método de correlação dos vórtices (*eddy-covariance*) se torna difícil (MAHRT, 1999; BALDOCCHI, 2003). Ademais, de acordo com Stull (1988), o vento possui um comportamento particular durante este período, geralmente, a velocidade média do escoamento, próximo a superfície, é fraca, porém, a cerca de 200 m de altitude essa pode alcançar valores que variam desde 10 m s^{-1} até 30 m s^{-1} devido à presença de jato baixo nível (JBN). O resfriamento da superfície e das camadas de ar logo acima, durante a formação e existência da CLE, acontecem devido à divergência de onda longa e divergência do fluxo turbulento de calor sensível.

Com relação à estratificação estável, a divergência do fluxo turbulento geralmente tem maior contribuição para o resfriamento do ar. Devido ao processo de mistura próximo à superfície, causado pela turbulência, o resfriamento do ar, em níveis mais altos, intensifica-se através da divergência de fluxo turbulento de calor sensível descendente. Todavia, sob condições de vento fraco a divergência de radiação no ar passa a ser importante (ANDRE; MAHRT, 1982; GARRATT; BROST, 1981), assim, a divergência de

radiação de onda longa nas camadas acima da superfície também contribui para o resfriamento destas camadas. Este dois processos determinam a estratificação térmica da camada estável.

A distribuição vertical de densidade está diretamente associada à inversão térmica. O ar frio em baixo (mais denso) e o ar quente em cima (menos denso), fazem com que a camada seja estável, no senso que qualquer movimento vertical tende a ser eliminado. Para que haja mistura vertical, a taxa de conversão de energia cinética do escoamento médio em Energia Cinética Turbulenta (ECT) deve, inicialmente, superar a barreira de energia potencial e a dissipação viscosa. Nessas condições de estabilidade, diferentemente das que acontecem durante o dia, o cisalhamento do vento é a única fonte geradora de turbulência. Em certas ocasiões, quando o vento é fraco, o cisalhamento do vento não é suficiente para sustentar a geração de turbulência em superfície e a camada de ar frio, logo acima, pode ficar desacoplada das camadas superiores da atmosfera.

Mahrt et al. (1998) classificam a CLE em duas categorias, de acordo com a estratificação da turbulência: camada limite fracamente estável e camada limite fortemente estável. Sob condições de estabilidade fraca, a CLE possui um topo bem definido, a turbulência costuma ser contínua e o resfriamento radiativo da superfície é mais fraco. A diminuição do fluxo de calor sensível descendente ocorre devido ao gradiente vertical de temperatura menos intenso. Já, na camada limite fortemente estável, a divergência radiativa passa a ter maior contribuição ao resfriamento e turbulência passa a ser fraca e/ou intermitente próximo à superfície. Assim, o fluxo de calor diminui com a estabilidade em decorrência da inibição das flutuações da velocidade vertical do vento.

1.4.1 Turbulência Intermitente

Em noites de vento fraco e com grande perda radiativa, é comumente observado a supressão da turbulência em quase todas as suas escalas. Entretanto, de forma abrupta e imprevisível, é comum observar a ocorrência de períodos de intensa turbulência e, comumente, logo após a sua ocorrência a turbulência é suprimida novamente. Não existindo um padrão claro para a ocorrência desses eventos. A alternância entre períodos no qual a turbulência é quase que totalmente suprimida e períodos de intensa mistura é conhecida como intermitência global (MAHRT, 1999).

Um dos principais desafios no entendimento do comportamento do escoamento na CLE, é identificar as causas da intermitência global, ou simplesmente intermitência, como será referida daqui para frente. Muitos fenômenos são referidos como agente causadores da intermitência, tais como jatos de baixos níveis, ondas de gravidade e instabilidades de Kelvin-Helmholtz (MAHRT, 1999). Esses fenômenos ocorrem nos níveis mais elevados da CLE, ou mesmo acima dessa, e a perturbação no escoamento, causada por eles, se

propaga para baixo, sendo observada próxima à superfície.

Geralmente, o transporte de turbulência na CLE é classificado de duas formas: de baixo para cima (*Up-Down*) e de cima para baixo (*Bottom-Up*) (Figura 1.2) (MAHRT; VICKERS, 2002; COULTER; DORAN, 2002; BANTA; PICHUGINA; BREWER, 2006). A necessidade de se classificar o transporte de turbulência dessa forma se dá pelo fato que, na camada limite noturna muito estável, é comum observar que a turbulência não é intensa o suficiente para manter os níveis superiores da atmosfera conectados com a superfície. Dessa forma, o conceito clássico de camada limite, no qual a turbulência é gerada somente devido à presença de uma superfície limítrofe perde significância, já que a CLE pode apresentar uma estrutura na qual existem camadas com escoamento turbulento e camadas no qual o escoamento está “laminarizado”. Este fenômeno é conhecido como estratificação “*z-less*” pois a altura acima da superfície não é mais um parâmetro de escala confiável já que os processos na CLE não são mais controlados pelos fluxos superficiais, sendo necessário utilizar parâmetros de escala local ao invés de parâmetros de escala superficial, como indica a teoria de similaridade de Monin-Obukhov (WYNGAARD, 1973; NIEUWSTADT, 1984; MAHRT; VICKERS, 2002).

A Figura 1.2 mostra a diferença desses dois processos de transporte que em linhas gerais estão associados ao estado de acoplamento da camada limite (ACEVEDO; COSTA; DEGRAZIA, 2012; WIEL et al., 2012). No estado acoplado (Figura 1.2 painéis superiores) existe a presença de turbulência contínua e bem desenvolvida próximo à superfície, representada pela sombra no painel superior esquerdo da Figura 1.2, que é produzida majoritariamente pelo cisalhamento e transportada verticalmente, sendo os perfis verticais das variáveis que controlam o escoamento de acordo com a teoria clássica de camada limite (BANTA; PICHUGINA; BREWER, 2006). Todavia, no estado desacoplado a turbulência é suprimida em quase todas suas escalas, pela estratificação estável. Essa supressão deveria levar a laminarização do escoamento, entretanto, o escoamento nunca se torna laminar, ainda que a magnitude das flutuações, características do escoamento turbulento, sejam muito pequenas (MAHRT; VICKERS, 2006). Logo, próximo à superfície a turbulência não é contínua, podendo existir regiões em níveis mais altos onde pode haver mistura, assim, o transporte ocorre de cima para baixo como mostrado na Figura 1.2.

Por ser no estado desacoplado que se observa a ocorrência de intermitência, muitos trabalhos apontam como causa das explosões de turbulência fenômenos que ocorrem nos níveis superiores da CLE. Banta et al. (2002) mostraram, através do estudo das características da turbulência na CLE durante a ocorrência de um jato noturno de baixo nível, que a intensidade da ECT é maior próximo ao jato devido ao alto cisalhamento e é transportada para baixo dando origem a eventos intermitentes próximo à superfície. Sun et al. (2004) mostraram que instabilidades térmicas e mecânicas, causadas pela propagação horizontal e vertical de ondas solitárias e de gravidade, funcionam como um mecanismo

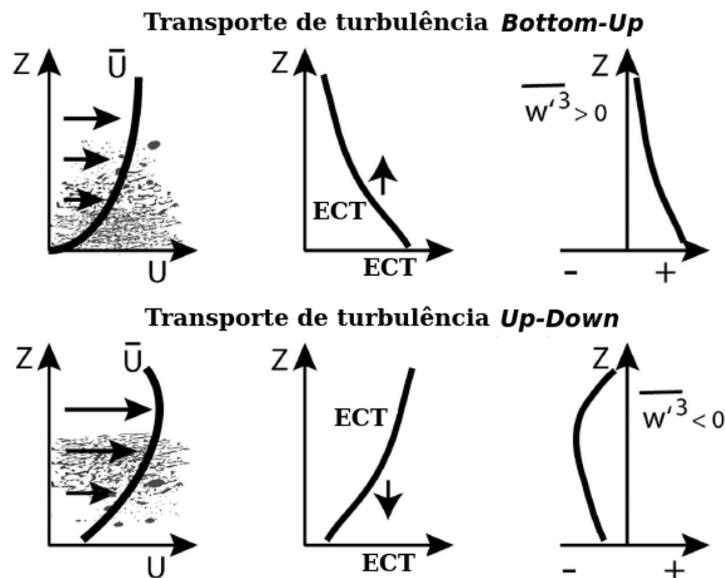


Figura 1.2 – Esquema representando o transporte vertical de turbulência de acordo com o critério proposto por Mahrt e Vickers (2002).

Fonte: Adaptado de Banta, Pichugina e Brewer (2006).

que inicia eventos de mistura turbulenta dentro da CLE. Além disso, episódios de turbulência intermitente também estão associados à mudanças na pressão atmosférica e na direção do vento próximo à superfície. Por outro lado, Cuxart et al. (2000) mostraram a ocorrência de eventos gerados próximo à superfície por instabilidades causadas pelo escoamento catabático devido a geometria complexa do sítio analisado. Já Cuxart et al. (2000) mostraram a ocorrência de eventos intermitentes associados ao transporte por perturbações de pressão, resultado que leva ao questionamento da parametrização dos termos de transporte de ECT, onde o termo de transporte por flutuações de pressão geralmente é desconsiderado ou é levado em conta através de uma constante na parametrização do fluxo turbulento de ECT (COSTA et al., 2011; YUJI; AKIHIRO; TOSHIMASA, 2013). Mahrt et al. (2013) observaram que no regime desacoplado, em condições muito estáveis, a geração de turbulência pode estar associada a diferentes fenômenos não-estacionários simultaneamente, dentre os quais se destacam os movimentos de “sub-meso” e a aceleração do vento pelo escoamento de drenagem, este último diretamente ligado às características do sítio experimental, o qual será discutido em detalhes na seção 1.4.1.1.

1.4.1.1 Microfrentes

Conforme comentado anteriormente, um vasto leque de fenômenos físicos podem gerar instabilidades que acarretam no comportamento intermitente da turbulência no es-

tado desacoplado e na, conseqüente, propagação da turbulência para cima ou para baixo. O foco de estudo deste trabalho é a caracterização de eventos gerados junto à superfície e que se propagam para cima, dentre esses se destacam as microfrentes. O termo micro frente se refere às mudanças abruptas na direção do vento e na temperatura, que ocorrem na CLE muito estável (Figura 1.3), que são transladadas horizontalmente por advecção (MAHRT, 2010), e a amplitude da variação de temperatura durante a passagem de uma micro frente é bem menor quando comparada à mudança de temperatura, resultante da passagem de uma corrente de densidade (MAHRT, 2010), e a largura de uma micro frente pode variar de poucas dezenas de centímetros até alguns metros.

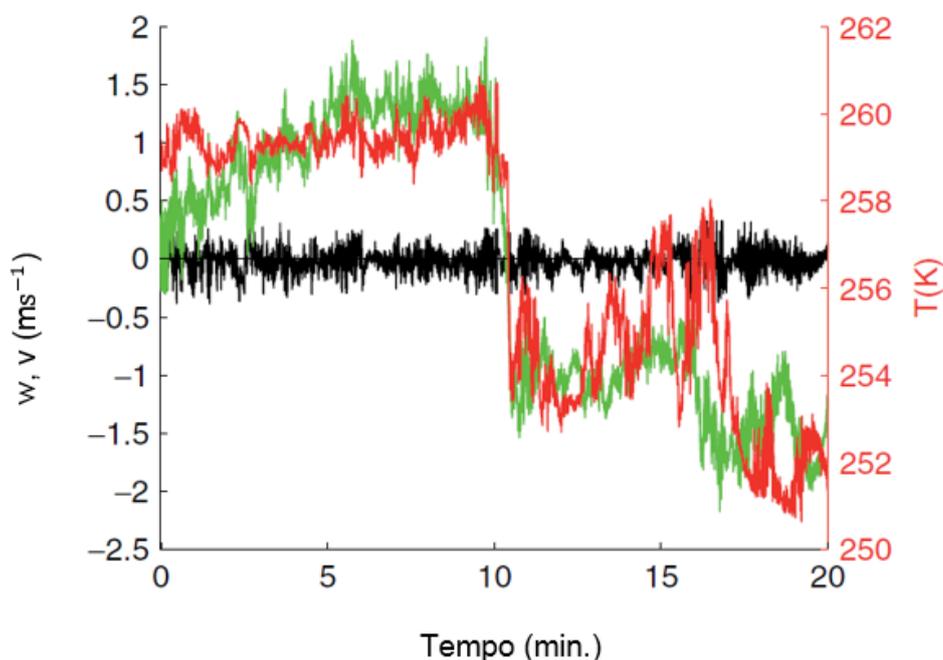


Figura 1.3 – Exemplo de micro frente. Em vermelho, tem-se a Temperatura(T), em preto a velocidade vertical do vento (w), e, em verde, a componente meridional do vento (v).
Fonte:Mahrt (2010).

Mahrt (2010) caracterizou a ocorrência de microfrentes quentes, que se propagam de cima para baixo, e microfrentes frias, que se propagam de baixo para cima. Em ambos os casos, ocorre a elevação de ar frio e a subsidência de ar quente, indicando que alguma fonte externa necessita fornecer energia para criar ou manter o sistema. Dentre essas fontes, destacam-se: ondas solitárias, pontos de inflexão em instabilidades de Kelvin-Helmholtz, escoamentos de drenagem e correntes de densidade (MAHRT, 2010). Conforme comentado anteriormente, o foco deste trabalho são eventos intermitentes gerados em superfície e que se propagam para cima, assim, esses serão analisados mais

detalhadamente no capítulo 3.

1.5 Modelagem Atmosférica

O surgimento e manutenção da turbulência em um escoamento é um grande desafio para os modelos numéricos. As diferentes técnicas de solução numérica das equações que descrevem um escoamento, podem dar diferentes respostas sobre o problema da transição entre os regimes de escoamento na CLE muito estável. Isto se deve porque modelos de simulação numérica direta (DNS - do Inglês "*Direct Numerical Simulation*") e modelos de simulação de grandes turbilhões (LES - do Inglês "*Large Eddy Simulation*") são capazes de reproduzir diversas escalas do escoamento turbulento (o primeiro tipo é capaz de reproduzir todas), enquanto que modelos de numéricos de médias de Reynolds (RANS - do Inglês "*Reynolds Average Navier-Stokes*"), somente simulam o estado médio das variáveis que controlam o escoamento. A utilização de modelos DNS permite simular a transição laminar-turbulenta em um escoamento estratificado (RORAI; MININNI; POUQUET, 2014; HE; BASU, 2015), enquanto que para se realizar a mesma tarefa utilizando um modelo LES, o tamanho de cada célula do domínio deve ser adequado para comportar os pequenos turbilhões que surgem intermitentemente durante a transição do escoamento o que demanda um alto custo computacional, assim como nas simulações usando DNS. Por sua vez, modelos RANS não são capazes de reproduzir as flutuações características da turbulência, como ocorre nos modelos DNS e LES, mas conseguem simular de maneira satisfatória o estado médio das variáveis (MELLOR; YAMADA, 1974; LOUIS, 1979; CUXART et al., 2006, entre outros) e, até mesmo, as oscilações, periódicas ou não, características do comportamento intermitente da turbulência na transição de regimes de escoamento (REVELLE, 1993; WIEL et al., 2002; COSTA et al., 2011; KURBATSKII; KURBATSKAYA, 2013).

A reprodução do escoamento na CLE utilizando LES, geralmente, é feita utilizando condições de moderada a fraca estratificação, devido à limitação com a resolução do domínio, discutida anteriormente. Nesse contexto, Cuxart e Jiménez (2007) e Zhou e Chow (2011) reproduziram o comportamento intermitente da turbulência na CLE, moderadamente estável, causado pelo forte cisalhamento junto a um jato de baixo nível noturno. Já Kurbatskii e Kurbatskaya (2013), conseguiram resultados semelhantes utilizando um modelo de coluna RANS. Dentre os modelos do tipo RANS, existe uma classe especial de modelos simplificados, baseados na proposta de Blackadar (1979), que buscam respostas para os mecanismos que levam ao surgimento da intermitência e também à transição dos estados de acoplamento da CLE (REVELLE, 1993; MCNIDER et al., 1995; WALTERS et al., 2007; WIEL et al., 2002; COSTA et al., 2011; ACEVEDO; COSTA; DEGRAZIA,

2012).

Os modelos simplificados propostos por McNider et al. (1995), Walters et al. (2007) e Acevedo, Costa e Degrazia (2012) somente reproduzem os estados de acoplamento da CLE e a transição entre os regimes muito estável (desacoplado) e pouco estável (acoplado). Já os trabalhos de ReVelle (1993), Wiel et al. (2002) e Costa et al. (2011) são capazes de reproduzir eventos intermitentes de turbulência no estado desacoplado. Todavia, existe uma clara distinção entre os mecanismos que levam ao surgimento da intermitência entre esses trabalhos. Enquanto que nos modelos propostos por ReVelle (1993) e Wiel et al. (2002) o mecanismo que leva ao surgimento da turbulência é a rápida troca de energia causada pelo balanço de energia em uma fina camada de vegetação, que possui baixa capacidade calorífica, no modelo proposto por Costa et al. (2011) o comportamento intermitente da turbulência é causado pela complexa relação entre os termos da equação de balanço da ECT. Os termos de dissipação e de empuxo suprimem completamente a mistura turbulenta, o que faz com que o cisalhamento aumente, devido ao aumento do gradiente do vento, assim aumentando a produção de turbulência. À medida que a turbulência aumenta, os termos de sumidouros, fluxo de calor e a dissipação também crescem, fazendo que a partir de um ponto “crítico”, a mistura turbulenta seja suprimida novamente e encerrando o evento intermitente.

As diferenças conceituais nos modelos propostos por ReVelle (1993) e Wiel et al. (2002) e o modelo proposto por Costa et al. (2011) estão presentes basicamente na ordem de fechamento dos modelos e no uso de funções de estabilidade. Enquanto que os dois primeiros são modelos de primeira ordem e fazem uso de funções de estabilidade, o terceiro é um modelo de ordem 1.5, onde os fluxos turbulentos dependem diretamente da turbulência no escoamento. Com relação às soluções, os dois primeiros modelos reproduzem a intermitência de forma periódica, enquanto que o terceiro apresenta soluções com oscilações mais complexas com amplitude e período imprevisíveis.

O foco deste trabalho é a análise e caracterização de eventos originados próximos à superfície e que se propagam para cima, a comparação qualitativa das análises experimentais será feita com um modelo capaz de reproduzir eventos intermitentes com essa mesma característica. Assim, para tal comparação será utilizado o modelo proposto por Costa et al. (2011) com base em duas justificativas: 1) os eventos reproduzidos pelo modelo são aperiódicos para alguns parâmetros; 2) O modelo possui o balanço de ECT. A segunda justificativa é importante, pois, através dela, pode-se fazer uma análise detalhada do papel de cada termo da equação de balanço de ECT durante a ocorrência dos eventos, isso permite identificar o papel de cada termo na geração e destruição dos eventos, como também pode elucidar caminhos que levem ao diagnóstico do fenômeno físico responsável pela geração desses eventos. A discussão oriunda da comparação das características dos eventos observados na realidade com os resultados do modelo são apresentados no capítulo 4.

Conforme informado anteriormente, o capítulo 4 apresenta a caracterização e descrição dos resultados de acordo com o balanço de energia cinética turbulenta. Isto posto, antes de apresentar os resultados faz-se necessária uma explanação sobre a ECT, sua equação de balanço e o papel de cada um de seus termos conforme apresentado a seguir.

1.5.1 Energia Cinética Turbulenta

Uma das maneiras de quantificar a turbulência é através da ECT, definida como:

$$ECT = 0.5 \left(\overline{u'^2} + \overline{v'^2} + \overline{w'^2} \right), \quad (1.1)$$

ou seja, a ECT é dada pela soma das variâncias das três componentes do vento. A CLE possui forte complexidade no que diz respeito à turbulência. Uma forma de descrever o comportamento da turbulência na CLE é através da equação de balanço de ECT.

Assumindo homogeneidade horizontal e um sistema de coordenadas alinhados com o vento médio, a equação de balanço de ECT é definida como:

$$\underbrace{\left(\frac{\partial \bar{e}}{\partial t} \right)}_{\text{Termo I}} = \underbrace{\frac{g}{\theta_v} \left(\overline{w' \theta_v'} \right)}_{\text{Termo II}} - \underbrace{\left(\overline{u' w'} \right) \frac{\partial \bar{U}}{\partial z}}_{\text{Termo III}} - \underbrace{\frac{\partial \left(\overline{w' e'} \right)}{\partial z}}_{\text{Termo IV}} - \underbrace{\frac{1}{\rho} \frac{\partial \left(\overline{w' p'} \right)}{\partial z}}_{\text{Termo V}} - \underbrace{\varepsilon}_{\text{Termo VI}}. \quad (1.2)$$

Os termos da equação do balanço de ECT descrevem processos físicos que geram turbulência e indicam produção, destruição ou transporte de turbulência. Assim, uma forma de investigação do escoamento na CLA é analisando o saldo líquido dos elementos que produzem ou consomem turbulência, ou seja, através dos termos da equação de balanço de ECT.

Da equação 1.2, o termo I é a variação temporal local da ECT, o termo II é o de produção ou destruição da Energia Cinética Turbulenta devido ao fluxo de energia na forma de calor, termo III representa a produção mecânica de ECT, devido ao cisalhamento do vento. O transporte turbulento de ECT é dado pelo termo IV, o termo V representa o transporte de ECT, devido às flutuações de pressão, e o termo VI é a taxa de dissipação por unidade de massa.

1.5.2 Termo I: Tendência ou Armazenamento de ECT

É um termo de tendência ou armazenamento da Energia Cinética Turbulenta com o tempo, varia de acordo com o ciclo diurno. Segundo Stull (1988), esse termo pode variar até cerca de duas ordens de grandeza. Este termo possui um pequeno valor no início da manhã e atinge seu valor máximo no começo da tarde. Com o início da noite, começa a ter um decréscimo com o tempo.

1.5.3 Termo II: Produção ou Destruição Devido ao Fluxo de Energia na Forma de Calor

Como ele é um termo de produção ou destruição térmica, também é chamado de termo de empuxo. Durante o dia, atua como fonte de turbulência para o sistema. Isso se dá porque $\partial\bar{\theta}/\partial z < 0$, e então o fluxo:

$$\overline{w'\theta'} > 0. \quad (1.3)$$

Dessa forma, então, atua como um termo de geração de turbulência para o escoamento.

Já durante a noite, $\partial\bar{\theta}/\partial z > 0$, portanto, o fluxo se torna negativo:

$$\overline{w'\theta'} < 0. \quad (1.4)$$

Esse termo é associado, então, a valores negativos e a estabilidade estática, assim, tende a consumir ECT, ou seja, ele se torna um termo de destruição de turbulência durante o período noturno (STULL, 1988).

1.5.4 Termo III: Produção Mecânica

A ECT, produzida por este termo, é extraída do campo médio de velocidades. A produção mecânica só existe se houver cisalhamento do vento. Assim, o termo de produção mecânica de ECT tende a ser maior próximo à superfície e a magnitude do cisalhamento é maior com maiores ventos e menor associada com ventos mais calmos. Durante a noite, quando a superfície está mais fria, este termo vem a ser o único da equação 1.2, que se torna fonte de turbulência.

Este termo é sempre positivo, pois como $\partial\bar{u}/\partial z > 0$ e o fluxo $\overline{u'w'} < 0$, então a quantidade: $[-\overline{u'w'}(\partial\bar{u}/\partial z)] > 0$. Assim, atua na geração de turbulência.

1.5.5 Termo IV: Transporte Turbulento de ECT

O transporte turbulento de ECT não produz nem destrói Energia Cinética Turbulenta, ele apenas transporta ECT de regiões onde há mais energia para aquelas com menos energia. Assim, não é um termo de fonte nem de sumidouro de turbulência.

1.5.6 Termo V: Transporte Devido as Flutuações de Pressão

Das mesma forma que o Termo IV, este não é um termo de produção nem de destruição de ECT. Porém, ele não atua apenas para redistribuir ECT dentro da CLA, podendo dissipar a energia para fora da CLA. Ele nos informa como a Energia Cinética Turbulenta é redistribuída devido às perturbações na pressão, por causa da flutuabilidade ou ondas de gravidade. De acordo com Stull (1988), há uma grande dificuldade em medir as flutuações de pressão na atmosfera, pois suas magnitudes são muito pequenas.

1.5.7 Termo VI: Dissipação

É um termo de destruição de ECT. Ele representa a dissipação viscosa da Energia Cinética Turbulenta que é convertida em energia na forma de calor. Durante o dia, este termo é maior, tratando-se de magnitude, próximo à superfície. Já durante a noite, a dissipação e outras perdas podem exceder a produção de turbulência.

A ECT é uma das grandezas mais importantes utilizados para estudar a turbulência na CLA. Quando os termos de fontes e sumidouros da ECT estão, aproximadamente, em balanço é importante a compreensão dos termos da equação 1.2 para o melhor entendimento da intermitência. O balanço de ECT pode variar muito ao longo de uma mesma noite, levando a mudanças repentinas e imprevisíveis na turbulência do escoamento noturno. Em noites com céu claro e vento fraco, a mistura turbulenta, que nestas condições é gerada apenas mecanicamente pelo cisalhamento do vento (termo III da equação 1.1), pode ser totalmente suprimida pelos termos de destruição de turbulência (II e VII). Entretanto, de forma abrupta e imprevisível, a turbulência pode ser restabelecida em todas suas escalas, causando o aumento dos fluxos turbulento e a mistura das quantidades escalares.

1.5.7.1 Espectro da Turbulência

O escoamento turbulento é composto de turbilhões de diferentes tamanhos que se sobrepõem uns aos outros. A representação da distribuição da energia entre os turbilhões de acordo com seu número de onda (K) ou frequência (f) é dada pelo espectro de turbulência (FOKEN, 2008). A Energia Cinética Turbulenta é transferida dos grandes turbilhões (que possuem pequeno número de onda) para pequenos turbilhões (com grandes números de onda), e desses para os menores ainda, até que seja alcançada a micro escala de Kolmogorov (η) e a energia seja dissipada na forma de calor. A taxa do fluxo dessa energia é maior para os turbilhões de tamanho médio e é relativamente constante com o número de onda. Essa ideia de cascata de energia, diz, portanto, que escoamentos turbulentos, precisam de um fornecimento contínuo de energia para compensar as perdas viscosas (KUNDU; COHEN, 2007; STULL, 1988).

A diminuição da energia pela transferência dos maiores para os menores turbilhões acontece de uma forma bem definida de acordo com a lei $-5/3$ de Kolmogorov. Na figura 2.1, temos a representação do espectro de Energia Cinética Turbulenta. A porção média do espectro é chamada de sub intervalo inercial, onde os turbilhões são grandes em comparação com a microescala de Kolmogorov (η), mas são pequenos em comparação com os maiores turbilhões de tamanho l (WYNGAARD, 2010). De acordo com (STULL, 1988), a natureza do espectro se dá porque, os termos de produção pelo cisalhamento e o do fluxo na forma de calor e a dissipação não estão acontecendo na mesma escala. Isso se deve ao fato de que para os grandes turbilhões, os termos de produção possuem grandes magnitudes, porém, não ocorre dissipação. Mas, conforme o número de onda vai aumentando, região de pequenos turbilhões, a dissipação é grande, mas os termos de produção ficam próximo de zero. Dessa forma, esses termos de produção são alimentados pelos maiores turbilhões, mas a dissipação afeta apenas os menores turbilhões. Dessa forma, a taxa de transporte da energia que ocorre na parte média do espectro é igual a taxa da dissipação.

As principais contribuições da dissipação de ECT vêm dos movimentos das menores escalas. Assim, a microescala dos turbilhões de Kolmogorov é dado por (WYNGAARD, 2010):

$$\eta = \left(\frac{\nu^3}{\varepsilon} \right)^{1/4}, \quad (1.5)$$

onde a frequência necessária para resolver os menores turbilhões é dada pela frequência de Kolmogorov (f_k):

$$f_k = \frac{U}{2\pi\eta}. \quad (1.6)$$

De acordo com a Lei de Kolmogorov, o espectro no sub intervalo inercial levando

em consideração a componente horizontal do vento (u), é dado por (KAIMAL et al., 1972):

$$S_u(k) = \alpha_u \varepsilon^{2/3} k^{-5/3} \quad (1.7)$$

onde α é a constante de Kolmogorov, seu valor foi estimado, através de vários experimentos, como aproximadamente 0.5 (KAIMAL et al., 1972) . ε é a taxa de dissipação e k é dado por:

$$k = \frac{2\pi f}{U}. \quad (1.8)$$

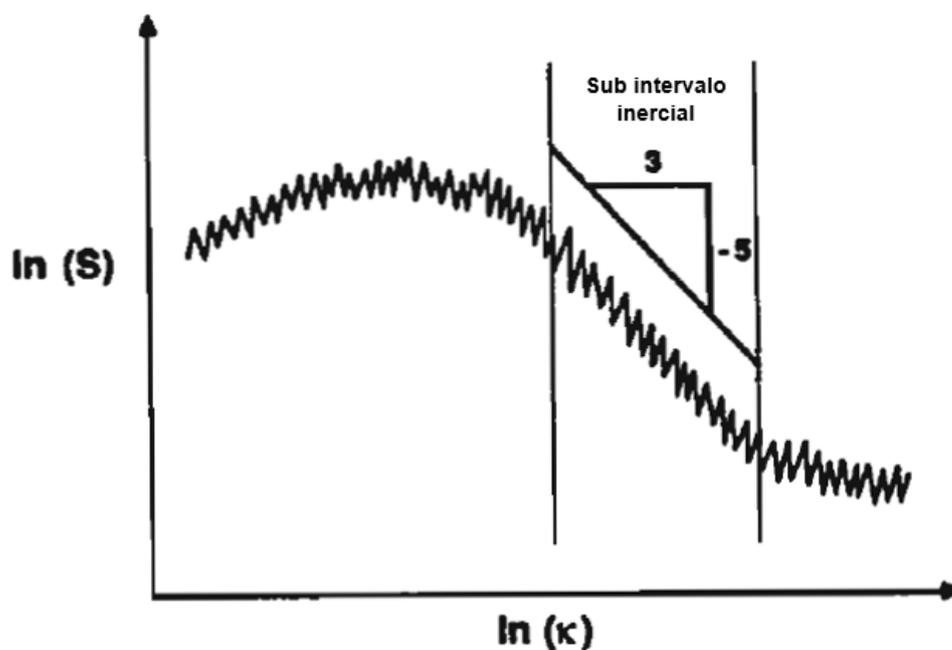


Figura 1.4 – Espectro de Energia.
Fonte: adaptado de Stull (1988).

2 MATERIAL E MÉTODOS

O presente trabalho visa estudar a estrutura vertical de eventos intermitentes que ocorrem na camada limite muito estável, além de identificar as causas de eventos que ocorrem junto à superfície e se propagam para cima. A metodologia utilizada para alcançar esta meta se divide em duas partes: a primeira parte consiste na análise de dados observacionais, a partir dos quais será desenvolvido o estudo; a segunda parte consiste na utilização de um modelo simplificado para fazer um estudo qualitativo, através da comparação dos resultados experimentais com as simulações realizadas.

É importante destacar que o nível de simplicidade do modelo não permite incluir características particulares do sítio experimental, visto que este simula uma condição idealizada que elide os processos complexos, com escalas maiores que as da turbulência e que influenciam diretamente no comportamento do escoamento. Assim, a comparação que será apresentada no capítulo 4, é puramente qualitativa e abordará aspectos relacionados com a geração dos eventos devido ao aumento do cisalhamento junto à superfície.

2.1 Sítio Experimental

Os dados utilizados neste trabalho são provenientes do experimento FLOSSII, (Fluxos Sobre Superfícies com Neve, do inglês *Fluxes Over Snow Surfaces*), realizado em North Park ao sul de Walden, no estado do Colorado, nos Estados Unidos (40,8 °N, 106,3 °W). A torre micrometeorológica possui 34 m, localizada em uma área de pastagem entre duas cadeias de montanhas (Figura 2.1), com dados coletados em sete níveis verticais (1 m, 2 m, 5 m, 10 m, 15 m, 20 m e 30 m) e possuem uma frequência de amostragem de 60 Hz (MAHRT; VICKERS, 2006; MAHRT, 2010, entre outros).

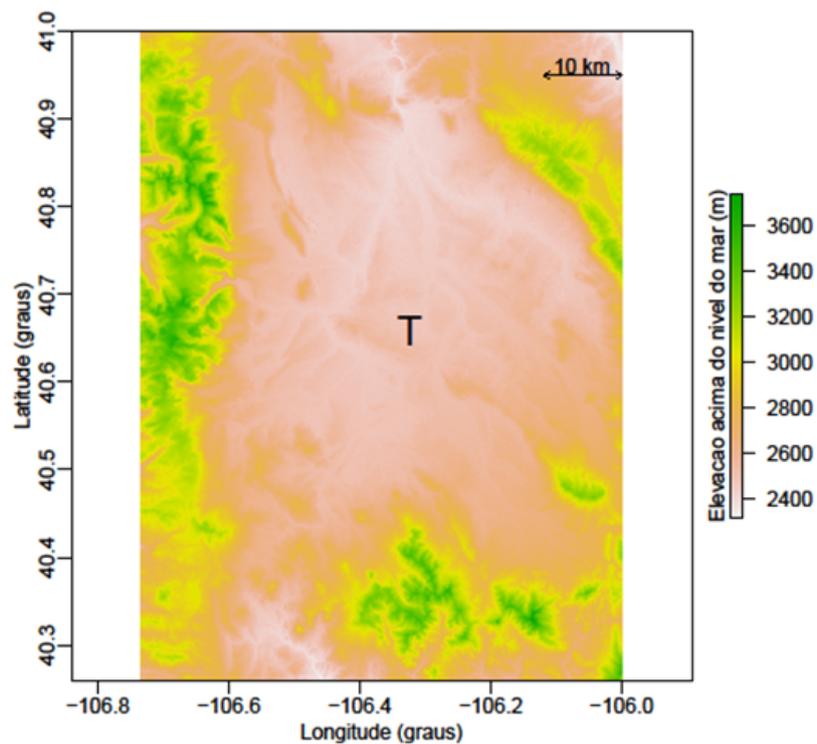


Figura 2.1 – Mapa da topografia da região de realização do FLOSSII. A localização da torre está identificada pela letra “T”.

O experimento foi realizado no período compreendido entre 20 de Novembro de 2002 a 02 de Abril de 2003 (inverno na região) e desse total, neste trabalho, foram analisados 108 noites. Esses dados noturnos possuem 10 horas de duração, com início às 20 h e término às 6 h, horário local. Durante a realização do projeto, geralmente a superfície, e os instrumentos da torre, eram cobertos por uma fina camada de gelo (Figura 2.2) (MAHRT, 2010).



Figura 2.2 – Instrumentos de medidas e região de localização da torre cobertos por gelo.
 Fonte: <http://www.eol.ucar.edu/rf/projects/FLOSSII/> (2015)

2.2 Dados Experimentais

2.2.1 Critérios de Escolhas das Noites e Identificação dos Eventos

A metodologia deste trabalho para a seleção dos eventos intermitentes, baseou-se, primeiramente, levando em consideração o desvio padrão da velocidade vertical do vento (σ_w). Cada noite foi analisada separadamente e os eventos foram caracterizados levando em consideração a definição de intermitência global de Mahrt (1999) e Coulter e Doran (2002), onde ocorrem grandes picos de turbulência seguidos de períodos calmos. Foram considerados eventos intermitentes, toda a atividade turbulenta isolada, temporalmente, com $\sigma_w \geq 0,25$. A partir deste critério, duas classes para caracterizar os eventos, foram estabelecidas: Aqueles que se originaram em superfície (níveis de 1 e 2 m da torre) e se propagaram para os níveis mais altos, denominados a partir daqui como Eventos de Baixo (EB); Os originados nos níveis mais altos e se propagaram para a superfície, denominados Eventos de Cima (EC).

A distinção entre os dois tipos de eventos é feita apenas considerando o sentido de propagação do σ_w (Figura 2.3). A partir da análise da série temporal, observa-se o

momento do início do evento em um determinado nível e qual o sentido, para cima ou para baixo, que irá ocorrer a propagação, conforme mostrado na Figura 2.3. Cabe ressaltar, que esta análise é qualitativa, sendo que não foi utilizado nenhum método objetivo, como foi utilizado em Coulter e Doran (2002), para a identificação do sentido de propagação dos eventos. Além disso, eventos originados em níveis intermediários não foram levados em consideração. A Figura 2.3, mostra que os eventos gerados em superfície são menos intensos, mais difíceis de identificar, e, muitas vezes, não chegam até o topo da torre, enquanto que os EC são mais intensos, ocorrem com maior frequência e na maioria das vezes são suficientes para tornar toda a CLE conectada. Ainda é importante destacar que estrutura vertical da turbulência, mostrada na Figura 2.3, repete-se na maioria das noites.

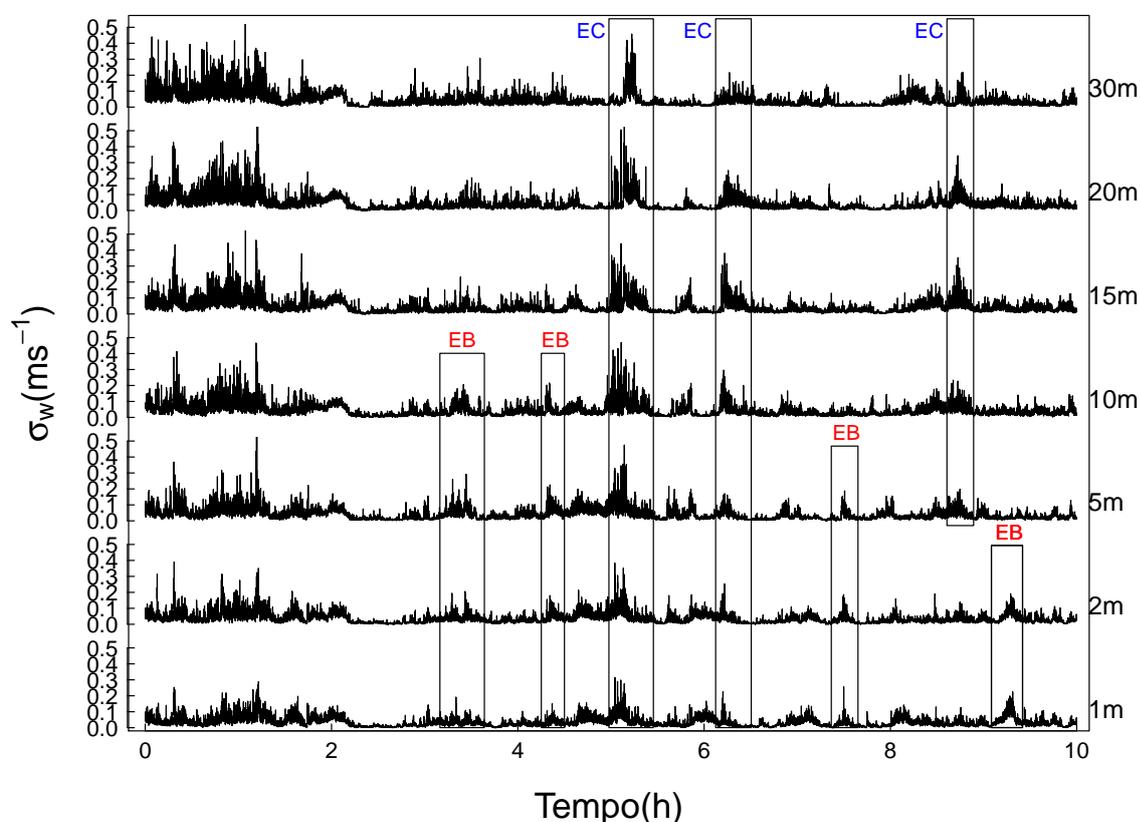


Figura 2.3 – Desvio padrão da velocidade vertical do vento para os 7 níveis da torre para a noite de 06/07 de Fevereiro. Os Eventos de Baixo marcados em vermelho e os Eventos de Cima em azul. A série temporal tem início às 20 h e se estende até as 6 h, no horário local, totalizando às 10 horas que estão indicadas na figura.

2.2.2 Cálculo dos Termos de Balanço de ECT

Para todas as noites analisadas, foi calculado o balanço de ECT, com o intuito de identificar quais os termos dominantes durante os diferentes regimes, e principalmente, qual o papel de cada termo durante a ocorrência dos eventos. Para o cálculo dos termos da equação de balanço de ECT (equação 1.2), foi utilizada seguinte metodologia:

- Cálculo da tendência de ECT (Termo I): $(\partial \bar{e} / \partial t)$; onde $\bar{e} = ECT = (\overline{u^2} + \overline{v^2} + \overline{w^2})^{1/2}$; u é o componente zonal do vento, v o componente meridional e w é componente vertical do vento. ∂t representa a variação no tempo, usado aqui como 2 minutos (120 s). As barras indicam a parte média e as linhas indicam as perturbações das variáveis.
- Cálculo da produção/destruição de ECT devido ao fluxo na forma de calor (Termo II): $(g/\bar{\Theta}) (\overline{w'\theta_v'})$; onde g é a gravidade e $\bar{\Theta}$ é a temperatura potencial virtual de referência, porém, por simplicidade, foi utilizado aqui a temperatura normal em (K). À noite este termo age na destruição de ECT, por isso, aqui, na maioria das vezes, será referido como termo de destruição de ECT.
- Cálculo da produção mecânica (Termo III): $(-\overline{u'w'} (\partial \bar{u} / \partial z) - \overline{v'w'} (\partial \bar{v} / \partial z))$; onde u , v e w também são as componentes do vento e ∂z é variação na vertical entre os níveis da torre.
- Cálculo do transporte de ECT (Termo IV): $(\partial \overline{w'e'} / \partial z)$; onde ∂z é variação na vertical e $\bar{e} = (u^2 + v^2 + w^2)^{1/2}$. A obtenção do termo de transporte devido às flutuações de pressão, não foi possível devido à inexistência de dados de pressão, necessários para realizar o cálculo.
- Cálculo da dissipação (VI): Para o cálculo da dissipação, foi feito, primeiramente, a rotação de coordenadas, para que o eixo x ficasse alinhado com a direção do vetor vento médio. Em seguida, as flutuações de velocidade foram obtidas dos valores instantâneos de velocidade do vento, através da aplicação do filtro de média de Reynolds para janelas temporais de 120 s (2 min.). A hipótese de Taylor é assumida ($k = f/\bar{U}$) e o espectro de densidade de energia turbulenta com relação à componente ao longo vento médio é obtido através da Transformada Rápida de Fourier (FFT, do inglês *Fast Fourier Transform*).

De acordo com Yadav, Raman e Sharan (1996), a região do sub-intervalo inercial pode ser descrita pela relação:

$$S(f) = \alpha \left(\frac{U}{2\pi} \right)^{2/3} \varepsilon^{2/3} f^{-5/3}. \quad (2.1)$$

A Equação 2.1 é ajustada aos espectros observacionais pelo método dos mínimos quadrados e a taxa de dissipação então é obtida através da seguinte equação (LUNDQUIST; PIPER; KOSOVIC, 2004; PIPER; LUNDQUIST, 2004):

$$\varepsilon = \frac{2\pi}{U} \left[\frac{f^{5/3} S_u(f)}{\alpha} \right]^{3/2}, \quad (2.2)$$

onde $S(f_{u_i})$ é a frequência do espectro, U é o vetor vento e $\alpha = 0,53$ é a constante de Kolmogorov.

Os termos de produção mecânica e de transporte de ECT, requerem o cálculo de gradientes, desta forma, esses foram obtidos para cada ponto médio entre os níveis de aferimento na torre. Dessa forma, como a torre possui sete níveis, o primeiro e o último foram perdidos, restando, então, 5 níveis, conforme mostrado na Figura 2.4. Assim, para manter a coerência, o mesmo procedimento foi adotado para os outros termos, ficando, assim, todos os termos de ECT com a mesma resolução vertical.

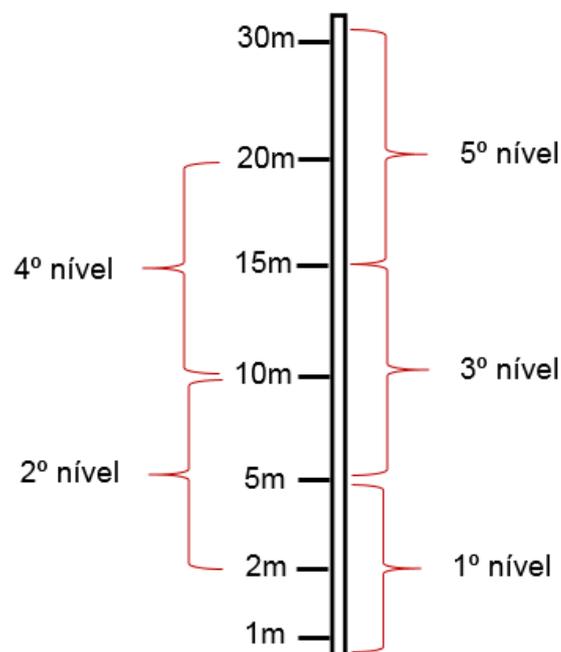


Figura 2.4 – Níveis de medição na torre e os pontos os termos da equação de balanço de ECT foram estimados.

A seguir, será descrito o modelo utilizado na comparação dos resultados obtidos pela análise dos dados experimentais.

2.3 Modelo

Conforme discutido na seção 1.5, o modelo proposto por Costa et al. (2011) é baseado na proposta de Blackadar (1979), que para uma atmosfera seca, horizontalmente homogênea e livre dos efeitos de advecção, as equações de momentum por unidade de massa e de conservação de energia podem ser escritas como:

$$\frac{\partial u}{\partial t} = f(v - v_G) - \frac{\partial(\overline{u'w'})}{\partial z}, \quad (2.3)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} = f(u_G - u) - \frac{\partial(\overline{v'w'})}{\partial z}, \quad (2.4)$$

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\frac{\partial(\overline{w'\theta'})}{\partial z}, \quad (2.5)$$

nas equações acima, u e v são as componentes zonal e meridional do vento e θ é a temperatura potencial. As constantes $u_G = 1^{-4} \text{ m s}^{-1}$ e $v_G = 0$ são as componentes do vento geostrófico e $f = 1,0 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ é o parâmetro de Coriolis.

Uma das principais diferenças do modelo proposto por Costa et al. (2011), com relação aos demais modelos presentes na literatura, está na determinação dos fluxos turbulentos:

$$-\overline{(u'w')} = u_*^2 \cos \psi, \quad (2.6)$$

$$-\overline{(v'w')} = u_*^2 \sin \psi, \quad (2.7)$$

$$-\overline{(w'\theta')} = u_* \theta_*. \quad (2.8)$$

Onde $\overline{(u'w')}$ e $\overline{(v'w')}$ são as componentes horizontais do fluxo de momentum e $\overline{(w'\theta')}$ é o fluxo e calor sensível. $\psi = \arctan(v/u)$ é a direção do vento, u_* é a velocidade de fricção e θ_* é uma escala característica de temperatura definida por:

$$\theta_* = K_h \frac{\partial \theta}{\partial z} / u_*.$$

Em superfície, a temperatura é determinada utilizando o método "force-restore", proposto por Blackadar (1979), que consiste no balanço de energia em uma fina camada de solo, o qual é dado pela equação:

$$\frac{\partial \theta_g}{\partial t} = \frac{1}{C_g} (I_{\downarrow} - \sigma \theta_g^4 - H_0) - k_m (\theta_g - \theta_m). \quad (2.9)$$

Onde θ_g é a temperatura do solo, $C_g = 14646,31$ (J K m²) é a capacidade calorífica por unidade de área do solo composto por turfa e $I_{\downarrow} = \sigma(Q_c + 0.67(1 - Q_c)(1670Q_a)^{0,08})\theta^4$ é a radiação de onda longa proveniente da atmosfera. Nesta equação, $\sigma = 5,670373 \times 10^{-8}$ kg s⁻³ K⁻⁴ é a constante de Stefan-Boltzmann, $Q_c = 0$ é a cobertura de nuvens, $Q_a = 0,003$ (kg m³) a unidade específica em uma altura específica, $H_0 = u_{*0}\theta_{*0}$ é o fluxo de calor sensível em superfície. Finalmente, $k_m = 1,18\omega$ é o coeficiente de transferência de calor no solo ($\omega = 7,27 \times 10^5$ rad s⁻¹ é a frequência angular da Terra) e $\theta_m = 275$ K é a temperatura da camada de solo mais profunda, que é considerada constante.

2.3.1 Fechamento de Turbulência

O coeficiente de difusão de calor é determinado por $K_h = K_m/Pr_t$. Por sua vez, o coeficiente de difusão de momentum é determinado por argumentos dimensionais, como o produto de uma escala de velocidade e uma escalada de comprimento: $K_m = u_*l_{m0}$. Seguindo Blackadar (1979), $1/l_{m0} = 1/[(\kappa z) + \kappa h]$ é o comprimento de mistura sob estratificação neutra, sendo $\kappa = 0,4$ a constante de von Kàrmàn, z a altura acima da superfície e h a altura da CLE. Essa formulação para o comprimento de mistura faz com que o mesmo seja maior na metade da CLE, onde estão presentes os maiores turbilhões, e seja menor nos extremos, onde os turbilhões têm seu tamanho reduzido pela presença da superfície e pelo topo da camada limite. Finalmente, Pr_t é o número de Prandtl turbulento, que por simplicidade, neste trabalho é definido como sendo igual a 1.

É sabido que o número de Prandtl turbulento (daqui pra frente somente referido como número de Prandtl) possui grande dependência com a estabilidade em um escoamento com estratificação estável (ZILITINKEVICH et al., 2013). A razão física para esse comportamento está presente no fato de ondas serem capazes de transportar momentum, enquanto que o mesmo não ocorre com energia na forma de calor. A presença de fenômenos ondulatórios na CLE faz com que a difusão de momentum seja aumentada com relação à difusão de calor, o que acarreta no aumento de Pr_t . Ademais, no regime muito estável, a mistura turbulenta é quase que totalmente suprimida, logo a difusão turbulenta de momentum e calor também será suprimida, logo a difusão de momentum se dá quase que totalmente via processos ondulatórios. Como o modelo utilizado neste trabalho é simplificado, ao ponto de não incorporar uma equação que permita o surgimento de processos oscilatórios, causados por perturbações no regime muito estável, portanto o fato de se assumir $Pr_t = 1$ significa que quando a mistura turbulenta é suprimida pela estratificação, tanto a difusão de momentum quanto a difusão de calor serão suprimidas também.

Tanto a difusão de momentum, quanto a difusão de energia na forma de calor

dependem diretamente da turbulência no escoamento e, consecutivamente, seus respectivos coeficientes de difusão também dependerão. Geralmente, os coeficientes de difusão são parametrizados utilizando o produto entre uma escala de velocidade e uma escala de comprimento, conforme discutido anteriormente. A escala de velocidade utilizada aqui é a velocidade de fricção, a qual é um parâmetro de escala muito importante em escoamentos turbulentos, principalmente em escoamentos nos quais a turbulência é gerada, predominantemente, por cisalhamento (SCHLICHTING; GERSTEN; GERSTEN, 2000; STULL, 1988), como nos casos aqui estudados. Assim a determinação de u_* é um ponto chave para o modelo. O modelo proposto por Costa et al. (2011), segue a proposta de Duynkerke (1988) que relaciona diretamente a velocidade de fricção com a ECT através da expressão:

$$u_*^2 = \frac{\bar{e}}{\gamma}.$$

Duynkerke (1988) utiliza a relação acima somente para a camada superficial, porém, neste trabalho, assim como em Costa et al. (2011), essa relação é calculada localmente em todos os pontos de grade do modelo. Estudos recentes mostram que a relação entre u_* e a ECT é válida para toda a CLE e não somente para a CS, todavia, ela depende fortemente da estabilidade (RODRIGO; ANDERSON, 2013; ACEVEDO et al., 2014). Porém, é importante destacar que as equações empíricas que descrevem a razão \bar{e}/u_*^2 são funções de z/L , logo, para evitar problemas numéricos, em simulações do regime muito estável (onde $\overline{w'\theta'} \approx 0$), a razão é considerada constante com $\gamma = 5,5$, assim como em Duynkerke (1988).

Como, tanto os fluxos turbulentos, quanto os coeficientes de difusão, dependem diretamente da velocidade de fricção, que por sua vez é uma função da ECT, a determinação de \bar{e} é um ponto crucial do modelo proposto por Costa et al. (2011). O porquê disto é que através do balanço entre os termos da equação prognóstica da ECT que a reprodução da intermitência é possível, conforme será visto na seção 4.1.

Desta forma, utilizando o fechamento de turbulência apresentado nas equações 2.6 - 2.8, a equação 1.2, pode ser reescrita como:

$$\frac{\partial \bar{e}}{\partial t} = \Omega u_*^2 - Ri \Omega u_*^2 - \left[\frac{\partial(\overline{w'e'})}{\partial z} + \frac{1}{\rho} \frac{\partial \overline{w'p'}}{\partial z} \right] - \epsilon. \quad (2.10)$$

A seguir, cada um dos termos da equação 2.10 termos é explicado em detalhes.

$$-\overline{u'w'} \frac{\partial u}{\partial z} - \overline{v'w'} \frac{\partial v}{\partial z} = \Omega u_*^2,$$

é o termo de produção mecânica por cisalhamento. É importante destacar que esse termo difere do termo utilizado por Costa et al. (2011), pois a produção, naquele modelo é calculado através do produto Su_* , sendo $S = [(\partial u / \partial z)^2 + (\partial v / \partial z)^2]^{1/2}$ o cisalhamento

do vento. Enquanto que aqui, seguindo Pielke Sr (2013), o termo de produção mecânica é o produto entre velocidade de fricção e o gradiente do vento médio ($\Omega = \partial\bar{U}/\partial z$).

A partir do termo de produção mecânica, o termo de produção/destruição térmica é escrito em termos da estabilidade do escoamento, representada pelo número de Richardson gradiente:

$$Ri = \frac{g}{\Theta} \frac{(\partial\theta/\partial z)}{S^2},$$

onde Θ é a temperatura de referência. Note que o número de Richardson gradiente é utilizado em virtude de Pr_t ser igual a 1, pois, originalmente, o termo de empuxo deve ser escrito como:

$$\frac{g}{\theta} \overline{w'\theta'} = Ri_f \Omega u_*^2,$$

sendo:

$$Ri_f = \frac{g}{\Theta} \frac{\overline{w'\theta'}}{\overline{u'w' \frac{\partial u}{\partial z} + v'w' \frac{\partial v}{\partial z}}},$$

e $Ri_f = Ri/Pr_t$.

Os termos de transporte turbulento e transporte de por flutuações de pressão parametrizados utilizando teoria K:

$$-\frac{\partial}{\partial z} \left[(\overline{w'e'}) + \frac{1}{\rho} \overline{w'p'} \right] = \frac{\partial}{\partial z} \left(K_e \frac{\partial \bar{e}}{\partial z} \right),$$

com $K_e = K_m/\sigma_e$, onde a constante $\sigma_e = 2,5$ é equivalente a o número de Prandtl turbulento, só que para a difusão de energia cinética turbulenta (DUYNKERKE, 1988; COSTA et al., 2011).

O modelo utilizado neste trabalho apresenta alguns avanços com relação ao modelo proposto por Costa et al. (2011), além dos termos de produção mecânica e de empuxo, outro termo da equação prognóstica de ECT, que é parametrizado de maneira diferente é o termo de dissipação viscosa de turbulência (ϵ). Apesar da dissipação viscosa ser parametrizada utilizando a equação de Kolmogorov (KOLMOGOROV, 1941), a mistura turbulenta reproduzida pelo modelo é totalmente dependente do cisalhamento do vento. Nessas condições, a distância da superfície e o tamanho dos turbilhões são aspectos relevantes sobre o comportamento e descrição da turbulência no escoamento (BROST; WYNGAARD, 1978; HUNT, 1984; HUNT; SPALART; MANSOUR, 1987; MASON; DERBYSHIRE, 1990). Hunt, Spalart e Mansour (1987) propuseram uma parametrização para o comprimento de mistura para a dissipação viscosa que leva em consideração o argumento acima, o qual foi obtido experimentalmente por Hunt (1984) para um escoamento puramente mecânico, como é o caso do modelo aqui utilizado. Utilizando

essa formulação, a equação de Kolmogorov pode ser escrita como:

$$\epsilon = A_B \frac{\bar{e}^{3/2}}{l_{m0}} + A_s \bar{e} \frac{\partial \bar{U}}{\partial z},$$

onde $A_B = 0,27$ e $A_s = 0,46$ são constantes.

2.3.2 Discretização e Integração Numérica

As parametrizações utilizadas no modelo dão origem ao seguinte conjunto de equações:

$$\frac{\partial u}{\partial t} = f(v - v_G) + \frac{\partial(u_*^2 \cos\psi)}{\partial z}, \quad (2.11)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} = f(u_G - u) + \frac{\partial(u_*^2 \sin\psi)}{\partial z}, \quad (2.12)$$

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = + \frac{\partial(u_* \theta_*)}{\partial z}, \quad (2.13)$$

$$\frac{\partial \theta_g}{\partial t} = \frac{1}{C_g} (I_{\downarrow} - \sigma \theta_g^4 - H_0) - k_m (\theta_g - \theta_m). \quad (2.14)$$

$$\frac{\partial \bar{e}}{\partial t} = \Omega u_*^2 - Ri \Omega u_*^2 + K_e \frac{\partial \bar{e}}{\partial z} - \left[A_B \frac{\bar{e}^{3/2}}{l_{m0}} + A_s \bar{e} \frac{\partial \bar{U}}{\partial z} \right]. \quad (2.15)$$

As equações 2.11-2.15 são integradas numericamente utilizando o método das linhas. Neste método, as equações diferenciais parciais são transformadas em equações diferenciais ordinárias através da aplicação do método de diferenças finitas nas derivadas espaciais. É importante destacar que esse primeiro procedimento pode ser realizado utilizando outros métodos numéricos, tais como o método de elementos finitos.

Após a discretização espacial em um domínio vertical de 50 m, ou seja $h = 50$ m, onde no primeiro nível, fixo a 5 m da superfície, são calculadas as componentes do vento e a temperatura. Os demais, pontos de grade do modelo, estão igualmente espaçados entre primeiro nível e h . No pontos médios entre os níveis, sendo que o primeiro está localizado a 2,5 m, ou seja, entre 5 m e o solo, é calculada a equação de balanço de ECT e todas as variáveis que dependem desta ou dos gradientes das outras variáveis prognósticas. Após a discretização espacial, o conjunto de equações é integrado utilizando o método de Runge-Kutta de quarta ordem com um passo de tempo de 0,01 s. As condições iniciais e de contorno foram as mesmas utilizadas no trabalho de Costa et al. (2011).

O foco deste trabalho não é analisar os resultados do modelo, mas sim estudar os eventos intermitentes que se propagam de baixo para cima e caracterizá-los de acordo com os resultados obtidos numericamente. Dessa forma, estas comparações serão apresentadas somente no capítulo 4

3 RESULTADOS

Neste capítulo, serão, apenas, apresentados os resultados obtidos através da análise dos dados experimentais, portanto, como anteriormente mencionado, a comparação com os resultados oriundos das simulações será apresentada e discutida somente no próximo capítulo.

3.1 Eventos Intermitentes

A partir da análise das séries temporais das 108 noites, foram obtidos um total de 61 eventos, 35 EC e 26 EB. A partir da identificação dos eventos, foi calculado o desvio médio que ocorreu na direção do vento entre os níveis mais baixos da torre (1 m e 2 m) com o nível mais alto de 30 m. O desvio da direção indica o grau de “desacoplamento” da CLE durante a ocorrência dos eventos. Em outras palavras, se o desvio na direção for pequeno indica que o evento é capaz de conectar toda a camada limite, enquanto que eventos com grandes desvio de direção indicam que o agente causador do evento não está sendo “sentido” na outra extremidade da camada, indicando que a CLE está desacoplada e o evento não é intenso o suficiente para acoplar energeticamente o escoamento. Deve-se destacar que, neste caso, o termo “toda a camada limite” está indicando somente a porção da CLE que é varrida nas análises, ou seja, a altura da torre.

Após a definição do sentido de propagação, os eventos foram classificados em três classes, de acordo com os desvios na direção:

- desvio entre 0 a 30 graus;
- desvio entre 31 a 60 graus na direção;
- desvio maior que 60 graus.

A tabela 3.1, apresenta os resultados para a análise do desvio na direção para os eventos EC. Conforme anteriormente comentado, a maior parte dos eventos que ocorrem em cima e se propagam para baixo são intensos o suficiente para chegar até a superfície, esta afirmação é consistente com o resultado apresentado na tabela 3.1, onde é mostrado que a grande maioria deste tipo de eventos possuem desvio na direção menor que 30°.

Tabela 3.1 – Desvio na direção entre os níveis da torre para os EC

Eventos de Cima (total de 35)			
Desvio da direção	0 a 30 °	31 a 60 °	Maior que 60 °
Número de eventos	18	11	6
Porcentagem	51,5%	31,4%	17,2%

Por outro lado, os eventos EB possuem grande variabilidade de acordo com o critério do desvio de direção (tabela 3.2). O número de eventos nas três classes são quase que iguais, sendo que eventos com desvio maior de 60° ocorrem mais vezes em comparação às outras classes. Esse resultado indica que a maior parte dos eventos não é capaz de conectar a superfície com o nível de análise mais elevado. A razão para tal comportamento pode estar baseada nos diferentes fenômenos que são responsáveis pela geração de turbulência. Enquanto que EC são gerados por fenômenos de escala bem maior que o escoamento, os EB são gerados por fenômenos que muitas vezes estão relacionados com as características do sítio experimental (MAHRT; VICKERS, 2002).

Tabela 3.2 – Desvio na direção entre os níveis da torre para os EB

Eventos de Baixo (total de 26)			
Desvio da direção	0 a 30 °	31 a 60 °	Maior que 60 °
Número de eventos	7	8	11
Porcentagem	26,9%	30,8%	42,3%

Além de indicar que a maior parte dos EB não são capazes de conectar energeticamente a porção da CLE analisada, a análise apresentada na tabela 3.2, indica que há grande variação na direção do vento, com relação à direção do vento no topo da torre. Nesse, ponto é necessário verificar o que causa esta diferença, além de verificar se existe uma direção preferencial para a ocorrência dos eventos. Com essas informações é possível, por exemplo, verificar se a variação na direção é causada por uma drenagem. Estas análises são apresentadas a seguir, somente para os eventos que são originados junto à superfície.

3.1.1 Comportamento das Variáveis que Controlam o Escoamento Durante a Ocorrência de EB

Inicialmente serão analisados os dois primeiros eventos EB apresentados na Figura 2.3, os demais eventos analisados serão apresentados na sequência. A Figura 3.1 apresenta os perfis verticais com ECT ($m^2 s^{-2}$), Temperatura (K), direção (graus) e o

termo de produção mecânica de ECT ($\text{m}^2 \text{s}^{-3}$), a fim de se verificar o comportamento dessas variáveis, que controlam o escoamento antes, durante e depois do evento.

O primeiro evento EB, marcado na Figura 2.3, propaga-se somente até o nível de 10 m acima da superfície, isto é observado claramente nos perfis apresentados na figura 3.1, pois todas as variáveis não apresentam mudanças significativas acima de 15 m. Analisando separadamente cada uma das variáveis, observa-se que antes do evento, a intensidade da ECT (Figura 3.1, painel superior esquerdo), próximo à superfície era menor que nos níveis superiores e muito próximo de zero, principalmente nos níveis inferiores. Durante a ocorrência do evento, nota-se um aumento considerável da turbulência nos níveis inferiores, enquanto que nos níveis mais elevados não ocorre nenhuma mudança significativa. Após a ocorrência do evento, a turbulência é suprimida novamente nos níveis mais próximos do solo, ficando bastante próxima dos valores antes da ocorrência do evento, entretanto, nos níveis mais altos ocorre um aumento da ECT. Com as análises realizadas aqui não é possível afirmar se esse aumento é causado ainda devido à propagação vertical do evento ou se é devido a algum outro fator.

Entretanto, um indício que pode responder esse questionamento está na análise do perfil vertical de temperatura (Figura 3.1, painel superior direito). Enquanto que, próximo à superfície a temperatura aumenta depois da ocorrência do evento, nos níveis mais elevados, a temperatura apresenta uma ligeira diminuição, indicando que o transporte de ar frio para os níveis mais elevados ainda continua, mesmo que nos níveis intermediários este transporte já tenha cessado. Além do perfil de temperatura, o perfil vertical da direção do vento (Figura 3.1, painel inferior esquerdo) também apresenta uma variação de, aproximadamente, 30° após a passagem do evento. Durante a ocorrência do evento verifica-se uma mudança de mais de 50° na direção do vento no nível mais próximo da superfície, todavia, a partir de 10 m essa variabilidade não é observada.

Os perfis verticais do termo de produção mecânica (PM) (Figura 3.1, painel inferior direito), apresentam as mesmas características dos perfis de ECT, o que indica que o aumento na turbulência, durante a ocorrência do evento, deve ter sido causada, em grande parte, pelo aumento do cisalhamento do vento. Todavia, após a passagem do evento, a PM diminui consideravelmente, mas, ainda assim, mantém-se com valores superiores aos quais ela apresentava antes do evento. Uma caracterização melhor da estrutura da ECT, durante o surgimento do evento, pode ser feita através da análise dos perfis verticais dos termos da ECT 3.2.

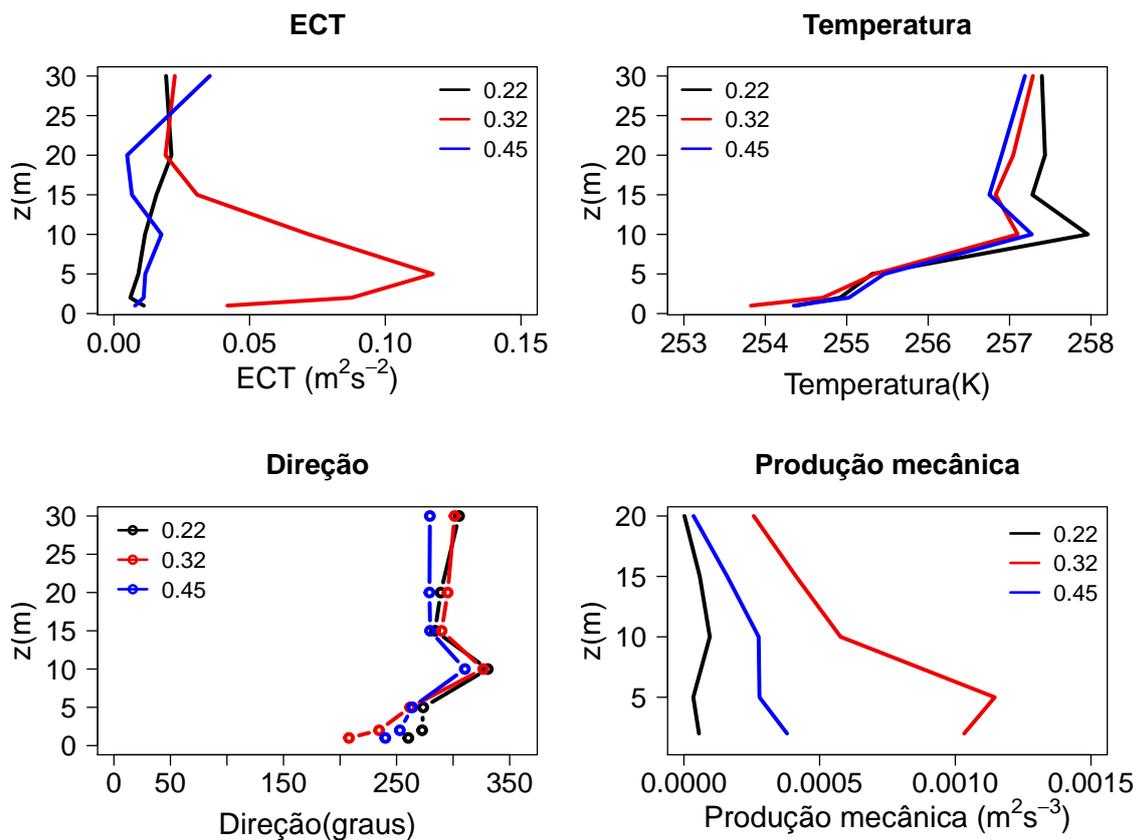


Figura 3.1 – Perfis verticais de ECT, temperatura, direção e produção mecânica de ECT (indicados nos títulos dos respectivos painéis) para o primeiro evento da noite de 06/07 de Fevereiro (Figura 2.3). A linha em preto representa os perfis 6 min antes da ocorrência do evento, a linha em vermelho representa os perfis durante a ocorrência do evento, e a linha em verde representa os perfis 6 min depois do evento.

Antes de apresentar a análise dos termos da equação de balanço da ECT, é fundamental destacar que alcançar o fechamento exato do balanço de ECT é uma tarefa praticamente impossível a partir de dados reais, devido à grande variabilidade de fenômenos que ocorrem concomitantemente com a turbulência e também influenciam diretamente no escoamento. Assim, é necessário reconhecer que a utilização dessa abordagem serve para ilustrar e indicar caminhos que possam levar a repostas mais concretas sobre o comportamento da turbulência na CLE muito estável. A Figura 3.2-a mostra a série temporal para a ECT, no nível localizado a 2 m do solo, durante o evento descrito na Figura 3.1. Para o cálculo dos perfis médios dos termos da equação de balanço de ECT, foi utilizado uma janela temporal, que compreende o período que vai desde 6 min antes do evento até o instante no qual o evento alcança a metade de sua ocorrência (indicada pela caixa cinza). Apesar da produção mecânica ser intimamente relacionada com a ECT, como

visto na figura anterior, os perfis médios dos termos de destruição térmica (DT), transporte turbulento (TT) e de dissipação viscosa (DV) mostram que quando somados, nos níveis inferiores, eles são superiores ao termo de PM. Nesse caso, além do aumento local da ECT, devido à produção mecânica, está, provavelmente, ocorrendo o transporte horizontal de turbulência, por advecção e também o transporte por flutuações de pressão, pois o termo de tendência é positivo. Entretanto, é importante destacar, mais uma vez, que esses termos não foram calculados por falta de informação.

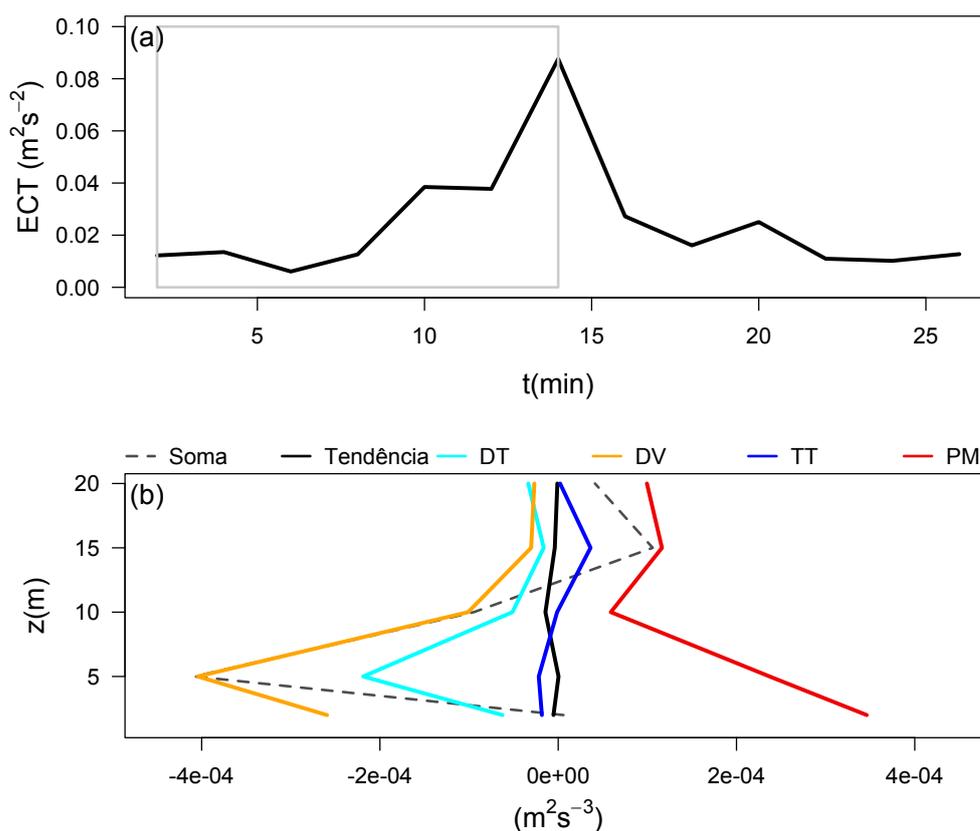


Figura 3.2 – Evolução temporal da ECT em 2 m, para o período na qual ocorre o evento analisado da Figura 3.1 (Figura 3.2-a), o quadro demarcado pela linha cinza ilustra o período utilizado para o cálculo dos perfis verticais apresentados no painel inferior, que inicia 6 min antes da ocorrência do evento. A Figura 3.2-b, apresenta os perfis verticais com os termos do balanço de ECT, indicados pela legenda, para o evento analisado na Figura 3.1. O termo soma representa a soma dos termos de PM, destruição, transporte turbulento e dissipação viscosa de ECT.

O segundo EB que ocorreu na noite de 06/07 de fevereiro (Figura 2.3), aparentemente possui uma estrutura bastante similar ao evento descrito anteriormente, entretanto, existem particularidades interessantes, que serão apresentadas na sequência. Os

perfis verticais de ECT, antes, durante e depois da ocorrência do evento (Figura 3.3, painel superior esquerdo), apresentam comportamento similar aos perfis do primeiro evento junto à superfície. Todavia, nos níveis mais elevados, o comportamento é completamente distinto, pois, nos níveis superiores, a ECT aumenta de forma considerável, quase alcançando seu valor junto à superfície. Após a ocorrência do evento, a turbulência é reduzida em toda a torre a valores bastante próximos aos de antes da ocorrência do evento.

Assim como a ECT, a temperatura apresenta uma estrutura vertical diferente no segundo evento (Figura 3.3, painel superior direito). Durante a ocorrência do evento, a temperatura apresenta um ligeiro decréscimo, principalmente nos níveis intermediários, o que indica que o evento está se propagando para cima, pois está levando o ar mais frio da superfície até níveis mais distantes. Entretanto, nos níveis mais altos da torre, observa-se uma aumento considerável na temperatura, indicando a ocorrência de algum processo que transportou ar quente de alguma região mais elevada que o topo da torre.

A discrepância entre os fenômenos presentes junto à superfície e os fenômenos nos níveis mais elevados da torre, pode ser observada claramente nos perfis verticais da direção do vento (Figura 3.3, painel inferior esquerdo). Ao contrário do evento anterior, onde a direção nos níveis mais elevados não variou, nesse caso houve mudança de direção em todos os níveis de análise. Porém, enquanto a direção em superfície mudou de 175° , antes do evento, para 325° , durante a ocorrência do evento, ou seja, o vento vindo de sul e passou para norte, praticamente retornou ao valor inicial após a passagem do evento, nos níveis mais elevados, a mudança na direção foi de aproximadamente 50° e, após a passagem do evento essa permaneceu inalterada, indicando que a CLE ficou completamente desacoplada após a passagem do evento.

Nos mesmos níveis em que se observa a maior mudança na direção do vento, também se observa que a PM é muita intensa durante a ocorrência do evento (Figura 3.3, painel inferior direito), enquanto que, nos níveis mais elevados, praticamente não ocorre variação na produção mecânica.

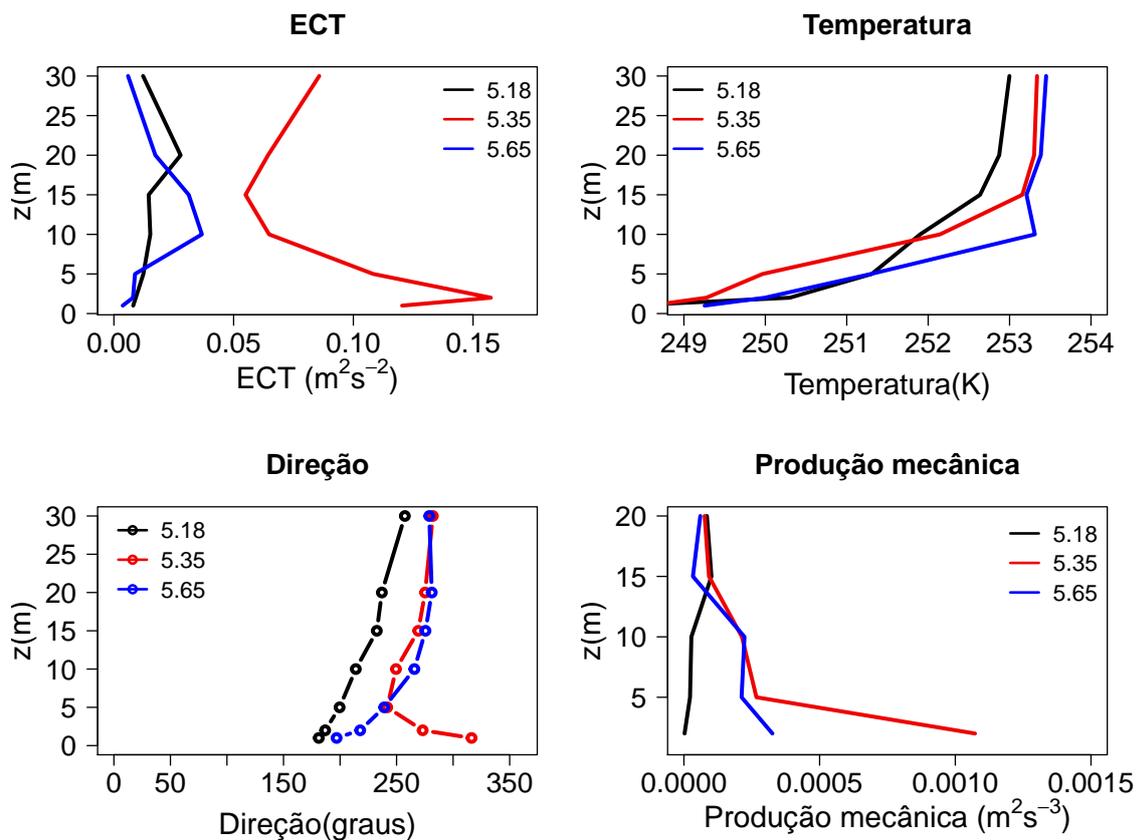


Figura 3.3 – Perfis verticais de ECT, temperatura, direção e produção mecânica de ECT (indicados nos títulos dos respectivos painéis) para o segundo evento da noite de 06/07 de Fevereiro (Figura 2.3). A linha em preto representa os perfis 6 min antes da ocorrência do evento, a linha em vermelho representa os perfis durante a ocorrência do evento e a linha em verde representa os perfis 6 min depois da ocorrência do evento.

A análise dos perfis médios de ECT para o evento descrito na Figura 3.3 (Figura 3.4) é feita da mesma forma que para o evento apresentado na Figura 3.2. Como discutido anteriormente, esse evento possui uma estrutura vertical totalmente distinta do evento anterior, principalmente junto à superfície. Próximo ao solo, o termo dominante é o de PM, que é bem maior que os termos de destruição e dissipação como indicado pelo termo de soma. O termo de transporte é positivo nos níveis inferiores, indicando que existe o transporte de turbulência para baixo. Esse resultado está sendo influenciado pelo fato de que a mistura turbulenta é maior no nível de 2 m que no nível de 1 m e maior no nível de 5 m que no nível de 2 m. Nos níveis mais elevados, o aumento da tendência indica que um outro processo, além da produção mecânica, está atuando na geração de ECT, assim como ocorreu próximo à superfície no evento anterior.

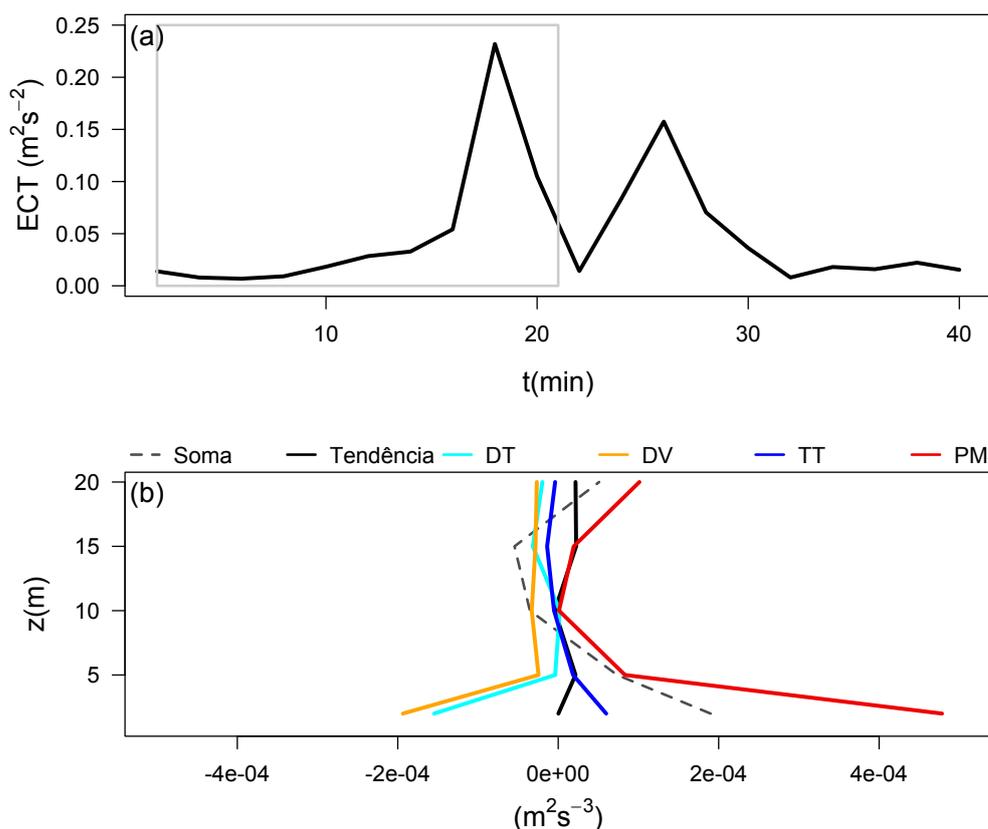


Figura 3.4 – Evolução temporal da ECT em 2 m, para o período na qual ocorre o evento analisado da Figura 3.3 (Figura 3.4-a), o quadro demarcado pela linha cinza ilustra o período utilizado para o cálculo dos perfis verticais apresentados no painel inferior, que inicia 6 min antes da ocorrência do evento. A Figura 3.4-b, apresenta os perfis verticais com os termos do balanço de ECT, indicados pela legenda, para o evento analisado na Figura 3.3. O termo soma representa a soma dos termos de PM, destruição, transporte turbulento e dissipação viscosa de ECT.

Apesar de ser uma afirmação categórica, nos dois eventos, estudados anteriormente, não ocorreu a propagação da turbulência até o topo da torre. Dessa forma, a análise de um EB capaz de chegar ao topo da torre será apresentado a seguir. O evento escolhido ocorreu próximo às 5 h (horário local) no dia 28 de fevereiro e está destacado pela caixa vermelha na Figura 3.5.

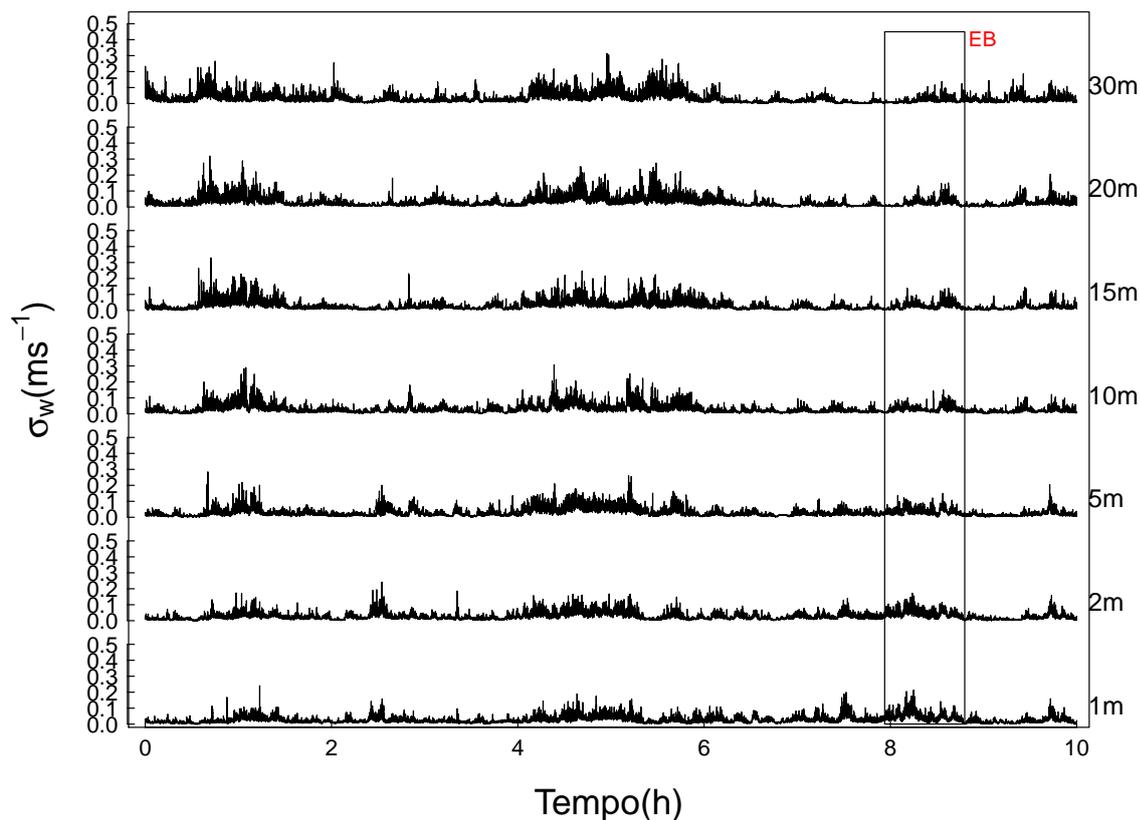


Figura 3.5 – Evolução temporal do desvio padrão da velocidade vertical do vento para a noite de 27/28 de Fevereiro. A série temporal tem início as 20 h e se estende até às 6 h, no horário local, totalizando às 10 horas que estão indicadas na figura.

O evento, destacado na Figura 3.6, foi bem mais intenso que os eventos anteriores e se estendeu até os níveis mais altos da torre. Durante a ocorrência do mesmo, é observado um aumento considerável de ECT (Figura 3.3, painel superior esquerdo), principalmente nos níveis mais baixos. Esse aumento da turbulência na porção inferior da atmosfera faz com que o ar mais frio seja levado até níveis mais elevados da atmosfera (Figura 3.3, painel superior direito). Todavia, esse não é o único mecanismo responsável pelo resfriamento local da CLE, pois se observa um intenso resfriamento, inclusive dos níveis mais próximos do solo, o que não foi observado nos eventos anteriores. A causa dessa queda de temperatura não pode ser determinada com clareza a partir das informações disponíveis para as análises. Contudo, a direção do vento antes estava 320° e passou para 60° durante o evento, ou seja, houve uma mudança de cerca de 90° . Já na vertical, o desvio na direção dos primeiros com os últimos níveis foi maior que 50° . Essa variação na direção está de acordo com a direção encontrada por Mahrt (2010), na qual as microfrentes frias ocorriam.

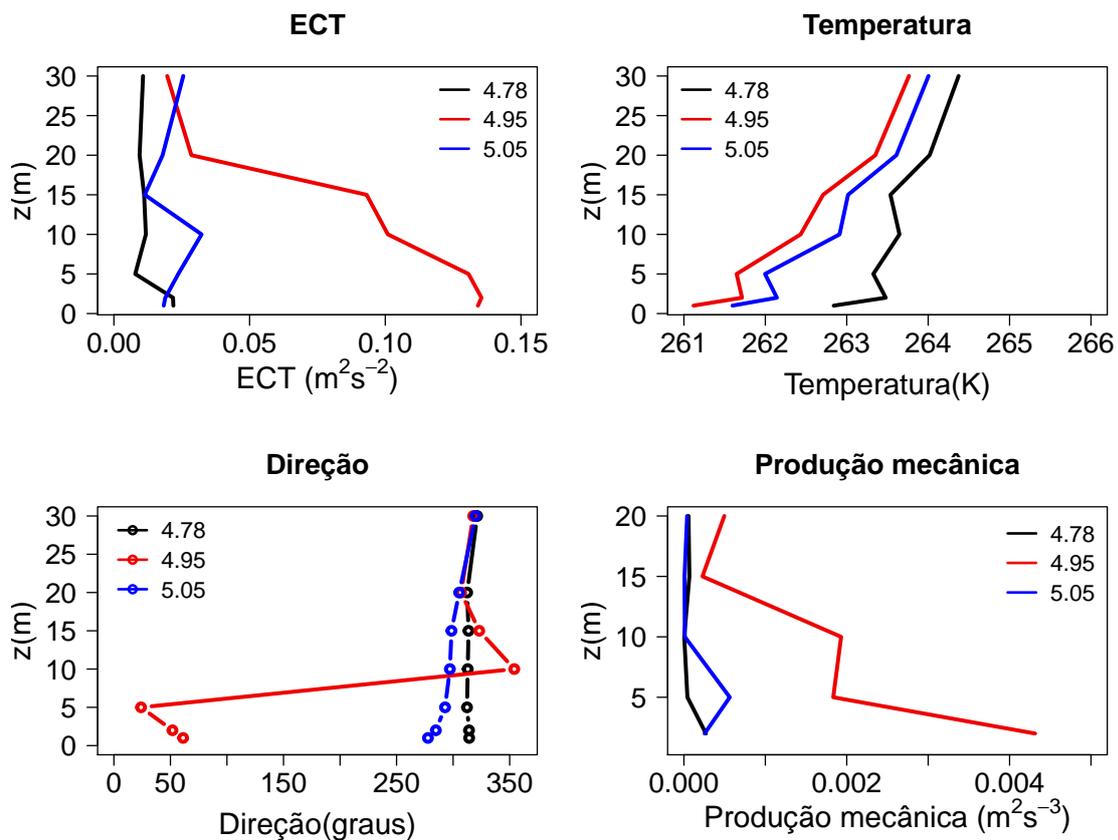


Figura 3.6 – Perfis verticais de ECT, temperatura, direção e produção mecânica de ECT (indicados nos títulos dos respectivos painéis) para o segundo evento da noite de 27/28 de Fevereiro (Figura 3.5). A linha em preto representa os perfis antes da ocorrência do evento, a linha em vermelho representa os perfis durante e a linha em verde representa os perfis depois do evento.

A análise dos termos da equação de balanço de ECT, para o evento discutido na Figura 3.6, mostra claramente que o termo de PM é bem maior que todos os outros termos em todos os níveis mais baixos, com exceção do primeiro nível de análise, onde a dissipação de ECT é o maior termo, como indicado pelo termo de soma. Esse resultado indica, que além de contribuir na produção de turbulência, as microfrentes são responsáveis pelo transporte de turbulência junto à superfície.

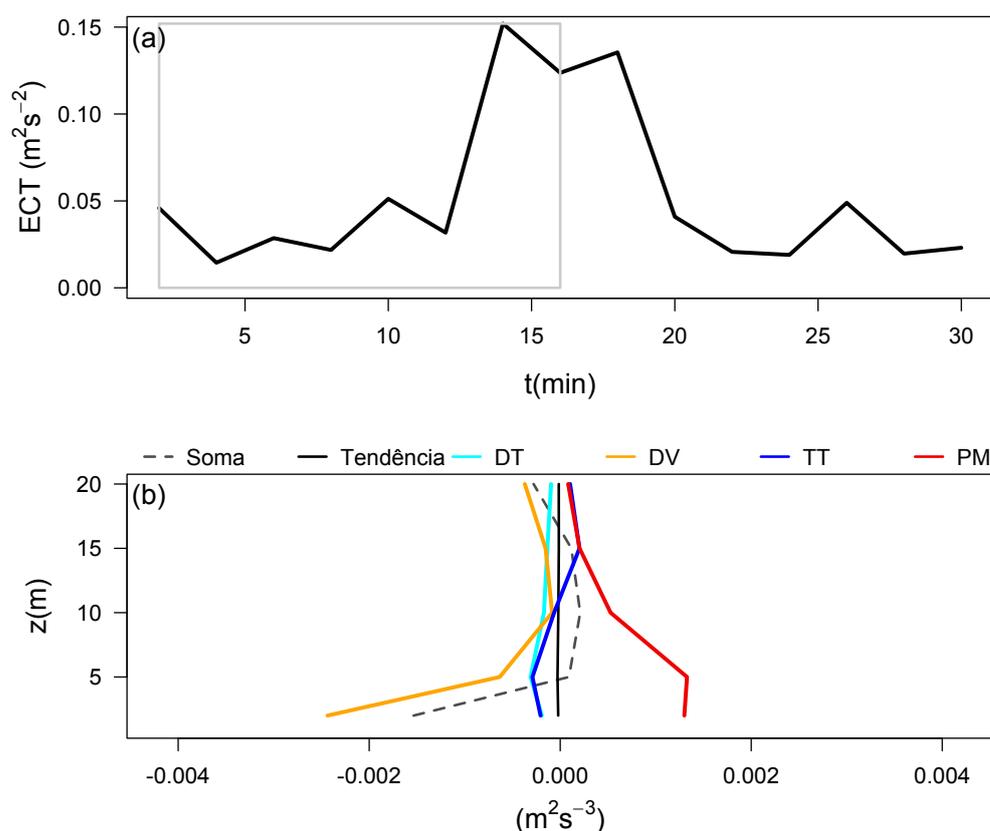


Figura 3.7 – Evolução temporal da ECT em 2 m, para o período na qual ocorre o evento analisado da Figura 3.6 (Figura 3.7-a), o quadro demarcado pela linha cinza ilustra o período utilizado para o cálculo dos perfis verticais apresentados no painel inferior, que inicia 6 min antes da ocorrência do evento. A Figura 3.7-b, apresenta os perfis verticais com os termos do balanço de ECT, indicados pela legenda, para o evento analisado na Figura 3.6. O termo soma representa a soma dos termos de PM, destruição, transporte turbulento e dissipação viscosa de ECT.

A partir da análise desses três casos, pode-se ressaltar que nos níveis superiores da torre não houve uma variação significativa na direção do vento, a qual permaneceu no quadrante oeste/noroeste. Já para os níveis mais baixos, nota-se que o vento apresentou uma forte mudança na direção, antes e durante os eventos, em todos os casos. No primeiro caso essa mudança foi para sul/sudoeste, no segundo e no terceiro evento, a direção durante o evento mudou para norte/noroeste. Essa mudança também foi encontrada por Mahrt (2010), na qual analisou microfrentes frias nessa região de estudo.

Mahrt (2010) ressaltou que frequentemente, com as passagens das microfrentes, ocorria uma mudança na direção de mais de 90° , geralmente de sul passando para norte. A partir da topografia do local (figura 2.1), verificou-se que na direção de onde o vento vem ou vai (sul/sudeste e norte/noroeste) é justamente as regiões onde há menos elevação

do terreno.

De modo geral, a maioria dos EB observados possuem características semelhantes com os três eventos discutidos anteriormente. No próximo capítulo, é apresentado uma discussão onde são apontados fenômenos responsáveis pelo surgimento dos EB, além da caracterização da estrutura vertical da turbulência durante a ocorrência de um evento de baixo.

4 DISCUSSÃO

No capítulo 3, foram apresentados três EB's, sendo que os dois que se propagam somente até o “meio” da torre e que ocorreram na sequência em uma mesma noite, apresentam características totalmente diferentes. Por outro lado, um evento que ocorreu em outra noite e foi intenso o suficiente para chegar ao nível mais alto de análise, possui as mesmas características de um dos casos discutidos anteriormente. Essas características estão presentes em mais eventos que ocorrem durante o experimento e podem estar associadas à ocorrência de drenagem devido à topografia do sítio, conforme será discutido a seguir.

Na Figura 4.1, observamos que os ventos vindos de sul, sudeste e sudoeste vêm de regiões com terreno mais elevado que a região da torre. Ademais, a Figura 4.1 também mostra que o terreno descende na direção nordeste, indicando que qualquer escoamento de drenagem tende a ir nessa direção. A rosa dos ventos sugere que a região da torre parece ser influenciada pela passagem de eventos de drenagem. Além disso, a Figura 4.1 indica que a maioria dos EB's ocorre nessa direção, ainda que o “espalhamento” com relação à direção de onde ocorrem os eventos seja grande. Finalmente, é importante destacar que a intensidade dos eventos não foi ressaltada na figura abaixo devido a todos os EB's pertencerem à mesma classe de eventos.

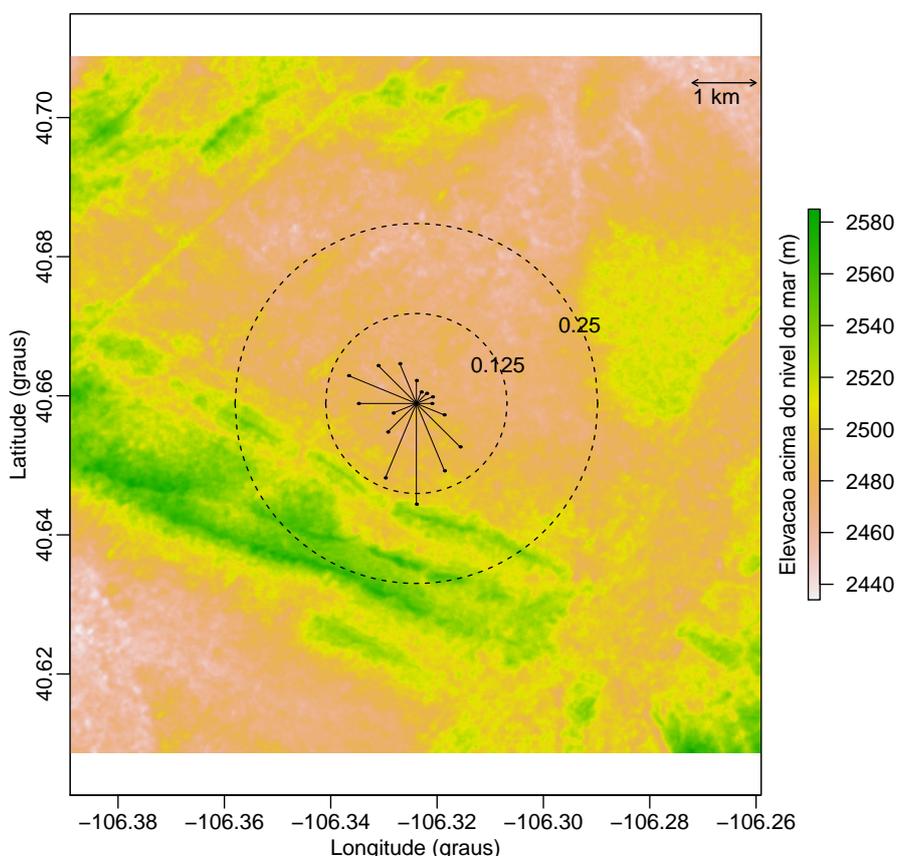


Figura 4.1 – Topografia da área (11 km X 11 km) em torno da torre com a rosa dos ventos para nível 1 m. A rosa dos ventos foi obtida através da utilização de médias de um minuto dos dados de velocidade do vento, para o período correspondente à ocorrência de eventos de baixo.

Nesse ponto é interessante observar com detalhes o comportamento das variáveis médias que controlam o escoamento, durante a ocorrência de um EB, até para distinguir o tipo de evento causado pela drenagem. Além disso, é importante destacar que, grande parte dos eventos que foram caracterizados como eventos causados por drenagem, foram descritos por Mahrt (2010), como sendo microfrentes frias, que podem ter sua causa associada à passagem de uma drenagem. A Figura 4.2 apresenta um exemplo de um evento que pode ser associado à passagem de uma drenagem, que aconteceu na noite do dia 05 de Fevereiro de 2003. Pode-se observar que durante o evento, vindo de sul, a temperatura ficou 1 K mais fria próxima à superfície (Figura 4.2 painéis 1-9, começando do painel superior esquerdo e indo para a direita). Nos dois primeiros painéis, observa-se uma diferença na direção do vento de aproximadamente 150° entre o nível mais baixo (1 m) e o mais alto da torre (30 m). Após isso, a diferença máxima de direção entre os níveis da torre não passa de 45° . Do 10º até o 16º painel, observa-se a passagem de

outro evento, o qual se inicia com uma grande variação na direção do vento entre o nível mais baixo e o quarto nível da torre. Durante sua passagem, a temperatura próximo da superfície diminui mais do que 1 K. Esse evento, assim como os mostrados na seção 3.1.1, são caracterizados pela mudança na direção do escoamento, que se inicia próximo à superfície e se propaga para cima. Eles fazem com que a temperatura diminua à medida que eles se propagam para cima. Quando essa análise é feita para mais casos, nota-se que, em geral, esse tipo de evento nunca aparece somente como um evento de drenagem, mas também acompanhado de outros eventos mais complexos, de difícil compreensão, e que estão fora do escopo deste trabalho.

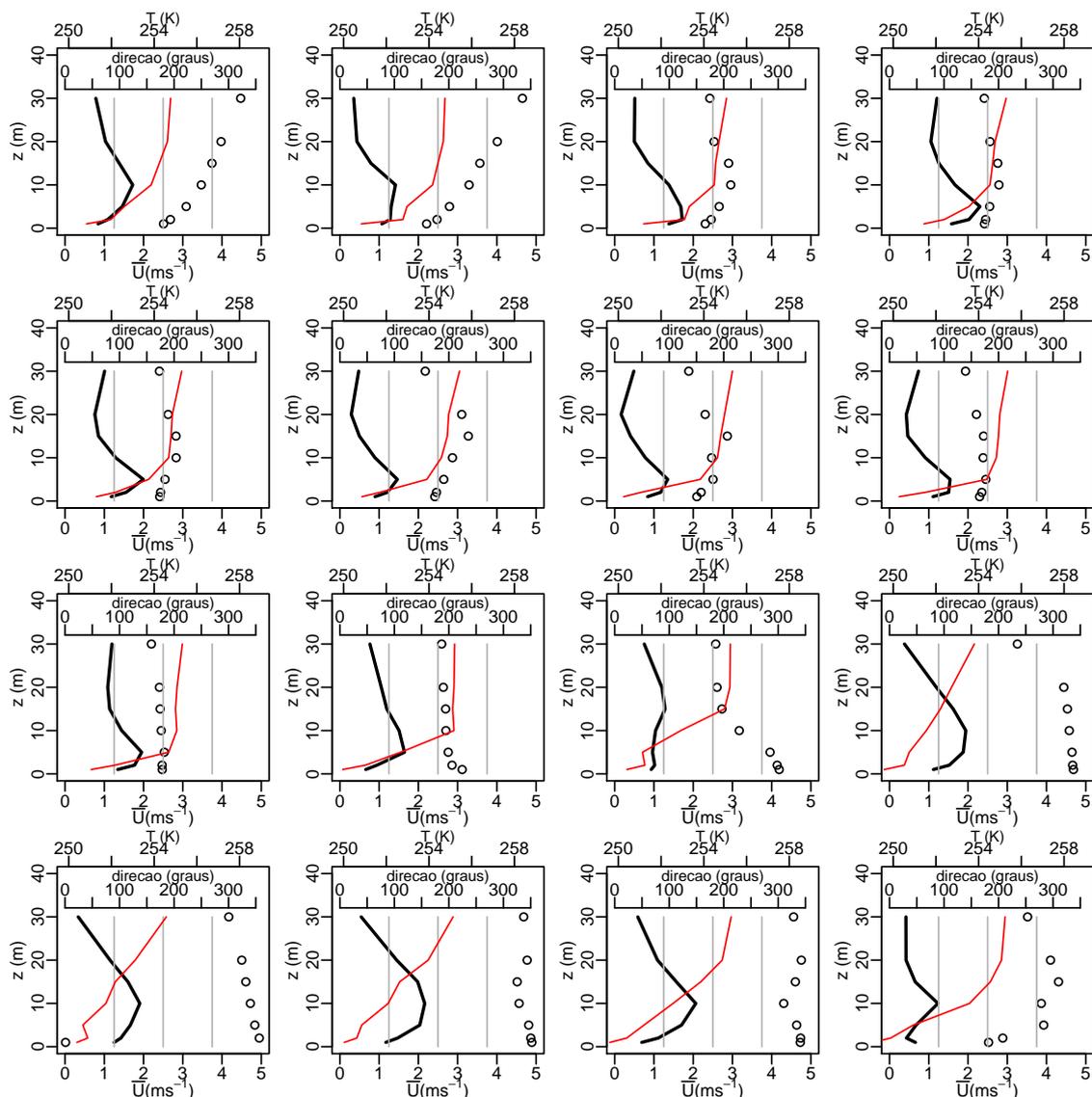


Figura 4.2 – Perfis da velocidade do vento (linha preta contínua), direção do vento (círculos) e temperatura (linha vermelha). Cada gráfico representa média de três minutos de \bar{U} , direção do vento e temperatura, sendo que o primeiro se refere às 07 h e 57 min, o segundo às 08 h, e assim por diante, até às 08 h e 42 min.

Para contextualizar como ocorre o resfriamento atmosférico durante a ocorrência de um EB, será utilizada a comparação qualitativa entre a passagem de uma micro frente (Figura 4.3) fria e os resultados do modelo descrito no capítulo 2 (Figura 4.4). Durante a passagem de uma micro frente fria, a turbulência começa a ficar mais intensa nos níveis mais próximos da superfície, e à medida que o tempo passa, o mesmo acontece nos níveis mais elevados (Figura 4.3b). Seguindo a mesma sequência, a temperatura diminui em todos os níveis a medida que o tempo passa. É importante destacar, que as microfrentes frias podem estar associadas a drenagens, podendo ocorrer a advecção de

ar frio, conforme descrito por Mahrt (2010). Entretanto, pode-se notar que a diminuição na temperatura é bem maior nos níveis mais elevados (Figura 4.3-a), que estavam desacoplados dos níveis inferiores inicialmente. A ocorrência do evento causa o aumento da turbulência que é responsável pela conexão. Como o evento se propaga para cima, a turbulência então carrega o ar frio, mais denso, para cima, causando a diminuição da temperatura em todos os níveis.

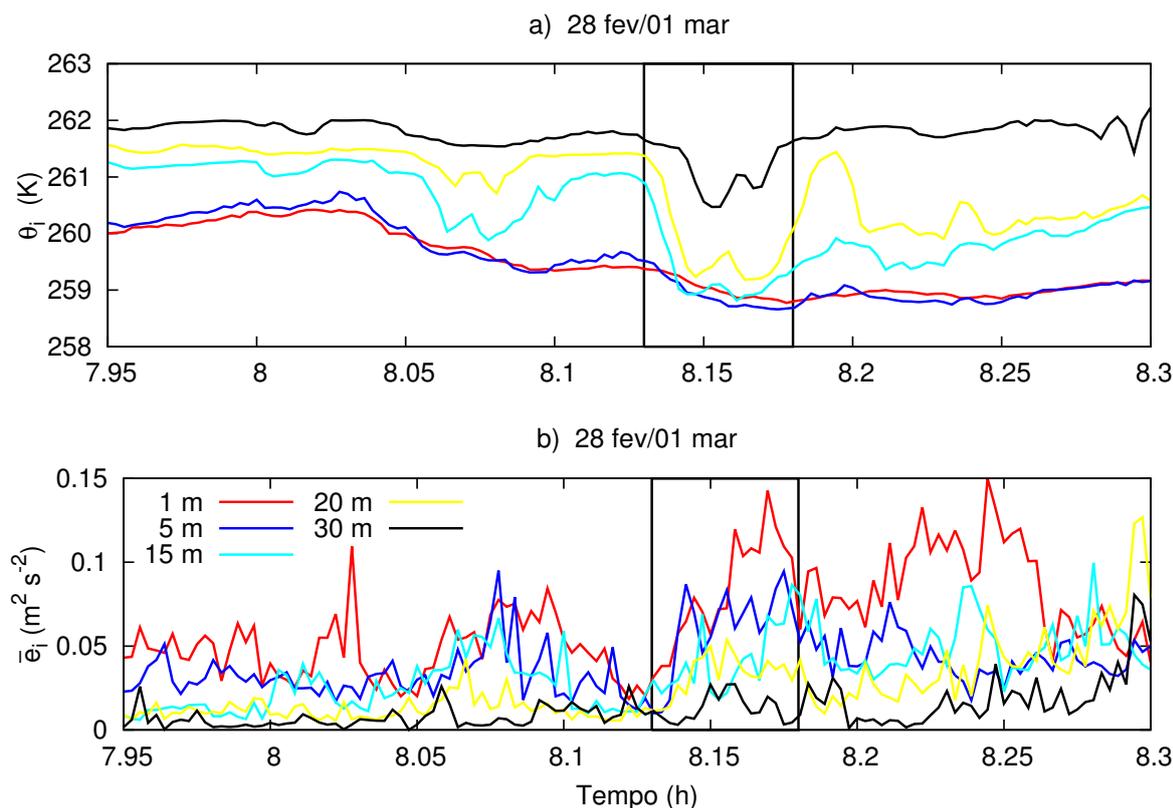


Figura 4.3 – Evolução temporal da temperatura (painel superior) e da ECT (painel inferior) durante a passagem de uma microfrente fria na noite de 28 de fevereiro/01 de março de 2003. Os níveis localizados a 2 m e a 10 m, da superfície foram negligenciados para melhor visualização do comportamento das variáveis.

Ainda que o modelo não seja capaz de reproduzir a passagem de uma microfrente, o comportamento das variáveis é bastante similar durante a ocorrência de um EB. A Figura 4.4 mostra que, inicialmente, à medida que a turbulência aumenta, próximo ao solo, a temperatura começa a diminuir na porção mais baixa da CLE e, com o passar do tempo, a turbulência é transportada para a porção mais elevada da CLE. Na mesma sequência, os níveis mais elevados vão se tornando mais frios durante a ocorrência do evento. Isso ocorre porque o ar frio, que está próximo à superfície, é transportado para cima, fazendo com que a temperatura diminua nos níveis mais altos do domínio, assim

como mostrado na Figura 4.3 durante a passagem de uma microfrente fria.

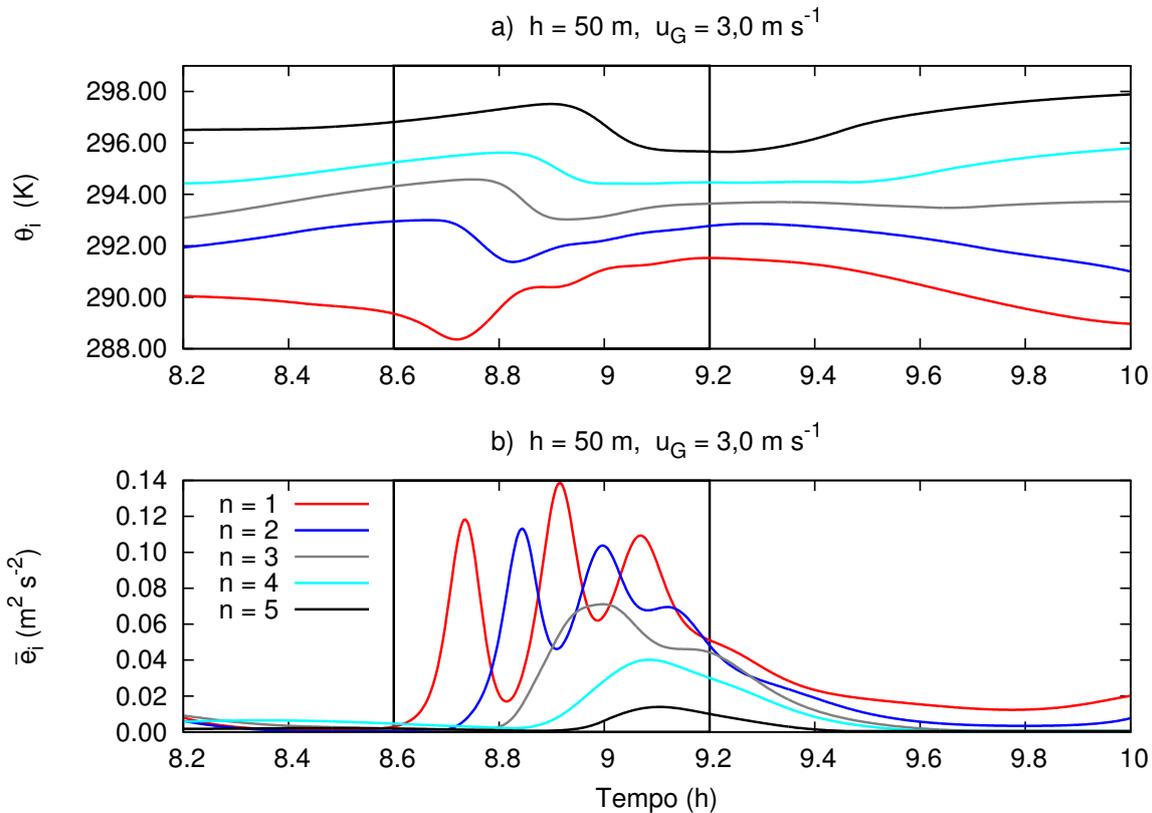


Figura 4.4 – Evolução temporal da temperatura (painel superior) e da ECT (painel inferior) em todos os níveis verticais do modelo, indicados pela legenda. A simulação foi realizada utilizando as seguintes condições de contorno: $h = 50 \text{ m}$, $u_G = 2,8 \text{ m s}^{-1}$, $v_G = 0$, $\Theta = 300 \text{ K}$. O evento simulado utilizado nesta comparação é destacado na Figura 4.7

A similaridade dos resultados do modelo com o mundo real, permite utilizar o mesmo como ferramenta para fazer uma análise mais profunda para identificar os mecanismos responsáveis pelo surgimento de um evento intermitente próximo à superfície.

4.1 Como Surge a Turbulência Durante um EB?

Conforme visto na seção 3.1.1, durante a passagem de uma microfrente, é observado o aumento considerável da ECT e do termo de produção mecânica nos níveis mais baixos da torre. Após identificar o fenômeno que dispara o evento, é necessário entender como ocorre o surgimento da turbulência durante o mesmo. Dessa forma, a pergunta que fica é como são disparados esses eventos?

Para tanto, será analisado um EB ocorrido na noite de 28 de Fevereiro/01 de Março (Figura 4.5), que possui as mesmas características do terceiro evento discutido na seção anterior. O EB inicia por volta das 4 h, no horário local e tem duração de aproximadamente meia hora, conforme destacado na Figura 4.5. A evolução temporal do evento e sua estrutura vertical são apresentadas, em detalhes, a seguir (Figura 4.6).

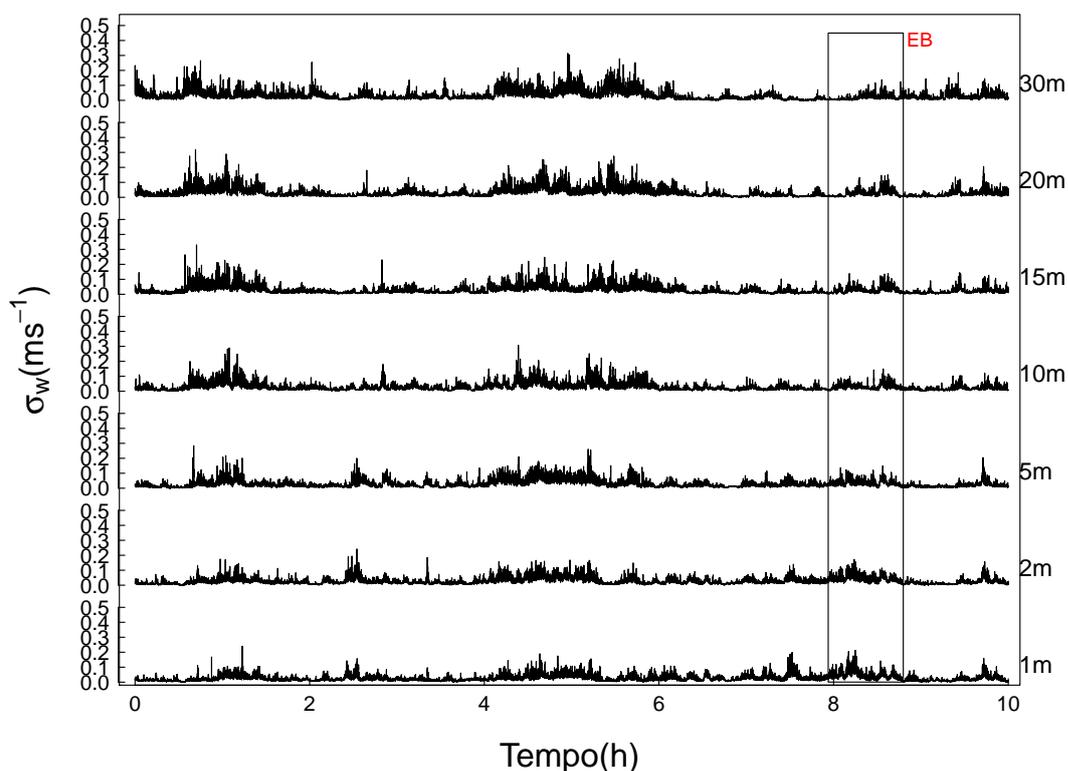


Figura 4.5 – Evolução temporal do desvio padrão da velocidade vertical do vento para a noite de 28 de Fevereiro/01 de Março. A série temporal tem início as 20 h e se estende até às 6 h, no horário local, totalizando às 10 horas que estão indicadas na figura.

A Figura 4.6 mostra o mapa com a distribuição vertical e a evolução temporal da velocidade de fricção. É possível observar que, em torno de 7,8 h após o início da série, a turbulência é muito fraca em todo o domínio analisado. Entretanto, com a passagem da micro frente, o cisalhamento do vento começa a se intensificar nos níveis mais próximos à superfície, dando origem, assim, ao evento. À medida que o tempo passa, o cisalhamento se intensifica, também, nos níveis mais elevados e, juntamente com o transporte de turbulência (assim como discutido na seção 3.1.1), faz com que a turbulência chegue até o topo da torre. Além disso, através da visualização do mapa de u_* , fica claro que, à medida que o tempo passa, o evento se propaga para cima.

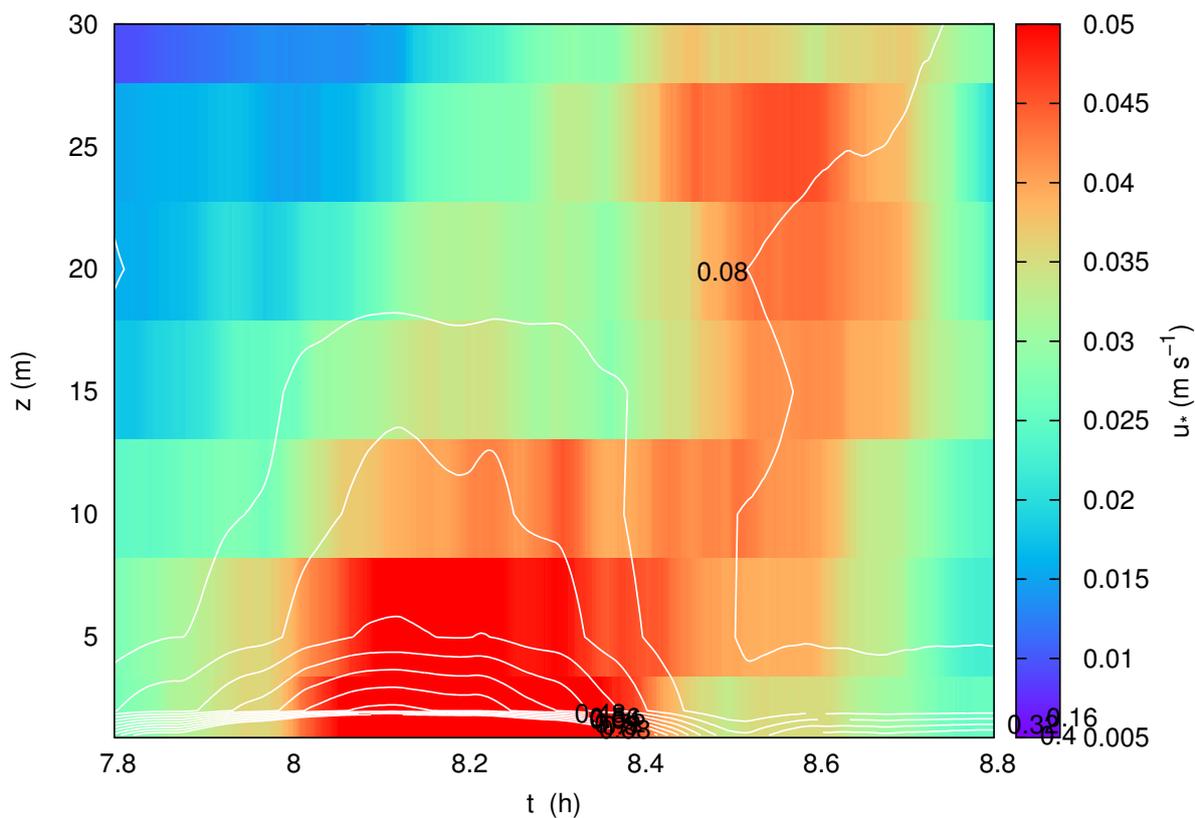


Figura 4.6 – Estrutura vertical do evento destacado na Figura 4.5. O mapa de cores representa a distribuição de u_* , em função da altura e do tempo, coordenadas y e x , respectivamente. As isolinhas brancas representam o cisalhamento do vento. A coordenada temporal representa o tempo, em horas, após o início da série temporal, que ocorreu às 20 h no horário local.

A mesma estrutura é observada nas simulações realizadas utilizando o modelo proposto por Costa et al. (2011). A Figura 4.7 destaca um evento intermitente, que ocorre próximo à superfície e se propaga até próximo ao topo do domínio vertical do modelo. De forma similar ao apresentado para o caso real, a estrutura vertical da turbulência durante a ocorrência do evento, é mostrada na Figura 4.8.

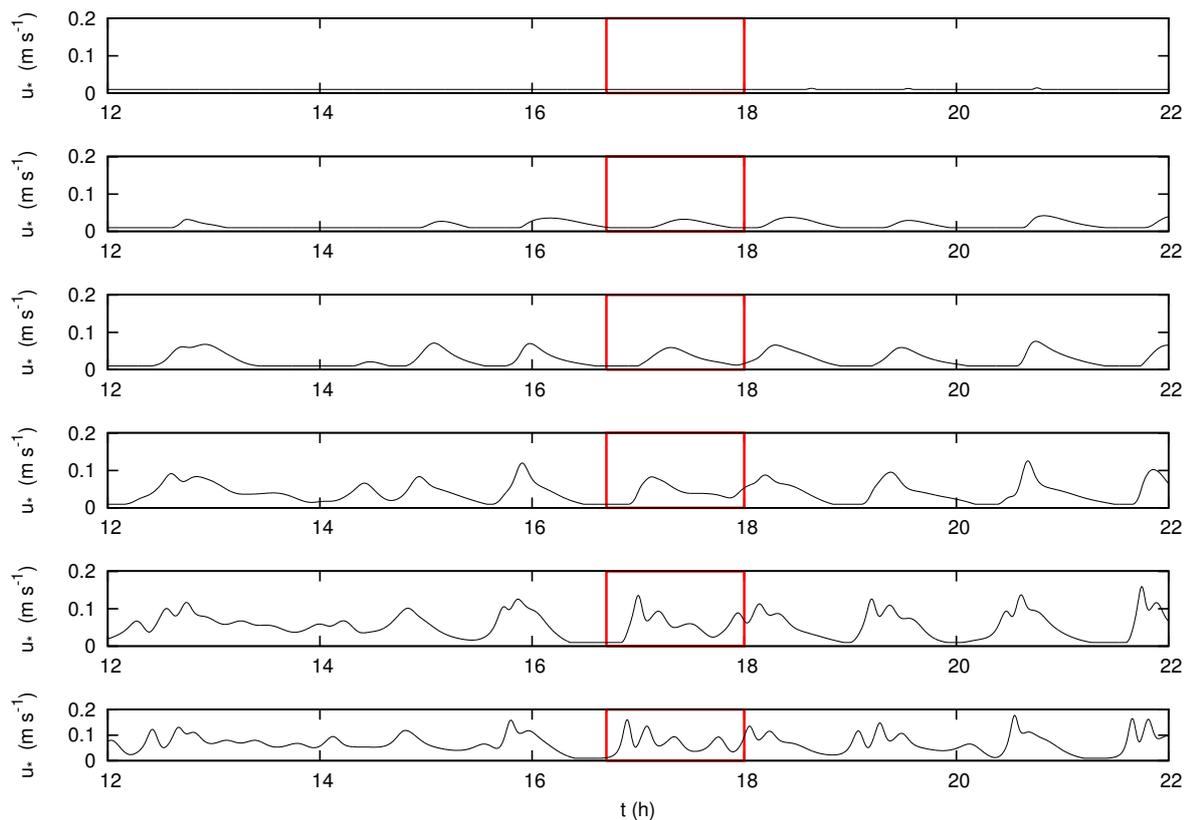


Figura 4.7 – Evolução temporal da velocidade de fricção obtida através de uma simulação realizada com o modelo descrito na seção 2.3. Para essa simulação foram utilizadas as seguintes condições de contorno: $h = 50$ m, $u_G = 2,8$ m s $^{-1}$, $v_G = 0$, $\Theta = 300$ K. O transiente da simulação não é mostrado na figura e a simulação dura 30 horas.

Os resultados, mostrados na Figura 4.7, mostram que inicialmente a turbulência é totalmente suprimida em todos os níveis do modelo, como pode ser observado após 16 h de simulação nas Figuras 4.7 e 4.8. Enquanto que na maior parte dos EB, mostrados neste trabalho, o vento é acelerado por uma drenagem devido à topografia do sítio experimental, no modelo um processo similar ocorre devido ao termo de gradiente de pressão na equação 2.11, que causa o aumento da velocidade do vento e, conseqüentemente, o aumento do cisalhamento, assim como ocorre na natureza.

É importante destacar que, apesar de serem processos distintos, a geração de turbulência e a propagação do evento ocorre da mesma forma que na natureza (Figura 4.8). A Figura 4.8 mostra que, à medida que o cisalhamento aumenta, a turbulência começa a aumentar nos níveis mais próximos da superfície e, à medida que o tempo passa, esta aumenta também nos níveis mais elevados, principalmente devido ao aumento do cisalhamento e ao termo de transporte de turbulência, mostrado na Figura 4.9.

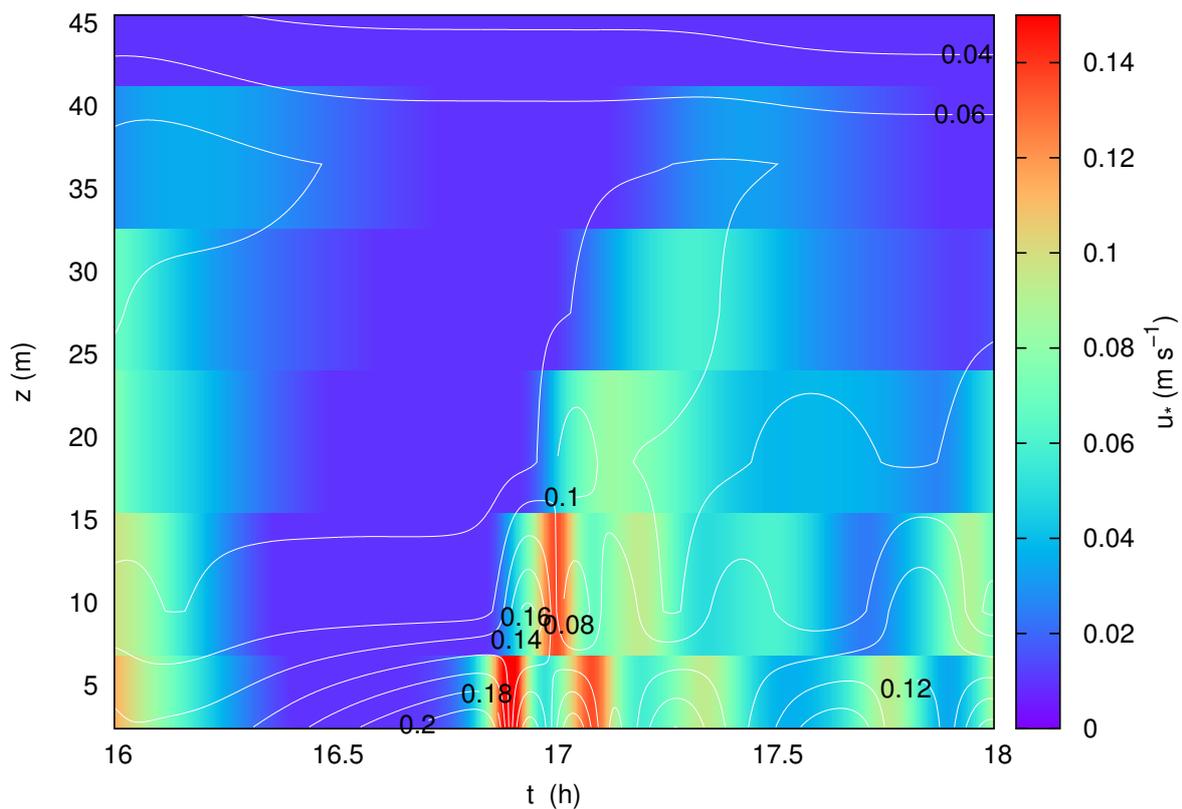


Figura 4.8 – Estrutura vertical do evento destacado na Figura 4.7. O mapa de cores representa a turbulência, representada por u_* , em função da altura e do tempo, coordenadas y e x , respectivamente. As isolinhas brancas representam o cisalhamento do vento.

A Figura 4.9 mostra que os perfis dos termos de ECT, obtidos a partir das simulações para o evento mostrado na Figura 4.8. Assim como ocorre durante a passagem de uma microfrente (Figura 3.6), o termo dominante é o termo de produção mecânica de turbulência. A principal diferença está no fato de que o termo de destruição térmica (DT) é da mesma ordem que o termo de dissipação viscosa (DV), com exceção do nível mais próximo da superfície. O termo de transporte é negativo nos níveis inferiores, indicando que a ECT está sendo levada dos níveis inferiores para os níveis superiores.

A razão da DT ser maior que a DV, no modelo, deve-se ao fato do termo de destruição depender do número de Richardson, que pode alcançar valores muito altos quando a mistura turbulenta está suprimida, enquanto que o termo de dissipação não tem ligação com a estratificação térmica, a não ser pela sua dependência com a turbulência que, intrinsecamente, depende da estabilidade. Apesar dos perfis médios de ECT não estarem de acordo com as observações mostradas nesse e em outros trabalhos (WYNGAARD; COTÉ, 1971; ALBERTSON et al., 1997; PAHLOW; PARLANGE; PORTÉ-AGEL, 2001), cabe lembrar que o modelo é muito simplificado quando comparado a outros modelos de

ordem 1.5 (ver Cuxart et al. (2006)) e, além disso, é um dos poucos modelos capazes de reproduzir o comportamento intermitente da turbulência na CLE muito estável. Isso ocorre, justamente, porque a soma dos termos de sumidouro de turbulência na equação de balanço de ECT são da ordem ou maiores que a PM, permitindo assim a supressão quase completa da turbulência, assim como ocorre na natureza (ver Figuras 4.10-a e 4.10-b), que não é reproduzido por outros modelos de mesma ordem.

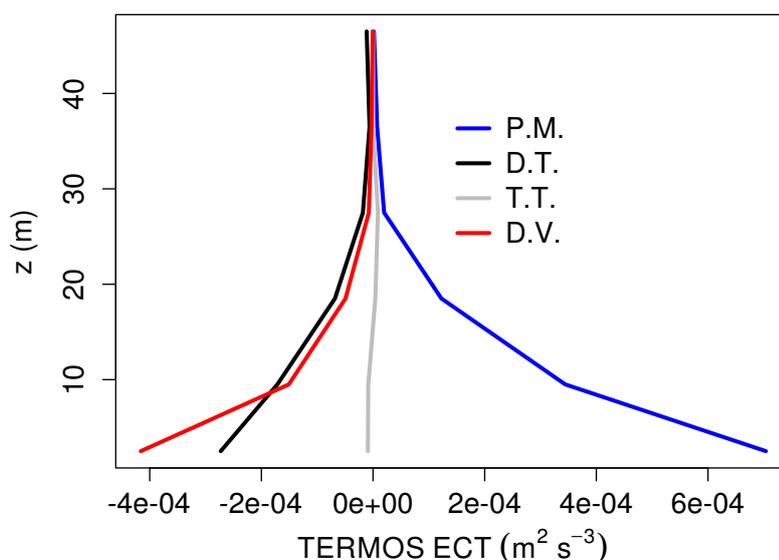


Figura 4.9 – Perfis verticais médios dos termos de ECT durante a ocorrência do evento apresentado na Figura 4.8. A janela temporal utilizada no cálculo da média dos termos em cada nível corresponde ao período compreendido entre 16,4 h e 17,2 h de simulação.

A análise do balanço de ECT mostra que os mecanismos responsáveis pelo ressurgimento e pela supressão da turbulência durante a ocorrência de um EB e em um evento simulado pelo modelo são similares. Pouco antes do começo do evento, todos os termos do balanço de ECT estão muito próximo de zero (Figura 4.10-a), bem como a própria ECT (Figura 4.10c). Próximo às 4 h, o cisalhamento do vento aumenta causando o acréscimo na PM de ECT, que, consecutivamente, aumenta a turbulência no escoamento. É importante destacar que a aceleração do escoamento é causada pela passagem de uma microfrente fria, provavelmente associada à uma drenagem. Por outro lado, o aumento da mistura turbulenta causa o aumento dos termos sumidouros de turbulência. A DV e a DT aumentam até suprimirem quase que totalmente a PM (Figura 4.10-a), fazendo com que a turbulência do escoamento seja reduzida de forma considerável (Figura 4.10c). O mesmo comportamento dos termos da equação de balanço de

ECT é observado quando um evento simulado pelo modelo é analisado. A produção de turbulência aumenta, acarretando o acréscimo da turbulência, que faz com que os termos de sumidouro também aumentem, até que a PM seja suprimida (Figura 4.10b) e a ECT seja reduzida quase a seu valor residual (Figura 4.10d).

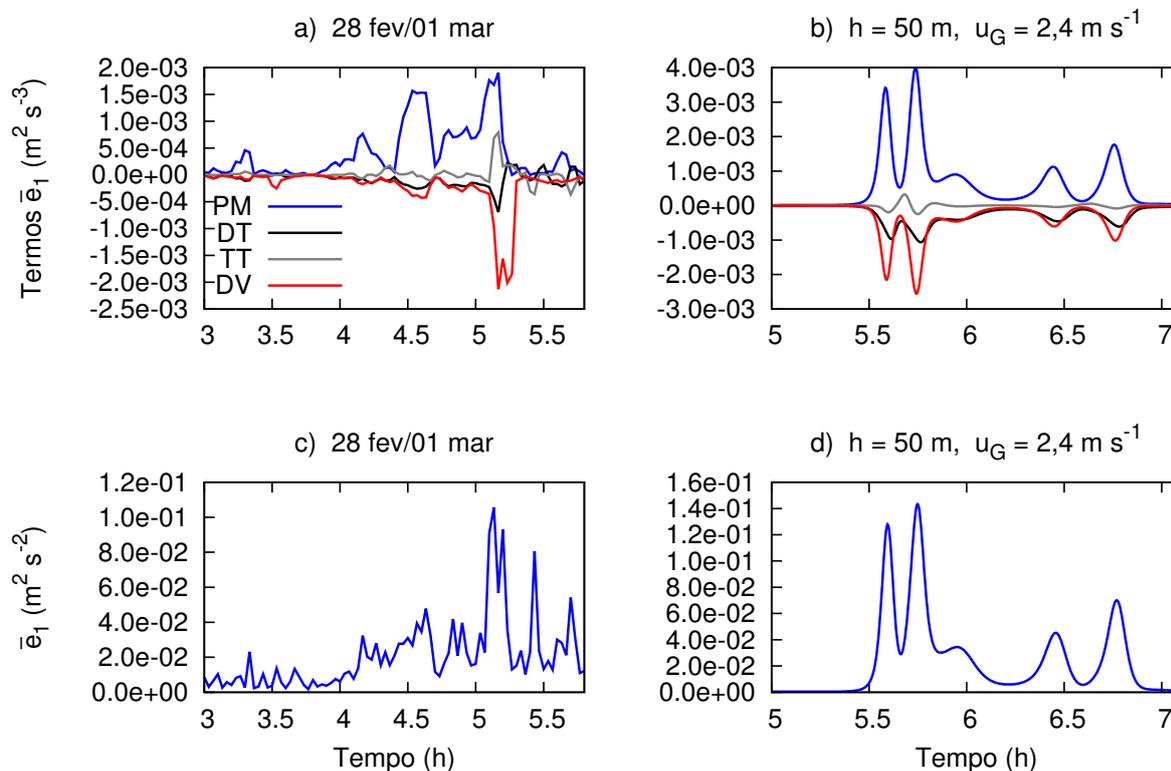


Figura 4.10 – Balanço dos termos de ECT e evolução temporal de \bar{e} durante a ocorrência de um evento intermitentes real e durante a ocorrência de um evento intermitente oriundo de uma simulação. As séries observacionais são do primeiro nível de análise e as seguintes condições de contorno utilizadas na simulação são: $h = 50$ m, $u_G = 2,4$ m s⁻¹, $v_G = 0$, $\Theta = 300$ K (Figuras 4.10b e 4.10d).

Analisando o termo mecânico de produção de ECT (Figura 4.11-a) e o de transporte de ECT (Figura 4.11b), pode-se concluir que durante a passagem do segundo evento, ainda quando a direção do vento em superfície é de oeste e no topo a torre de sul (gráficos 10^o (08 h e 24 min, após o início da série temporal que ocorre às 20 h, no horário local), 11^o (08 h e 27 min, após o início da série temporal que ocorre às 20 h, no horário local) e 12^o (08 h e 30 min, após o início da série temporal que ocorre às 20 h, no horário local) o termo de cisalhamento (Figura 4.11-a) se intensifica abaixo e acima da região do máximo do perfil do vento $z = 5$ m. Com o auxílio do termo de transporte, pode-se notar que, inicialmente, o termo de produção mecânica aumenta, mas a turbulência é

transportada da superfície para níveis mais altos que $z = 5$ m. Nesse instante inicial, provavelmente, o termo mecânico aumenta às custas do aumento do cisalhamento do vento para, posteriormente, gerar turbulência a ponto de fazer a turbulência ser transportada para cima, na região $z > 5$ m.

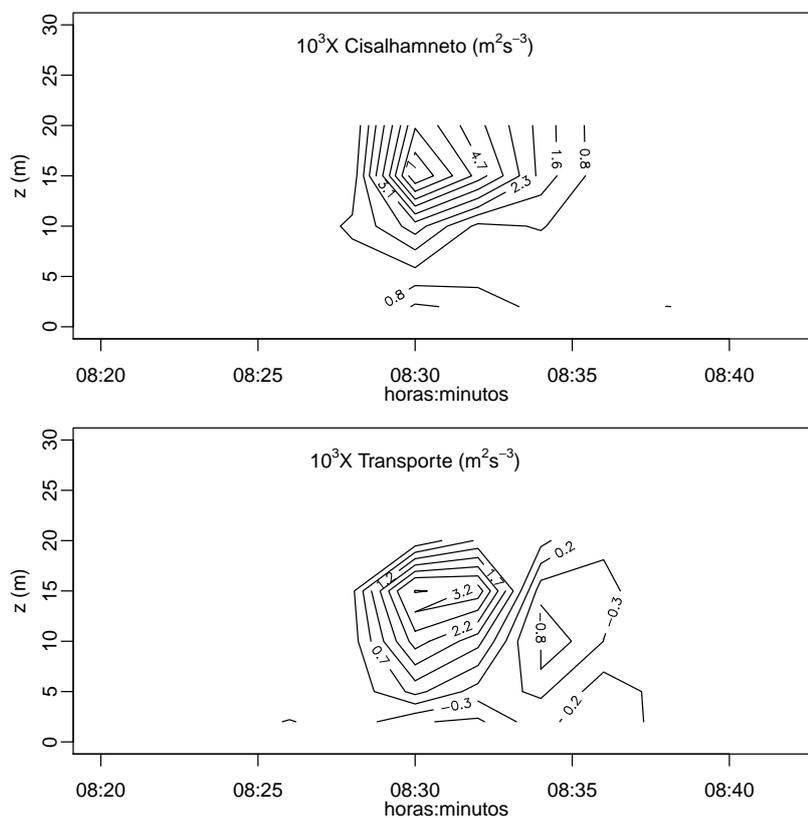


Figura 4.11 – a) Contornos (em unidades de $10^3 \text{ m}^2 \text{ s}^{-3}$) do termo de produção mecânica e do b) transporte de ECT para os eventos da Figura 4.2.

5 CONCLUSÕES

A caracterização do surgimento da turbulência intermitente na camada limite noturna em períodos de forte estratificação ainda constitui um dos grandes desafios da micrometeorologia, apesar dos recentes avanços. Nesse contexto, o presente trabalho apresentou uma análise de eventos intermitentes que ocorrem na camada limite estável (CLE) e que são responsáveis pelo transportes de quantidades de baixo para cima (EB).

A partir da identificação dos eventos, verificou-se que, os que são originados próximos à superfície e se propagam para cima, são muito fracos, em relação àqueles gerados nos níveis superiores da camada limite estável (CLE), geralmente associado à presença de correntes de densidade e jatos de baixos níveis (SUN et al., 2004; BANTA et al., 2002) e se propagam para baixo (EC). Esse resultado já havia sido alcançado por outros autores através da análise de dados oriundos de outros sítios experimentais (MAHRT, 2010; COULTER; DORAN, 2002; BANTA; PICHUGINA; BREWER, 2006). Uma das primeiras análises realizadas foi referente à diferença na direção do vento, entre a base e o topo da torre, durante a ocorrência dos EB. De maneira geral, durante a ocorrência de um EB, o desvio padrão na direção do vento entre os níveis extremos de análise foi maior que 60° , indicando que grande parte dos EB's não é capaz de conectar o domínio analisado.

A análise do comportamento vertical das variáveis que, controlam o escoamento na CLE, permitiu identificar alguns aspectos capazes de caracterizar alguns dos eventos que surgem próximo à superfície como similares. De modo geral, durante a ocorrência dos eventos, houve um aumento de ECT nos níveis mais baixos e, através dos perfis verticais de temperatura, foi possível verificar que o ar mais frio foi transportado até níveis mais elevados da torre. Quanto à direção do vento, nos níveis superiores da torre, não houve uma variação significativa, somente quando os EB eram suficientemente intensos para chegar até o topo da torre e “alinhar” o vento com a direção do escoamento nos níveis inferiores. Já para os níveis mais baixos o vento apresentou uma forte mudança na direção, antes e durante os eventos, em todos os casos. A partir da topografia do local, foi possível verificar que o terreno é menos elevado na direção nordeste e a maioria dos EB's ocorreu nessa direção. Dessa forma, esses eventos foram caracterizados aqui como causados por drenagem. Entretanto, esses eventos, geralmente, não aparecem somente como um evento isolado durante um determinado período, podendo ser acompanhado de outros eventos, causados por fenômenos mais complexos que fogem da alçada deste trabalho.

Através dos perfis dos termos de ECT, foi possível ser feito uma melhor caracterização do comportamento da turbulência durante o surgimento dos eventos. Foram apresentadas análises (assim como para a direção, temperatura e ECT) de três casos específicos. Em dois deles não ocorreu a propagação da turbulência até o topo da torre.

Para o primeiro, os perfis médios dos termos de destruição, transporte e de dissipação mostraram que quando somados, nos níveis inferiores, eles são superiores ao termo de PM. No segundo evento o termo dominante é o termo de PM, que é bem maior que os termos de destruição e dissipação, como indicado pelo termo de soma. Para os níveis mais altos, o aumento da tendência de ECT indicou que um outro processo, além da PM, está atuando na geração de ECT. Já o terceiro evento foi bem mais intenso e se estendeu até os níveis mais altos da torre e a PM também foi maior que os outros termos, com exceção do primeiro nível de análise, onde a dissipação de ECT foi o maior termo. As análises do segundo e do terceiro caso analisados, bem como o caso estudado no capítulo 4, elucidam que a ocorrência da drenagem, além de acelerar o vento, pode atuar no transporte de turbulência.

Com a visualização da estrutura vertical da turbulência, durante a ocorrência dos eventos, e a comparação com os resultados encontrados através das simulações realizadas utilizando o modelo, foi possível observar que o processo de geração de turbulência ocorre da mesma forma, ainda que os mecanismos responsáveis pela aceleração do vento sejam distintos. Nos eventos observados, o mecanismo responsável pela aceleração do vento foi a drenagem, devido à complexidade do sítio experimental, enquanto que no modelo, o escoamento é acelerado por um termo de gradiente de pressão. O comportamento da temperatura no mundo real e no modelo também é similar durante a ocorrência dos EB's. A temperatura diminuiu nos níveis mais baixos, no começo do evento e, à medida que o evento se propaga para cima, níveis mais elevados foram se tornando mais frios.

As análises feitas, através da estrutura vertical da turbulência e do balanço de ECT, mostraram que os mecanismos responsáveis pelo ressurgimento e pela supressão da turbulência, durante a ocorrência de um EB e um evento simulado pelo modelo, são os mesmos. Próximo à superfície, o escoamento é acelerado quando ocorre uma drenagem, fazendo com que o cisalhamento aumente e, conseqüentemente, gere a turbulência, enquanto o termo de transporte atua 'carregando' a turbulência para os níveis mais altos da atmosfera.

Finalmente, é importante ressaltar que as análises realizadas aqui carecem de algumas informações que possibilitariam uma conclusão mais sólida. Sendo que uma das principais é a distribuição horizontal da turbulência. Com a distribuição horizontal da turbulência é possível, por exemplo, identificar o tamanho das estruturas responsáveis pelo surgimento da intermitência (COULTER; DORAN, 2002), além de, verificar experimentalmente, se a intermitência, realmente, é um modo natural do escoamento na CLE muito estável, como sugerido por Ansorge e Mellado (2014), ou se é somente um processo disparado por outros fenômenos (WIEL; MOENE; JONKER, 2012; WIEL et al., 2012). Todavia, essa tarefa pode ser o tema de um estudo futuro.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ACEVEDO, O. C.; COSTA, F. D.; DEGRAZIA, G. A. The coupling state of an idealized stable boundary layer. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 145, n. 1, p. 211–228, 2012.

ACEVEDO, O. C.; COSTA, F. D.; OLIVEIRA, P. E.; PUHALES, F. S.; DEGRAZIA, G. A.; ROBERTI, D. R. The influence of submeso processes on stable boundary layer similarity relationships. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 71, n. 1, p. 207–225, 2014.

ACEVEDO, O. C.; FITZJARRALD, D. R. In the core of the night - effects of intermittent mixing on a horizontally heterogeneous surface. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 106, p. 1–33, 2003.

ALBERTSON, J. D.; PARLANGE, M. B.; KIELY, G.; EICHINGER, W. E. The average dissipation rate of turbulent kinetic energy in the neutral and unstable atmospheric surface layer. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres (1984–2012)**, Wiley Online Library, v. 102, n. D12, p. 13423–13432, 1997.

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

ANSORGE, C.; MELLADO, J. P. Global intermittency and collapsing turbulence in the stratified planetary boundary layer. **Boundary-Layer Meteorology**, Springer, v. 153, n. 1, p. 89–116, 2014.

ARYA, S. P. **Introduction to Micrometeorology**. 2. ed. San Diego, California, United States of America; London, United Kingdom: Academic Press, 2001. 420 p.

BALDOCCHI, D. D. Assessing the eddy covariance technique for evaluating carbon dioxide exchange rates of ecosystems: past, present and future. **Global Change Biology**, v. 9, p. 479–492, 2003.

BANTA, R.; NEWSOM, R.; LUNDQUIST, J.; PICHUGINA, Y.; COULTER, R.; MAHRT, L. Nocturnal low-level jet characteristics over Kansas during cases-99. **Boundary-Layer Meteorology**, Springer, v. 105, n. 2, p. 221–252, 2002.

BANTA, R. M.; PICHUGINA, Y. L.; BREWER, W. A. Turbulent velocity-variance profiles in the stable boundary layer generated by a nocturnal low-level jet. **Journal of the atmospheric sciences**, v. 63, n. 11, p. 2700–2719, 2006.

BLACKADAR, A. High resolution models of the planetary boundary layer. **Advances in environmental science and engineering**, v. 1, n. 1, p. 50–85, 1979.

BROST, R.; WYNGAARD, J. A model study of the stably stratified planetary boundary layer. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 35, n. 8, p. 1427–1440, 1978.

COSTA, F. D.; ACEVEDO, O. C.; MOMBACH, J. C.; DEGRAZIA, G. A. A simplified model for intermittent turbulence in the nocturnal boundary layer. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 68, n. 8, p. 1714–1729, 2011.

COULTER, R. L.; DORAN, J. Spatial and temporal occurrences of intermittent turbulence during cases-99. **Boundary-layer meteorology**, Springer, v. 105, n. 2, p. 329–349, 2002.

CUXART, J.; HOLTSLAG, A. A. M.; BEARE, R. J.; BAZILE, E.; BELJAARS, A.; CHENG, A.; CONANGLA, L.; EK, M.; FREEDMAN, F.; HAMDI, R.; KERSTEIN, A.; KITAGAWA, H.; LENDERINK, G.; LEWELLEN, D.; MAILHOT, J.; MAURITSEN, T.; PEROV, V.; SCHAYES, G.; STEENEVELD, G.-J.; SVENSSON, G.; TAYLOR, P.; WENG, W.; WUNSCH, S.; XU, K.-M. Single-column model intercomparison for a stably stratified atmospheric boundary layer. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 118, n. 2, p. 273–303, 2006.

CUXART, J.; JIMÉNEZ, M. Mixing processes in a nocturnal low-level jet: An LES study. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 64, n. 5, p. 1666–1679, 2007.

CUXART, J.; YAGÜE, C.; MORALES, G.; TERRADELLAS, E.; ORBE, J.; CALVO, J.; FERNÁNDEZ, A.; SOLER, M.; INFANTE, C.; BUENESTADO, P. et al. Stable atmospheric boundary-layer experiment in Spain (SABLES 98): a report. **Boundary-layer meteorology**, Springer, v. 96, n. 3, p. 337–370, 2000.

DUYNKERKE, P. Application of the ϵ - ϵ turbulence closure model to the neutral and stable atmospheric boundary layer. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 45, n. 5, p. 865–880, 1988.

FOKEN, T. **Micrometeorology**. Berlin and Heidelberg, Germany: Springer-Verlag, 2008. 308 p.

FRISCH, U. **Turbulence**. Cambridge: Cambridge University Press, 1995.

GARRATT, J. R.; BROST, R. A. Radiative cooling effects within and above the nocturnal boundary layer. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 38, p. 2730–2746, 1981.

HE, P.; BASU, S. Direct numerical simulation of intermittent turbulence under stably stratified conditions. **Nonlinear Processes in Geophysics Discussions**, Copernicus GmbH, v. 2, n. 1, p. 179–241, 2015.

[HTTP://WWW.EOL.UCAR.EDU/RTF/PROJECTS/FLOSSII/](http://www.eol.ucar.edu/rtf/projects/FLOSSII/). 2015. Disponível em: <<http://www.eol.ucar.edu/rtf/projects/FLOSSII/>>. Acesso em: junho 2015.

HUNT, J. Turbulence structure in thermal convection and shear-free boundary layers. **Journal of Fluid Mechanics**, Cambridge Univ Press, v. 138, p. 161–184, 1984.

HUNT, J.; SPALART, P.; MANSOUR, N. A general form for the dissipation length scale in turbulent shear flows. **Center for Turbulence Research: Proceedings of the Summer Program 1987**, 1987.

KAIMAL, J. C.; WYNGAARD, J. C.; IZUMI, Y.; COTÉ, O. R. Spectral characteristics of surface-layer turbulence. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 98, p. 563–589, 1972.

KOLMOGOROV, A. N. Dissipation of energy in locally isotropic turbulence. In: **Doklady Akademii Nauk SSSR**. [S.l.: s.n.], 1941. v. 32, n. 1, p. 16–18.

KUNDU, P. K.; COHEN, I. M. **Fluid Mechanics**. 4. ed. Burlington, Massachusetts e San Diego, California, United States of America; London, United Kingdom: Academic Press, Elsevier, 2007. 630 p.

KURBATSKII, A.; KURBATSKAYA, L. RANS modeling of intermittent turbulence in a thermally stable stratified boundary layer. **Journal of Applied Mechanics and Technical Physics**, Springer, v. 54, n. 4, p. 561–571, 2013.

LOUIS, J.-F. A parametric model of vertical eddy fluxes in the atmosphere. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 17, n. 2, p. 187–202, 1979.

LUNDQUIST, J. K.; PIPER, M.; KOSOVIC, B. Turbulence kinetic energy budgets and dissipation rates in disturbed stable boundary layers. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 79, p. 205–223, 2004.

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

_____. Common microfrontes and other solitary events in the nocturnal boundary layer. **Boundary-Layer Meteorology**, p. 1712–1722, 2010.

MAHRT, L.; SUN, L.; BLUMEN, W.; DELANY, T.; ONCLEY, S. Nocturnal boundary-layer regimes. **Boundary-Layer Meteorology**, n. 88, p. 255–279, 1998.

MAHRT, L.; THOMAS, C.; RICHARDSON, S.; SEAMAN, N.; STAUFFER, D.; ZEEMAN, M. Non-stationary generation of weak turbulence for very stable and weak-wind conditions. **Boundary-layer meteorology**, Springer, v. 147, n. 2, p. 179–199, 2013.

MAHRT, L.; VICKERS, D. Contrasting vertical structures of nocturnal boundary layers. **Boundary-Layer Meteorology**, Springer, v. 105, n. 2, p. 351–363, 2002.

_____. Extremely weak mixing in stable conditions. **Boundary-layer meteorology**, Springer, v. 119, n. 1, p. 19–39, 2006.

MASON, P.; DERBYSHIRE, S. Large-eddy simulation of the stably-stratified atmospheric boundary layer. **Boundary-layer meteorology**, Springer, v. 53, n. 1-2, p. 117–162, 1990.

MCNIDER, R. T.; ENGLAND, D. E.; FRIEDMAN, M. J.; SHI, X. Predictability of the stable atmospheric boundary layer. **Journal of the atmospheric sciences**, v. 52, n. 10, p. 1602–1614, 1995.

MELLOR, G. L.; YAMADA, T. A hierarchy of turbulence closure models for planetary boundary layers. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 31, n. 7, p. 1791–1806, 1974.

NIEUWSTADT, F. T. The turbulent structure of the stable, nocturnal boundary layer. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 41, n. 14, p. 2202–2216, 1984.

NIEUWSTADT, F. T. M.; BROST, R. A. The decay of convective turbulence. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 43, p. 532–546, 1986.

ONCLEY, S. P.; FRIEHE, C. A.; BUSINGER, J. A.; ITSWEIRE, E. C.; LARUE, J. C.; CHANG, S. S. Surface layer fluxes, profiles and turbulence measurements over uniform terrain under near-neutral conditions. **Atmosphere Science**, v. 53, p. 1029–1044, 1996.

PAHLOW, M.; PARLANGE, M. B.; PORTÉ-AGEL, F. On monin–obukhov similarity in the stable atmospheric boundary layer. **Boundary-layer meteorology**, Springer, v. 99, n. 2, p. 225–248, 2001.

PAZ, S. R. da. **Simulação Numérica da Atmosfera utilizando modelo digital de superfície para o estudo de dispersão de poluentes na região de Candiota**. 2004. 95 f. Dissertação (Sensoriamento Remoto) — Universidade Federal do Rio Grande do SUI, Porto Alegre, 2004.

Pielke Sr, R. A. **Mesoscale meteorological modeling**. [S.I.]: Academic press, 2013.

PIPER m.; LUNDQUIST, J. K. Surface layer turbulence measurements during a frontal passage. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 61, p. 1768–1780, 2004.

REVELLE, D. O. Chaos and “bursting” in the planetary boundary layer. **Journal of Applied Meteorology**, v. 32, n. 7, p. 1169–1180, 1993.

RODRIGO, J. S.; ANDERSON, P. S. Investigation of the stable atmospheric boundary layer at halley antarctica. **Boundary-layer meteorology**, Springer, v. 148, n. 3, p. 517–539, 2013.

RORAI, C.; MININNI, P.; POUQUET, A. Turbulence comes in bursts in stably stratified flows. **Physical Review E**, APS, v. 89, n. 4, p. 043002, 2014.

SCHLICHTING, H.; GERSTEN, K.; GERSTEN, K. **Boundary-layer theory**. [S.I.]: Springer Science & Business Media, 2000.

STULL, R. B. **An Introduction to Boundary Layer Meteorology**. Dordrecht, The Netherlands: Kluwer Academic Publishers, 1988. 666 p.

SUN, J.; LENSCHOW, D. H.; BURNS, S. P.; BANTA, R. M.; NEWSOM, R. K.; COULTER, R.; FRASIER, S.; INCE, T.; NAPPO, C.; BALSLEY, B. B.; JENSEN, M.; MAHRT, L.; MILLER, D.; SKELLY, B. Atmospheric disturbances that generate intermittent turbulence in nocturnal boundary layers. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 110, n. 2, p. 255–279, 2004.

WALTERS, J. T.; MCNIDER, R. T.; SHI, X.; NORRIS, W. B.; CHRISTY, J. R. Positive surface temperature feedback in the stable nocturnal boundary layer. **Geophysical research letters**, Wiley Online Library, v. 34, n. 12, 2007.

WIEL, B. J. H. V. de; RONDA, R. J.; MOENE, A. F.; BRUIN, H. A. R. D.; HOLTSLAG, A. A. M. Intermittent turbulence and oscillations in the stable boundary layer over land: a bulk model. **Atmospheric Sciences**, v. 59, p. 942–958, 2002.

WIEL, B. Van de; MOENE, A.; JONKER, H. The cessation of continuous turbulence as precursor of the very stable nocturnal boundary layer. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 69, n. 11, p. 3097–3115, 2012.

WIEL, B. Van de; MOENE, A.; JONKER, H.; BAAS, P.; BASU, S.; DONDA, J.; SUN, J.; HOLTSLAG, A. The minimum wind speed for sustainable turbulence in the nocturnal boundary layer. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 69, n. 11, p. 3116–3127, 2012.

WYNGAARD, J.; COTÉ, O. The budgets of turbulent kinetic energy and temperature variance in the atmospheric surface layer. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 28, n. 2, p. 190–201, 1971.

WYNGAARD, J. C. On surface layer turbulence. In: AM. METEOROL. SOC. **Workshop on micrometeorology**. [S.I.], 1973. p. 101–149.

_____. **Turbulence in the Atmosphere**. Ps Cambridge: Cambridge University Press, 2010. 407 p.

YADAV, A. K.; RAMAN, S.; SHARAN, M. Surface layer turbulence spectra and dissipation rates during low winds in tropics. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 79, p. 205–223, 1996.

YUJI, K.; AKIHIRO, H.; TOSHIMASA, Y. Flux richardson number and turbulent prandtl number in a developing stable boundary layer. **Journal of the Meteorological Society of Japan**, v. 91, n. 5, p. 655–666, 2013.

ZHOU, B.; CHOW, F. K. Large-eddy simulation of the stable boundary layer with explicit filtering and reconstruction turbulence modeling. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 68, n. 9, p. 2142–2155, 2011.

ZILITINKEVICH, S.; ELPERIN, T.; KLEEORIN, N.; ROGACHEVSKII, I.; ESAU, I. A hierarchy of energy-and flux-budget (efb) turbulence closure models for stably-stratified geophysical flows. **Boundary-layer meteorology**, Springer, v. 146, n. 3, p. 341–373, 2013.