

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

**ESCALAS TEMPORAIS DO ESCOAMENTO  
NOTURNO DENTRO E ACIMA DE UM DOSSEL NA  
AMAZÔNIA**

**TESE DE DOUTORADO**

**Daniel Michelin dos Santos**

**Santa Maria – RS – Brasil**

**2015**



**ESCALAS TEMPORAIS DO ESCOAMENTO NOTURNO  
DENTRO E ACIMA DE UM DOSSEL NA AMAZÔNIA**

**por**

**Daniel Michelin dos Santos**

Tese apresentada ao Curso de Doutorado do Programa de Pós-Graduação em Física, Área de Concentração Áreas Clássicas da Fenomenologia e suas Aplicações, com ênfase em Micrometeorologia, da Universidade Federal de Santa Maria (UFSM, RS), como requisito parcial para obtenção do grau de **Doutor em Física.**

**Orientador: Prof. Dr. Otávio Costa Acevedo**

**Santa Maria, RS, Brasil  
2015**

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

A Comissão Examinadora, abaixo assinada,  
aprova a tese de Doutorado

**ESCALAS TEMPORAIS DO ESCOAMENTO NOTURNO DENTRO E  
ACIMA DE UM DOSSEL NA AMAZÔNIA**

elaborada por  
**Daniel Michelin dos Santos**

como requisito parcial para obtenção do grau de  
**Doutor em Física**

**COMISSÃO EXAMINADORA:**

**Dr. Otávio Costa Acevedo  
(Presidente/Orientador)**

**Dr. Marcelo Chamecki (PENN STATE)**

**Dr. Luiz Eduardo Medeiros (UNIPAMPA)**

**Dr. Osvaldo Luiz Leal de Moraes (UFSM)**

**Dr. Franciano Scremin Puhales (UFSM)**

**Santa Maria, 17 de julho de 2015**

## **AGRADECIMENTOS**

Aos meus pais adotivos Sady e Rosa. É graças a vocês que este objetivo pode ser alcançado. Independente dos momentos, das controvérsias e de todos os obstáculos vocês me incentivaram a sempre olhar à frente. OBRIGADO!

Ao meu pai, que do seu jeito próprio, sempre acompanhou incentivou minhas conquistas.

A minha falecida mãe, onde quer que esteja sempre olhou por mim.

Ao meu orientador Prof. Otávio, pela dedicação, por indicar os caminhos a seguir, pelos conselhos e por sempre sugerir estudos e ferramentas que tornaram este trabalho concreto e por sua amizade. Este trabalho só foi possível graças à sua orientação. MUITO OBRIGADO!

Ao Prof. Osvaldo e a Prof<sup>a</sup> Débora, pela amizade e pela oportunidade de fazer parte de um grupo de pesquisa excelente.

As minhas irmãs, Daniela, Fernanda e Julia que amo muito.

Ao amigo Prof. Virnei, pela amizade de 15 anos que iniciou no primeiro dia de faculdade e se reforçou até descobrirmos que, devido ao nosso passado, éramos quase irmãos. Valeu Amigo!

Aos colegas de laboratório Cláudio, Hans, Pablo e Giuliano, pela constante troca de experiências, pelas viagens e pela amizade.

As minhas fiéis amigas, Carine, Aline e Vanessa que dividiram comigo as experiências e a caminhada que existe em uma pós-graduação.

Ao casal de amigos Robson e Janaína, que em todas as viagens à Manaus me receberam de braços abertos, abriram mão dos afazeres para me dar suporte e hospedagem. Muito Obrigado!

Aos amigos do peito: Alexandre Machado (Xandy) que viu esta caminhada ser iniciada, mas hoje não está presente para ver sua concretização. Sempre lembrarei que ligava com apenas 3 objetivos: perguntar se iria chover, beber ou assistir o jogo do Grêmio e ao Ismael que desde os primórdios da Rui Barbosa em Pinhal Grande foi um grande amigo, companheiro de todas as horas e que hoje não poderei dar um abraço de agradecimento. OBRIGADO, gostaria de tê-los aqui!

Aos amigos não citados, mas que de uma forma ou outra fizeram parte dessa jornada, muito obrigado.

A CAPES, pelo apoio financeiro.

Ao projeto GOAmazon e seus agentes financiadores: U.S. Department of Energy, Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP), Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado do Amazonas (FAPEAM), ao Experimento de Grande Escala da Biosfera-Atmosfera na Amazônia (LBA/INPA) por seu suporte logístico. Entre os colaboradores, agradecimento especial a Marcelo Chamecki, José D. Fuentes, Tobias Gerken e Paul C. Stoy, por fornecerem os dados e revisarem a versão original do capítulo 4 deste trabalho.

*“Lembre-se que as pessoas podem tirar tudo de você, menos o seu conhecimento”.*

*(Albert Einstein)*

## **RESUMO**

Tese de Doutorado  
Programa de Pós-Graduação em Física  
Universidade Federal de Santa Maria

### **ESCALAS TEMPORAIS DO ESCOAMENTO NOTURNO DENTRO E ACIMA DE UM DOSSEL NA AMAZÔNIA**

**AUTOR: DANIEL MICHELON DOS SANTOS**  
**ORIENTADOR: OTÁVIO COSTA ACEVEDO**

Data e Local da Defesa: 17 de julho de 2015, Santa Maria.

O presente estudo utiliza dados das três componentes do vento e da temperatura, coletados em um sítio experimental na Floresta Amazônica, durante 10 meses, através do Projeto GOAmazon, no qual 10 níveis de sensores foram dispostos ao longo de uma torre micrometeorológica. Com ênfase na camada limite noturna, uma análise das escalas temporais do movimento, usando o método de decomposição em multiresolução, mostrou que as contribuições devido aos movimentos horizontais, de escalas mais longas, podem ser tão significativas quanto as puramente turbulentas. Em noites que a camada limite é fracamente estável, movimentos descendentes (varreduras) e ascendentes (ejeções), associados à turbulência bem desenvolvida, são os responsáveis pela intensidade turbulenta existente, com suas escalas temporais mais significativas entre 10 e 100 s. Através da análise das correlações entre pontos foi possível mostrar que estes eventos propagam-se desde a copa até o interior do dossel, sendo detectados em diferentes instantes de tempo, mais intensamente nas componentes horizontais, conforme alcançam os níveis mais profundos e que estas decaem verticalmente, sendo bem correlacionadas até aproximadamente 0,8 h. Já para a componente vertical as correlações são altas em todos os níveis do perfil e não apresentam atraso. Além disso, a ocorrência de fluxos de calor sensível positivo próximo a superfície, em escalas temporais maiores que 100 s, foi identificada no estudo das médias gerais. Em noites de condições de estabilidade alta, modos não turbulentos, associados a escalas temporais mais longas, chamados “submeso” têm grande impacto nas componentes horizontais do movimento e tornam-se os principais causadores dos fluxos. Nestas situações, as escalas temporais mais relevantes são maiores que 300 s e dominam praticamente todo o perfil vertical. Para estes casos as correlações das variáveis turbulentas decaem rapidamente e apresentam atraso quase nulo, entretanto as componentes horizontais apresentam correlações entre 0,2 e 0,3 nos níveis mais baixos do dossel, enquanto a componente vertical não ultrapassa 0,1. Isto reforça a hipótese de que, para este cenário, os eventos correlacionados entre a copa e o interior do dossel são horizontais.

**Palavras-chave:** Camada limite noturna. Fluxos turbulentos. Escalas temporais. Correlações

## **ABSTRACT**

Tese de Doutorado  
Programa de Pós-Graduação em Física  
Universidade Federal de Santa Maria

### **TEMPORAL SCALES OF THE NOCTURNAL FLOW WITHIN AND ABOVE A FOREST CANOPY IN AMAZONIA**

**AUTHOR: DANIEL MICHELON DOS SANTOS**  
**ADVISER: OTÁVIO COSTA ACEVEDO**

Place and Date of Defense: 17 de julho de 2015, Santa Maria

This work uses data from the three components of wind and temperature, collected in an experimental site in the Amazon rainforest for 10 months during GOAmazon Project. A total of 10 levels of sensors were deployed on a micrometeorological tower. Focusing on the nocturnal boundary layer, an analysis of the temporal scales of the motion, using the multiresolution decomposition, has shown that the contributions from horizontal, nonturbulent fluctuations with long temporal scales, can be as significant as purely turbulent fluctuation. On, weakly stable nights the dominant temporal scales of the flow are those associated with, downward (sweeps) and upward events (ejections), which occur with fully-developed turbulence, , having dominant time scales between 10 and 100 s. Through the analysis of two-point correlations, it was possible to show that horizontal events with long time scales propagate from the top to within the canopy, being detected at different times, and. The vertical component correlations are larger at the upper canopy, not showing any time delay. The occurrence of positive sensible heat flux near the surface, with times scales larger than 100 s, has been identified in the study of overall averages. It is hypothesized that on very stable nights, non-turbulent modes associated with longer time scales, and referred as "submeso" have great impact on the horizontal components, becoming an important cause of the flow near the forest floor. In these situations, the most relevant time scales are longer than 300 a and dominate the almost entire vertical profile. For these cases, the correlations of turbulent variables decay rapidly a, being between 0.2 and 0.3 for the horizontal components while not exceeding 0.1 for the vertical component does. This reinforces the hypothesis that, for this scenario, the most correlated events between the top of the canopy and its interior are horizontal in nature.

**Key-works:** Nocturnal boundary layer. Turbulent flows. Time scales. Correlations

## SUMÁRIO

<b>1 INTRODUÇÃO .....</b>	<b>9</b>
<b>2 REVISÃO TEÓRICA .....</b>	<b>11</b>
2.1 Equação da Energia cinética turbulenta (ECT) .....	11
2.2 Número de Richardson .....	12
2.3 Intermitência.....	14
2.4 Momentos estatísticos de ordem superior .....	15
2.5 Método de decomposição em multiresolução .....	16
<b>3 METODOLOGIA.....</b>	<b>20</b>
3.1 Sítio experimental e instrumentação.....	20
3.2 Conjunto de dados utilizados.....	22
<b>4 ESCALAS TEMPORAIS DO ESCOAMENTO NOTURNO DENTRO E ACIMA DE UM DOSSEL NA AMAZÔNIA .....</b>	<b>25</b>
4.1 Introdução.....	25
4.2 Dados utilizados e metodologia.....	28
4.2.1 Dados utilizados .....	28
4.2.2 Metodologia.....	29
4.3 Perfis médios .....	31
4.3.1 Médias gerais.....	31
4.3.2 Dependência com a estabilidade .....	34
4.4 Escalas Temporais .....	39
4.4.1 Médias gerais.....	39
4.4.2 Dependência com a estabilidade .....	44
4.5 Estudo de caso .....	50
4.5.1 Noites calma e turbulenta .....	51
4.5.2 Noite intermitente.....	55
4.6. Conclusão .....	58
<b>5 CORRELAÇÕES VERTICAIS ENTRE QUANTIDADES TURBULENTAS ACIMA E ABAIXO DA COPA EM CONDIÇÕES NOTURNAS NA FLORESTA AMAZÔNICA .....</b>	<b>60</b>
5.1 Introdução.....	60
5.2 Dados utilizados .....	63
5.3 Metodologia.....	64
5.4 Estudos de caso.....	65
5.5 Comportamento médio .....	75
5.6 Conclusão .....	83
<b>6 CONCLUSÃO.....</b>	<b>85</b>
<b>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....</b>	<b>87</b>

# 1 INTRODUÇÃO

Superfícies vegetadas sempre foram importantes objetos de estudo na área de micrometeorologia. Compreender como tais locais influenciam as trocas turbulentas entre superfície e a atmosfera imediatamente acima é fundamental para quantificar a transferência de quantidades entre a superfície e a atmosfera. O entendimento acerca deste processo, principalmente no período noturno, está longe do ideal. Isso ocorre, em grande parte porque a camada limite estável (CLE) ainda é de difícil entendimento, pois nela podem se manifestar eventos de escoamento muito peculiares que, mesmo na ausência de vegetação ainda não são totalmente compreendidos. A presença de dosséis altos aumenta a complexidade do problema, pois os troncos e a copa densa filtram diretamente muitos movimentos que seriam de fácil percepção se amostrados na ausência de um dossel. Durante o período noturno, as trocas turbulentas são reduzidas uma vez que a atividade turbulenta é muito pequena (BALDOCCHI e MEYERS, 1988a). Entretanto, processos muitas vezes negligenciados podem ser responsáveis por transportes que caracterizam o local e devem ser considerados no fechamento dos balanços diários. Processos com escalas de tempo maiores que a turbulenta, mas menores que os de mesoescala, chamados de submeso (MAHRT, 2009; ACEVEDO et al., 2014), podem ser responsáveis por grande parte das transferências noturnas existentes, estando diretamente ligados à maneira que o dossel os filtra, desde acima da copa até a superfície. Estes modos de baixa frequência tendem a governar os movimentos horizontais muito mais do que os verticais. A estabilidade estática da atmosfera, por sua vez, tem papel fundamental na atuação de tais modos e podem ser um parâmetro que determina se estes são predominantes em todos os níveis do dossel.

O presente estudo visa analisar, através da utilização de um período longo de medidas em campo e com uma alta resolução espacial, a estrutura do escoamento turbulento na extensão vertical de um dossel, e acima dele. Os dados utilizados foram obtidos em um sítio de Floresta Amazônica através da participação do Laboratório de Micrometeorologia da Universidade Federal de Santa Maria no projeto “*Observations and Modeling of the Green Ocean Amazon*” (GOAmazon 2014/15), liderado pelos pesquisadores Marcelo Chamecki e José D. Fuentes, da Penn State University, nos Estados Unidos da América. A partir de 10 meses de dados contínuos, foi possível traçar os perfis verticais de quantidades turbulentas, bem como dos momentos estatísticos de ordem superior. Várias abordagens serão feitas neste

estudo acerca da estrutura vertical do escoamento noturno. A primeira, e talvez mais significativa, é a consideração de todas as escalas temporais, com foco no papel das escalas temporais mais longas, geralmente filtradas em estudos sobre turbulência noturna. Esta abordagem será apresentada no capítulo 4 deste trabalho, já estruturada na forma de artigo científico. Outra abordagem, diretamente ligada à primeira, baseia-se no fato de que, uma vez caracterizada a estrutura vertical da turbulência, é preciso entender como esta afeta os diferentes níveis e como estes estão relacionados entre si. Desta forma, no capítulo 5, serão analisadas as correlações entre as variáveis turbulentas observadas em diferentes níveis verticais. Tal diagnóstico pode mostrar como movimentos gerados por eventos específicos propagam-se ao longo do dossel, se estes estão correlacionados entre si e em quais escalas temporais eles são mais relevantes. Estudos anteriores mostraram comportamentos distintos entre as correlações das componentes do movimento, sendo que as horizontais decaem mais com a separação vertical (SHAW et al., 1995; SU et al., 2000; HUTCHINS e MARUSIC, 2007; entre outros). Entretanto, tais estudos não consideraram as escalas temporais mais longas em suas análises e se fizeram valer de dados de simulações numéricas ou laboratoriais, diferentemente do proposto neste. Assim aqui também se pretende confirmar se as características observadas no mundo real se assemelham as já teorizadas em laboratório.

As escalas temporais dos movimentos turbulentos, bem como a dependência com a estabilidade serão abordadas em todas as análises, tanto nas referentes às médias, quanto nos estudos de caso específicos, presentes neste trabalho.

O trabalho está estruturado de forma que no capítulo 2 traz uma breve e sucinta revisão teórica focada apenas nos conceitos básicos necessários para que as análises mostradas nos resultados se tornassem possíveis. Já no capítulo 3, há uma explanação sobre o sítio experimental do presente estudo, sendo também apresentada a metodologia aplicada no conjunto de dados disponíveis. Os resultados obtidos são apresentados na forma de artigos científicos nos capítulos 4 e 5, que trazem metodologias específicas descritas em suas subseções, além de suas próprias conclusões.

## 2 REVISÃO TEÓRICA

### 2.1 Equação da Energia cinética turbulenta (ECT)

No escoamento de um fluido, a fração de energia cinética associada às flutuações turbulentas de velocidade é denominada energia cinética turbulenta (ECT). Através da decomposição de Reynolds, é possível obter as flutuações das variáveis retirando delas sua parte média, processo esse que aplicado as componentes do vento origina a forma turbulenta da equação de Navier-Stokes. Desta forma, a ECT média por unidade de massa pode ser representada apenas em função das flutuações das três componentes do vento (FOKEN, 2008).

Considerando a atmosfera, mais precisamente a camada limite planetária (CLP), como um fluido com escoamento turbulento, os transportes de “momentum”, calor e umidade que nela acontecem podem ser diretamente relacionados à ECT. Pode-se ainda utilizar a ECT como medida de intensidade da CLP, tornando-a uma das mais importantes variáveis micrometeorológicas (STULL, 1988). A equação (2.1) representa a energia cinética turbulenta (ECT) e seus termos descrevem os processos físicos associados à turbulência na CLP. Como neste trabalho foi utilizada a rotação 2D nas componentes do vento (média da componente lateral é nula), a forma da equação apresentada considera somente duas de suas componentes (longitudinal e vertical).

$$\frac{\partial ECT}{\partial t} = -\left(\bar{u} \frac{\partial}{\partial x} + \bar{w} \frac{\partial}{\partial z}\right) ECT + \frac{g}{\theta_v} \overline{w'\theta'_v} - \overline{u'w'} \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} - \frac{\partial(\overline{w'ECT})}{\partial z} - \frac{1}{\bar{\rho}} \frac{\partial(\overline{w'p'})}{\partial z} - \varepsilon \quad (2.1)$$

- O termo  $\frac{\partial ECT}{\partial t}$  é a variação local da energia cinética turbulenta. Representa “armazenamento” ou tendência da ECT no escoamento. Quando positivo indica um aumento local da ECT com o decorrer do tempo e quando negativo indica um decréscimo.

- O termo  $-\left(\bar{u} \frac{\partial}{\partial x} + \bar{w} \frac{\partial}{\partial z}\right) ECT$  é o termo de transporte de ECT pelo vento médio.

- O termo  $\left(\frac{g}{\theta_v} \overline{w'\theta_v'}\right)$  é o termo de produção ou destruição de ECT devido à transferência de energia na forma de calor. Funciona como produção de turbulência (geralmente durante o dia) quando a atmosfera é estaticamente instável,  $(\overline{w'\theta_v'}) > 0$  e como destruição de turbulência (geralmente à noite) quando a atmosfera é estaticamente estável,  $(\overline{w'\theta_v'}) < 0$ . No período noturno quando atua como destruição de turbulência, dependendo das condições, este termo pode ser tornar tão grande que, atuando junto com o termo de dissipação, suprima o termo de produção mecânica de ECT por completo.

- O termo  $\left(-\overline{u'w'} \frac{\partial \bar{u}}{\partial z}\right)$  é o termo de produção mecânica de energia cinética turbulenta.

É sempre positivo porque  $(\overline{u'w'}) < 0$  e  $\left(\frac{\partial \bar{u}}{\partial z}\right) > 0$ . Representa a produção de ECT pelo cisalhamento do vento.

- O termo  $\left(-\frac{\partial(\overline{w'ECT})}{\partial z}\right)$  é o termo de transporte vertical de ECT devido à própria turbulência. É nulo quando integrado para toda a camada limite planetária (CLP). Transporta ECT da superfície (mais turbulenta) para níveis mais altos da CLP. Portanto, em geral, é negativo junto à superfície e positivo próximo ao topo da CLP.

- O termo  $\left(-\frac{1}{\bar{\rho}} \frac{\partial(\overline{w'p'})}{\partial z}\right)$  é o termo de transporte por correlação de pressão. Estudos de simulação numérica mostram que tende a ter sinal oposto, mas magnitude menor que o termo de transporte vertical de ECT (PUHALES et al., 2013).

- O termo  $(-\varepsilon)$  é o termo de dissipação (sumidouro) de turbulência pelas forças viscosas (moleculares).

## 2.2 Número de Richardson

Existe um critério que relaciona o termo de produção ou destruição devido à transferência de energia na forma de calor e o termo de produção mecânica, denominado número de Richardson que pode ser utilizado como um critério de classificação de

estabilidade para o escoamento turbulento. A relação entre estes forçantes pode gerar diferentes tipos de escoamento na CLP durante o período noturno e geralmente o número de Richardson é usado para quantificar e classificar tais condições de estabilidade:

$$Ri = - \frac{\left( \frac{g}{\theta_v} \right) \overline{w' \theta'_v}}{- \overline{u' w'} \frac{\partial \overline{u}}{\partial z}} \quad (2.2)$$

Richardson propôs inicialmente um valor crítico  $Ri = 1$ , situação na qual a destruição térmica da turbulência seria totalmente balanceada pela produção mecânica (STULL, 1988). Assumindo isso se classificaria o escoamento de tal forma que se  $Ri < 1$  o escoamento seria turbulento e se  $Ri > 1$  o escoamento seria laminar (não-turbulento).

Existe uma discussão quanto ao valor crítico de  $Ri$ . No caso do cálculo para um escoamento não turbulento surgem outras considerações que devem ser feitas, de forma a encontrar o valor crítico que melhor representa o momento em que o escoamento torna-se laminar ou turbulento (STULL, 1988). Desta forma podemos admitir o número de Richardson como classificador de estabilidade na CLP e vincular valores menores que uma unidade, a escoamentos turbulentos (incluindo os negativos e quanto mais negativo mais turbulento) e valores positivos maiores que uma unidade a escoamentos não turbulentos (quanto mais positivo mais estável).

Durante o período noturno, com a formação da camada limite estável (CLE) devido, principalmente, ao resfriamento térmico e a formação de uma camada estratificada próximo à superfície, os termos de produção e destruição de turbulência podem ter magnitudes comparáveis. Assim a turbulência pode diminuir apreciavelmente, aproximando-se da total supressão, ainda que estudos mostrem que a sua total destruição nunca ocorra de fato (MAHRT e VICKERS, 2006). Nestas situações, eventos turbulentos altamente localizados no tempo e no espaço tais como eventos intermitentes (MAHRT, 1999; ACEVEDO et al., 2006), ondas de gravidade (MEILLIER et al., 2008), correntes de densidade (SUN et al., 2002), escoamentos de drenagem (STAEBLER e FITZJARRALD, 2004), entre outros, podem ocorrer e se tornarem responsáveis quase que em sua totalidade pelos fluxos de escalares na CLE.

### 2.3 Intermitência

A intermitência que ocorre de forma inesperada, mas freqüente, alternando períodos de grande turbulência na CLE com períodos onde há pouca presença da mesma é conhecida como intermitência global (MAHRT, 1999) e geralmente associada aos grandes turbilhões. Altamente localizada, a turbulência intermitente ocorre em noites com condições de grande estabilidade atmosférica e na qual os eventos ocorrem de forma aleatória e sem periodicidade regular (ACEVEDO et al., 2006). Alguns estudos sugerem que esta intermitência é um modo natural do sistema criada simplesmente pela interação do ar com a superfície (van de WIEL et al. 2002), entretanto outros estudos mostram que esta se origina dos processos que ocorrem acima da camada limite e se propagam para baixo (SUN et al., 1998).

Estudos focados nos fenômenos físicos associados ao padrão intermitente têm sido divulgados nos últimos anos (ACEVEDO; FITZJARRALD, 2003; SUN et al., 2004). Tais processos são fundamentais para entender como a intermitência influencia e contribui nos fluxos de escalares. Por exemplo, Acevedo et al. (2006) abordaram o impacto dos eventos intermitentes que ocorrem no período noturno, mostrando que grande parte dos fluxos turbulentos de calor sensível e dióxido de carbono, neste período, estão diretamente associados à ocorrência destes eventos. Recentemente, Oliveira (2011) reforçou essa teoria mostrando que, em uma floresta de Araucária, a intermitência na CLE é responsável por grande parte dos fluxos turbulentos noturnos de calor sensível, latente e CO<sub>2</sub> e que a consideração de tais fluxos melhoraria consideravelmente o fechamento de seus balanços diários.

Como os eventos intermitentes ocorrerem em diferentes escalas de tempo, fazem com que os fluxos noturnos sejam altamente dependentes do período utilizado para o cálculo das médias. O uso de janelas temporais mais longas favorece a estimativa correta dos fluxos calculados e contempla todos os eventos existentes, melhorando assim o entendimento dos processos a eles relacionados (ACEVEDO et al., 2006). Por outro lado, aumenta a chance de que em períodos longos sejam violadas condições de estacionariedade, necessárias para a estimativa de fluxos através de covariância estatísticas. A abordagem acerca das escalas temporais que serão utilizadas nas análises presentes neste trabalho está descrita na seção 2.5.

## 2.4 Momentos estatísticos de ordem superior

A utilização de parâmetros estatísticos de ordem superior em análises micrometeorológicas pode mostrar importantes características das séries turbulentas usadas e colabora para o melhor detalhamento destas análises. Perfis verticais dos momentos estatísticos de terceira (assimetria) e quarta ordem (curtose) das flutuações de algumas variáveis observadas em micrometeorologia, foram utilizados para melhor compreender as características dos fluxos turbulentos em diferentes locais, aplicados a diferentes dosséis (BALDOCCHI e MEYERS, 1988a; AMIRO, 1990; RAUPACH et al., 1996; VILLANI et al., 2003; SU et al., 2008; DUPONT e PATTON, 2012, entre outros).

De posse de uma série de dados de  $n$  valores, é possível obter o coeficiente de assimetria (em inglês, *skewness*) calculando o momento estatístico de terceira ordem das flutuações da variável desejada através da equação (2.3):

$$a_3 = \frac{m_3}{(\sigma^2)^{3/2}} = \frac{\sum_{i=1}^n \frac{(x_i - \bar{X})^3}{n}}{\left( \sum_{i=1}^n \frac{(x_i - \bar{X})^2}{n} \right)^{3/2}} \quad (2.3)$$

Este coeficiente descreve quão assimétrica é a série em relação a uma distribuição normal. Normalizado pela fração correspondente de seu desvio padrão obtém-se um valor adimensional, que é positivo para séries em que a maioria das observações é inferior à média, mas nas quais os casos isolados mais intensos sejam superiores à média. Assimetrias negativas ocorrem no caso inverso

Igualmente para obter o coeficiente de curtose (em inglês, *kurtosis*) é utilizada a equação (2.4):

$$a_4 = \frac{m_4}{(\sigma^2)^2} = \frac{\sum_{i=1}^n \frac{(x_i - \bar{X})^4}{n}}{\left( \sum_{i=1}^n \frac{(x_i - \bar{X})^2}{n} \right)^2} \quad (2.4)$$

O coeficiente de curtose, na forma adimensional, indica o “achatamento” ou alongamento da série em relação a uma distribuição normal. A curtose de uma distribuição normal é 3. Por essa razão, as análises geralmente centram-se neste valor para caracterizar o grau de “achatamento” da série em questão.

Aplicados à micrometeorologia, estes coeficientes podem mostrar a tendência dos movimentos turbulentos, associando seu comportamento em diferentes níveis na camada limite planetária, por exemplo. Traçar perfis destes coeficientes dentro de um dossel alto pode mostrar características únicas e distintas do escoamento turbulento dentro e acima do mesmo. O coeficiente de assimetria aplicado a séries turbulentas das componentes do vento está relacionado aos movimentos ascendentes (em inglês, *ejections*) e descendentes (em inglês, *sweeps*) das parcelas de ar em determinada região do dossel. O coeficiente de curtose por sua vez, está relacionado a intermitência global que são identificados através das séries de dados das componentes do vento e ocorrem em condições estáveis (MAHRT, 1999; ACEVEDO et al., 2006). Valores de curtose iguais ou próximos ao valor de uma distribuição normal (três) mostram uma série bem distribuída ao redor média, que se relaciona a uma série de componente do vento com sinal turbulento contínuo durante todo o período. Por outro lado, coeficientes de curtose maiores que 3,0 indicam que a série apresenta achatamento e se relacionarmos, por exemplo, com a componente vertical do vento, indica que eventos de grande porte ocorreram em determinados instantes, o que é tipicamente associado à intermitência.

## **2.5 Método de decomposição em multiresolução**

Utilizar o método de decomposição em multiresolução em uma série turbulenta nada mais é que utilizar diferentes janelas ao longo da série para o cálculo das médias, possibilitando visualizar os dados em diferentes resoluções e tornando possível identificar com facilidade as diferentes escalas dos movimentos a elas associados. Os espectros e coespectros gerados pela técnica da multiresolução podem ser interpretados a partir da transformada de Haar (HOWELL e MAHRT, 1997), em termos de ondeletas (MALLAT, 1989) e ainda em termos de médias móveis não ponderadas (VICKERS e MAHRT, 2003).

No presente trabalho, se utiliza o método na forma descrita detalhadamente por Vickers e Mahrt (2003) e Voronovich e Kiely (2007). Seja uma série temporal cuja média das flutuações é igual a zero, de um observável  $\phi$  consistindo de  $2^N$  pontos, A decomposição em multiresolução separa os dados em médias simples com tamanhos de 1; 2;...;  $2^{N-1}$ ;  $2^N$  pontos. A técnica segue os seguintes passos sequencialmente:

- Remove-se a média simples de todo o conjunto de dados, obtendo o primeiro modo de maior escala temporal, restando apenas flutuações cuja média é 0 (zero);
- A série é dividida novamente ao meio, com  $2^{N-1}$  dados em cada nova série, onde se calcula a média para cada metade. Esta média é novamente subtraída para cada subsérie;
- Cada subsérie é novamente dividida ao meio sendo calculada e subtraída para cada uma das 4 novas séries de comprimento  $2^{N-2}$ ;
- Este procedimento é realizado por N vezes, onde a série resultante possui apenas um ponto.

Pelo fato da decomposição em multiresolução satisfazer as propriedades das médias de Reynolds, a integração do espectro S da decomposição em multiresolução até uma escala de tempo  $\tau$  corresponde à variância da série original de comprimento  $\tau$ . Assim, para o espectro de uma série com  $2^p$  pontos de dados de uma quantidade  $\phi$ , com  $p \geq N$ , tem-se que:

$$\sum_{n=1}^N (S_{\phi})_n = \left\langle \overline{\phi'^2} \right\rangle_{\tau} \quad (2.5)$$

Da mesma forma, pode se obter a covariância:

$$\sum_{n=1}^N (S_{w\phi})_n = \left\langle \overline{w' \phi'^2} \right\rangle_{\tau} \quad (2.6)$$

Sendo que  $\tau = 2^N / f$ , onde  $f$  é a frequência de amostragem da série.

Segundo Howell e Mahrt (1997), o método de decomposição em multiresolução apresenta algumas vantagens sobre outros métodos como a transformada de Fourier:

- A multiresolução decompõe localmente o sinal, de forma que a escala do pico coespectral representa a escala temporal da maior parte das flutuações nesta escala, enquanto na decomposição via transformada da Fourier o pico indica a periodicidade do evento na referida escala. Assim, a multiresolução se sobressai à Fourier na visualização da dependência

das escalas, pois as séries de dados micrometeorológicos, como as componentes do vento, por exemplo, não são normalmente periódicas.

- Os modos da multiresolução correspondem a uma média móvel não ponderada, assim satisfazendo as regras de Reynolds. Dessa forma, a soma dos espectros e coespectros até certa escala de tempo é igual à variância e à covariância, respectivamente, na referida escala. Em se tratando da transformada de Fourier isso não ocorre, pois ao truncar o coespectro de Fourier realiza-se uma média ponderada, e os termos como  $\overline{w'\rho}$  não são necessariamente iguais a zero, apesar de possuírem magnitudes muito pequenas.

- O algoritmo numérico para implementar a decomposição em multiresolução é menor que para a transformada de Fourier. Em uma série de dados com  $M = 2^N$  pontos, a multiresolução baseia-se na transformada de Haar, a qual requer  $M$  operações matemáticas enquanto a transformada rápida de Fourier requer um número maior de  $M \log(M)$  operações.

As vantagens da utilização do método de decomposição em multiresolução contribuem de forma significativa para melhorar as análises feitas no campo da micrometeorologia. É sabido, por exemplo, que a escolha errada da janela de tempo utilizada para o cálculo das médias pode influenciar diretamente o resultado dos fluxos turbulentos, já que a atmosfera possui movimentos em várias escalas temporais distintas. Desta forma, escolhendo o intervalo de tempo erroneamente se pode incluir fenômenos de escalas maiores ou menores que não devem ser considerados, dependendo do alvo da análise.

Métodos tradicionais já consolidados, como o método da covariância dos vórtices, utilizam janelas temporais com intervalos de tempo fixo, normalmente de 30 minutos nas estimativas dos fluxos. Esta determinação fixa por sua vez, pode incluir os transportes devido às baixas frequências, principalmente durante o período noturno, em condições estáveis. Isto pode gerar um erro associado à medida devido à menor amostragem e à não estacionariedade do sinal nestas escalas. Escalas temporais geralmente maiores que as escalas turbulentas e não grandes o suficiente para serem chamadas de baixa frequência (mesoescala), denominados de submeso (MAHRT, 2009; ACEVEDO et al., 2014), podem ser identificadas através da multiresolução já que esta varre todas as escalas temporais. Estudos sobre dosséis na Floresta Amazônica mostraram que a escolha da janela clássica de 30 minutos para o cálculo dos fluxos pode levar a uma incerteza devido à contribuição da parte não turbulenta, já que tanto em condições estáveis quanto instáveis a convergência se dá em escalas temporais menores que a considerada (CAMPOS, 2008).

Transportes devido a movimentos das maiores escalas temporais são frequentemente excluídos pelas escolhas típicas das médias temporais utilizadas para o cálculo das perturbações de variáveis micrometeorológicas (MAHRT, 2009; 2010). Os movimentos de submeso e mesoescala podem contribuir significativamente nos fluxos às grandes flutuações.

Deve-se, então, escolher a escala de tempo apropriada para cada finalidade buscada nas análises presentes em um determinado estudo. De maneira geral no presente estudo, se está interessado na contribuição de todas as escalas do fluxo. Entretanto, diferentemente de estudos anteriores, aqui se buscará salientar a contribuição de submeso e mesoescala. Isto ocorre devido à baixa intensidade turbulenta no período, que favorece que movimentos horizontais, geralmente governados por escalas maiores, se tornem predominantes.

## **3 METODOLOGIA**

### **3.1 Sítio experimental e instrumentação**

O experimento foi realizado no sítio conhecido como ZF2 (torre K34), localizado na Reserva Cuieiras, pertencente ao Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia (INPA). Lá uma torre de alumínio ( $2^{\circ} 36' 32''$  S,  $60^{\circ} 12' 33''$  O, 130 m de altitude) de 50 m de altura, está instalada em uma região de platô, dito como médio. A reserva fica a cerca de 60 km distante da cidade de Manaus em uma região de floresta tropical vasta, pouco modificada pelo homem, acessada por uma via de terra a partir da rodovia BR-174, que liga Manaus a Caracas (ARAÚJO et al., 2002).

O Projeto GOAmazon (Green Ocean Amazon) em conjunto com a Universidade Estadual da Amazônia (UEA), a Universidade Estadual da Pensilvânia (PENN STATE - EUA), o Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) e o LBA (Programa de Grande Escala da Biosfera e Atmosfera da Amazônia), entre outros, realiza diversos estudos científicos na região. O experimento realizado pelo projeto estendeu-se de abril de 2014 a janeiro de 2015 e visa melhor entender, entre outros aspectos, qual o comportamento da floresta como um todo e sua interação com a atmosfera através da investigação da turbulência, bem como descrever os fenômenos que ocorrem no seu interior utilizando dados de sua química e de variáveis turbulentas.

Um aparato foi instalado na torre contendo nove anemômetros sônicos (CSAT3, Campbell Scientific Inc.), para se obter medições em alta frequência das três componentes do vento ( $u$ ,  $v$ ,  $w$ ) e de temperatura virtual ( $T_v$ ). Disponibilizados dentro do dossel encontram-se seis níveis de medidas, dispostos a 7, 13,5, 18,4, 22,1, 24,5, 31,6 metros. Um anemômetro está instalado no nível de 34,9 m, nível esse considerado o nível da copa da floresta, uma vez que está possui altura aproximada de 35 m. Já acima da copa existem dois níveis de anemômetros sônicos em 40,4 e 48,2 m. Desta forma um perfil vertical de vento, por exemplo, pode ser obtido de forma detalhada, já que a disposição dos instrumentos na torre, mesmo não sendo igualmente espaçada, permite uma boa resolução espacial de amostragens. Um analisador de gás LI 7500 (Licor-Open Path) foi instalado juntamente ao nível de 48,2 m,

possibilitando estudos de fluxos de  $\text{CO}_2$  e vapor d'água no nível em mais alto. O conjunto de anemômetros da torres está vinculado a três dataloggers (CR3000, Campbell Scientific, U.S.A.) e para o armazenamento de dados são utilizados cartões de memória. Os três dataloggers estão dispostos em uma mesma altura da torre (para facilitar a coleta), de tal forma que os quatro primeiros sensores (CSAT3) estão instalados em um datalogger (slave1), os três anemômetros seguintes em outro (master) e os dois mais altos níveis em no terceiro datalogger (slave2).



Figura 3.1 – Torre do sítio Cuieiras – INPA, batizada de K34 (imagem da esquerda). Disposição de um dos sensores CSAT 3 instalados ao longo da torre (imagem à direita).

Uma segunda torre, batizada de “ground”, está localizada a cerca de 10 m da torre principal, entranhada em meio à floresta. Nesta estão instalados, entre outros sensores, um CSAT3 e um analisador de gás LI 7200 (Licor - Enclosed Path), ambos a 1,5 m de altura do solo. Estes estão conectados a um CR3000, amostrando  $\text{CO}_2$ ,  $\text{H}_2\text{O}$ , as três componentes do vento ( $u$ ,  $v$ ,  $w$ ) e  $T_v$  armazenando-os em um cartão de memória. Todos os dados destes dez níveis são adquiridos a 20 Hz, sendo que após a coleta, estes são imediatamente copiados e armazenados em um servidor de backup.

Medidas referentes à química da atmosfera foram realizadas tanto na torre K34 quanto através campanhas de aquisição de dados utilizando balão cativo para obter sondagens

capazes de fornecer perfis atmosféricos de temperatura, umidade relativa, ozônio e de aerossóis (este último distante aproximadamente 3 km da torre). Informações mais detalhadas sobre a descrição do aparato de química, assim como os aparatos radiativos e de solo são apresentados por Fuentes et al. (2015).

### **3.2 Conjunto de dados utilizados**

No presente trabalho foram utilizados apenas dados referentes ao período noturno, uma vez que as análises têm ênfase nos fenômenos que ocorrem especificamente em condições de grande estabilidade atmosférica.

Da gama de dados brutos disponíveis (abril/2014 – janeiro/2015) foram selecionadas 88 séries noturnas todas iniciando as 2100 HL (Hora local) e terminando as 0600 HL. Para chegarmos a tal seleção de séries diversos requisitos deveriam ser satisfeitos de forma que apenas dados consistentes permanecessem.

O primeiro empecilho que observamos foi o fato de, devido aos sensores estarem instalados em 4 diferentes sistemas de aquisição de dados, a ausência de qualquer um destes arquivos inviabilizaria a utilização da série em questão. Tal ausência pode ter sido causada por diferentes motivos, a mais comum certamente foi a falta de energia elétrica em qualquer um dos sistemas de aquisição de dados. Além disso, em muitos casos, pelo aparato contar com 10 níveis de sensores (neste caso o CSAT3) dispostos nos 4 sistemas de aquisição, mais de um nível de dados estava presente em um determinado arquivo de saída e quando ao menos um destes níveis deixava de fazer aferições por qualquer motivo, todas as séries eram descartadas.

A inconsistência das séries também se tornou um obstáculo para a seleção do total de noites a serem consideradas. Através da observação destas séries, no presente trabalho, resolvemos descartar os dados obtidos no nível de 1,5 m, já que foi neste que tivemos período de falhas de dados, somado ao fato de tal aparato estar distante da torre principal cerca de 10 m. A figura 3.2 mostra as séries temporais noturnas da componente vertical do vento, para os 10 níveis de medidas existentes no sítio. Nota-se que apesar das séries de 6 níveis, incluindo o mais baixo, estejam consistentes (magnitude compatível e centralizado no valor nulo), outros 4 níveis intermediários estão totalmente discrepantes.

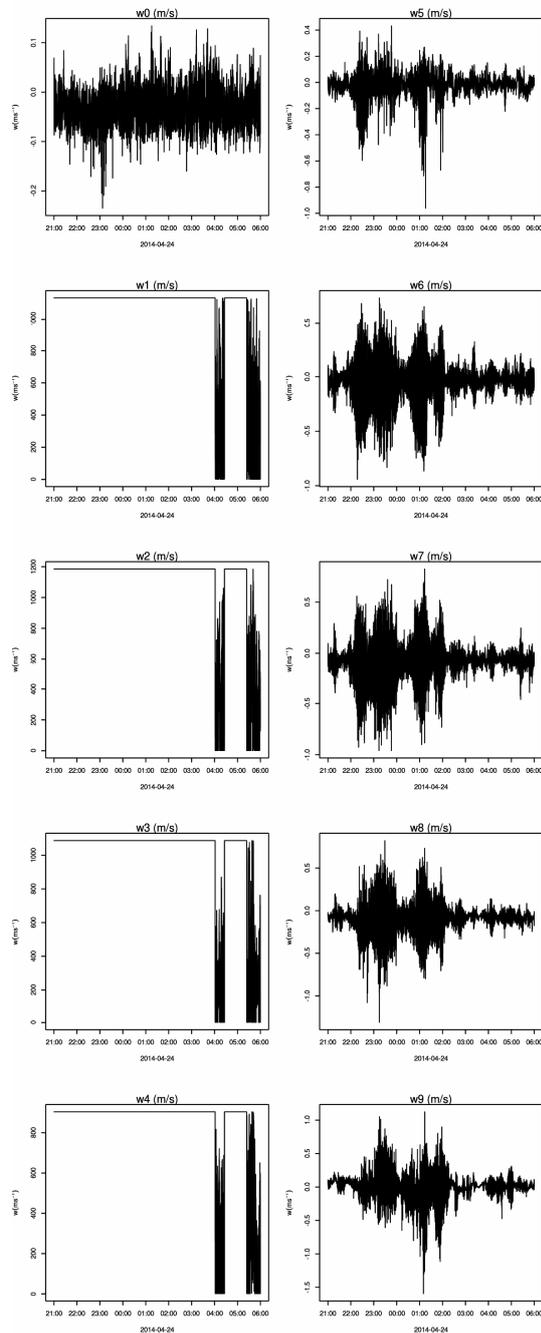


Figura 3.2 – Séries temporais noturnas da componente vertical do vento. Cada painel representa um dos 10 níveis de medidas presentes no sítio K34. As séries referem-se à noite de 24 de abril de 2014 onde 4 dos níveis apresentam clara inconsistência nos dados, motivo pelo qual tal noite não foi utilizado no presente estudo.

Casos, como o exemplificado pela figura 3.2, ocorreram em inúmeras noites disponíveis para estudo, alternando as posições e a quantidade de níveis inconsistentes. Dois dos níveis (1,5 m e 31,6 m) apresentaram períodos muito frequentes com dados

inconsistentes, de modo que a sua inclusão diminuiria consideravelmente o total de noites que utilizaríamos nas análises. Assim, a maior parte das análises seguintes é feita utilizando apenas os dados a partir dos oito níveis restantes. Outro motivo para tal imposição é que, dada a natureza intermitente da turbulência acima do dossel, o uso desses pequenos eventos em qualquer noite poderia favorecer um regime turbulento sobre os demais e prejudicar as estatísticas gerais.

Assim, uma vez selecionadas as séries a serem utilizadas, as diferentes metodologias adotadas trouxeram novas considerações que dependendo das considerações feitas nos levaram a desconsiderar algum outro nível adicional somente em tal análise. As metodologias específicas adotadas para obtermos os resultados expostos neste trabalho encontram-se descritas nos capítulos 4 e 5, em suas respectivas subseções.

## **4 ESCALAS TEMPORAIS DO ESCOAMENTO NOTURNO DENTRO E ACIMA DE UM DOSSEL NA AMAZÔNIA**

### **4.1 Introdução**

Compreender a estrutura do escoamento dentro e acima de dosséis de floresta é importante para quantificar corretamente as trocas totais de momentum, água e outros escalares entre estes e a atmosfera. Em especial, os movimentos no interior do dossel é altamente complexo, devido à influência direta de obstáculos, tais como folhas e troncos, que reduzem a intensidade da turbulência e a coexistência de diferentes regimes de estabilidade, em toda sua extensão vertical. Tais dificuldades aumentam durante o período noturno. Com a atividade turbulenta reduzida, a mistura turbulenta no interior da copa diminui drasticamente (BALDOCCHI e MEYERS, 1988a), de modo que os fluxos existentes tornam-se mais localizados temporal e espacialmente (THOMAS, 2011).

Entre as florestas do mundo, a Amazônia recebe atenção especial em estudos sobre a interação de dossel - atmosfera devido a sua enorme relevância climática. Alguns estudos iniciais da estrutura do escoamento dentro do dossel e de sua interação com a atmosfera acima da floresta foram realizados por Shuttleworth et al. (1985), Fitzjarrald et al. (1990), Fitzjarrald e Moore (1990) e Viswanadham et al. (1990). Usando 5 níveis de dados, a partir de 5 dias seguidos, Kruijt et al. (2000) apresentaram observações detalhadas dos perfis verticais de quantidades micrometeorológicas e suas dependências com a estabilidade atmosférica, dentro e acima do dossel em dois diferentes locais da Amazônia. Desde então, o foco dos estudos micrometeorológicos na região tem sido a estimativa de fluxos de escalares, principalmente CO<sub>2</sub>, entre a floresta e a atmosfera (MALHI et al., 1998; ARAÚJO et al., 2002; SALESKA et al., 2003; MILLER et al., 2004; OMETTO et al., 2005; entre outros), enquanto outros têm se centrado em aspectos específicos do escoamento dentro e acima do dossel, tais como o papel das estruturas coerentes (BOLZAN et al., 2002; RAMOS et al., 2004), ocorrência de ondas de gravidade (ZERI e SÁ, 2011), ou fluxos de drenagem (TOTA et al., 2008; TOTA et al., 2012).

Observações micrometeorológicas detalhadas são mais comuns em outros tipos de florestas. Estes estudos estabeleceram as características gerais dos perfis verticais de algumas variáveis tais como a média da velocidade do vento, temperatura e concentração de escalares, bem como as estatísticas de ordem superior das flutuações dessas variáveis (BALDOCCHI e MEYERS, 1988a; AMIRO, 1990; RAUPACH et al., 1996; VILLANI et al., 2003; SU et al., 2008; DUPONT e PATTON, 2012, entre outros). Além disso, estas observações têm, em muitos casos, sido realizadas durante experimentos de longa duração, de modo que a dependência destes perfis em estabilidade atmosférica é agora melhor compreendida. A variedade de tipos de florestas estudadas também permite uma boa descrição sobre os efeitos da morfologia do dossel nestes perfis.

A decomposição das variáveis atmosféricas dentro do dossel em suas escalas temporais permite compreender se a floresta afeta de forma diferente as estruturas do escoamento dentro do dossel que podem coexistir entre si e, por essa razão, a análise espectral tem sido uma ferramenta útil neste sentido. Baldocchi e Meyers (1988b) mostraram que o número de onda mais enérgico das componentes do vento, dentro de uma floresta foliada, pode ser uma ordem de magnitude maior do que acima dela. Observações na Amazônia mostram também que as escalas temporais e espaciais mais energéticas do fluxo são maiores dentro do dossel do que acima dele (FITZJARRALD e MOORE, 1990; KRUIJT et al., 2000). Um resultado similar foi obtido por Vickers e Thomas (2013) para uma floresta de pinheiros e por Dupont e Patton (2012) em uma floresta de pomar decídua, no período foliado e sem folhas. Neste último estudo, no entanto, a diferença entre as frequências mais energéticas acima e no interior do dossel só atingiu uma ordem de magnitude no caso estável e, durante o período foliado. Villani et al. (2003) encontrou uma ligeira mudança do pico cospectral em direção às menores frequências dentro da copa, mas também observou que o significado deste resultado é questionável.

Confirmando que a estabilidade afeta a escala dos fluxos verticais no dossel, Oliveira et al. (2013) constataram que as escalas temporais do máximo do espectro da velocidade vertical do vento, bem como as do fluxo de calor e fluxo de CO<sub>2</sub>, foram maiores dentro de uma floresta de Araucária do que acima dela, e que esse contraste é largamente reforçado com o aumento da estabilidade atmosférica. Por outro lado, estudos como os de Blanken et al. (1998), Constantin et al. (1999), Launiainen et al. (2007) e Vickers e Thomas (2014) não encontraram diferenças significativas entre as escalas temporais dos fluxos dominantes acima e dentro do dossel.

Baldocchi e Meyers (1988b) e Fitzjarrald e Moore (1990) sugeriram que a observação de movimentos com escalas mais longas dentro do dossel do que acima dele confirma a idéia proposta por Shaw e Seginer (1985) segundo a qual as folhas removem algumas das flutuações turbulentas, de uma forma que as escalas maiores, não filtradas, tornam-se dominantes. Esta idéia é apoiada pelo fato de que, nestes casos, dentro do dossel os espectros das componentes turbulentas do vento decaem com o número de onda mais rápido do que o proposto pela lei de Kolmogorov's para turbulência bem desenvolvida. Nessa linha de raciocínio, Villani et al. (2003) especulou que tal dependência da escala pode "... representar a sobrevivência de turbilhões em escalas maiores, principalmente com o aumento da penetração no dossel". Em geral, portanto, é uma forte evidência que apóia a idéia de que as flutuações mais longas não são amortecidas pelo dossel. Desta maneira surge a hipótese de que estas flutuações mais longas podem se propagar pelo dossel mais facilmente do que a turbulência.

Nos últimos anos, tem sido reconhecido que os fluxos noturnos na camada limite podem incluir uma contribuição significativa nos modos não turbulentos, que coexistem com a turbulência (MAHRT, 2009). Esses modos foram denominados "submeso" porque eles têm escalas espaciais e temporais maiores do que turbulência, mas menor do que aquilo que é normalmente referido como "mesoescala". A supressão da turbulência sob condições estáveis favorece um papel crescente do movimento de submeso nessas situações, de modo a que as contribuições não-turbulentas podem se tornar dominantes nas variáveis noturnas, tais como as variâncias das componentes do vento horizontal ou fluxos verticais de escalares em escalas de tempo de 10s ou menos (ACEVEDO et al., 2014). Ainda não é conhecido quanto estas flutuações não turbulentas que ocorrem acima da copa em condições estáveis afetam os fluxos no interior da floresta. Algumas evidências nesse sentido foram fornecidas por Thomas et al. (2011), que verificaram que o fluxo de submeso tem uma contribuição significativa ao observar a variabilidade da temperatura e dos ventos perto da superfície dentro de um dossel de pinus fechado (Douglas-fir) e por Andreae et al. (2015), que mostrou que os eventos de fluxo intenso de CO<sub>2</sub> dentro de um dossel na Amazônia são acionados quando a submeso favorece o aumento do cisalhamento do vento acima dele.

O objetivo do presente estudo é identificar como as escalas temporais do escoamento noturno dentro de um dossel na floresta Amazônica dependem de suas características acima da floresta, e como essa relação é afetada pela estabilidade atmosférica. É dada atenção especial ao comportamento contrastante entre flutuações turbulentas e não turbulentas do vento e como estas são afetadas de formas diferentes pela copa. Isso é feito usando um

conjunto de dados de 10 níveis de observações de turbulência durante 10 meses dentro e acima de um dossel na Amazônia (FUENTES et al., 2015).

## **4.2 Dados utilizados e metodologia**

### 4.2.1 Dados utilizados

O conjunto de dados utilizado no presente estudo foram coletados durante o projeto GOAmazon (FUENTES et al., 2015). Observações foram realizadas no Norte do Brasil, na Reserva Biológica de Cuieiras (2° 36' 32" S, 60° 2' 33" O), localizado 60 km ao norte da cidade de Manaus. O sítio é administrado pelo Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia (INPA), e tem sido usado para pesquisas micrometeorológicas e ecológicas há um bom período de tempo (MALHI et al., 1998; KRUIJT et al., 2000; ARAÚJO et al., 2002; TOTA et al., 2012, entre outros). O sítio é coberto por floresta tropical primária, com altura média das árvores de 35 m. As estimativas indicam que o índice de área foliar esteja compreendido no intervalo entre 5 e 7,3 m<sup>2</sup> m<sup>-2</sup> (McWILLIAM et al., 1993; MARQUES FILHO et al., 2005; TOTA et al., 2012) e o perfil de densidade de área foliar tem um máximo perto da superfície e no alto o máximo é em torno de 0,75 h, onde h é a altura do dossel (KRUIJT et al., 2000). O terreno é moderadamente complexo, e a torre está situada em um pequeno planalto, 60 m mais elevada que o mais baixo vale em torno dela. As principais características do local em matéria de tempo, clima, terreno, solo e vegetação foram detalhados por Araújo et al. (2002).

Os dados utilizados no presente estudo foram coletados em uma torre micrometeorológica de 50 m. Ao todo, nove anemômetros sônicos (CSAT3, Campbell Scientific, Inc.) foram nela instalados. Destes, seis foram posicionados no interior do dossel, nas alturas de 7, 13,5, 18,4, 22,1, 24,5 e 31,6 m a partir da superfície. Um foi instalado a 34,9 m, anemômetro este que é usado como referência para as condições na parte superior da copa. Acima do dossel, havia dois níveis de observações, em 40,4 e 48,2 m. Um anemômetro sônico adicional foi instalado a 1,5 m da superfície em uma segunda torre, localizada a cerca de 10 m da instalação principal. No entanto, como explicaremos mais tarde, as observações desta torre

secundária não serão consideradas na maior parte da presente análise. Todos os dados dos anemômetros sônicos foram amostrados a 20 Hz.

#### 4.2.2 Metodologia

Na presente análise, as estruturas do fluxo são simultaneamente comparadas aos diferentes níveis, portanto, apenas os dados que tinham boa qualidade em todos os níveis foram considerados. Dois dos níveis iniciais (1,5 m e 31,6 m) apresentaram períodos muito freqüentes com dados inconsistentes, de modo que a sua inclusão diminuiria severamente o total de noites disponíveis para a análise. Dessa forma, a maior parte das análises seguintes é feita utilizando apenas os dados a partir dos oito níveis restantes. Outra restrição imposta aos dados foi a de utilizar apenas noites com dados consistentes durante todo o período das 2100 as 0600 HL (Hora Local). A razão para tal imposição é que, dada a natureza intermitente da turbulência acima do dossel no local, o uso desses pequenos eventos em qualquer noite poderia favorecer um regime turbulento sobre os demais e prejudicar as estatísticas gerais. Ao longo de todo o experimento, um total de 88 noites satisfaz estas restrições e foram usadas para a maior parte das análises.

Duas diferentes janelas de tempo são usadas para a análise das séries turbulentas: 5 minutos e 54,6 minutos. Campos et al. (2009) mostraram que neste local a contribuição de turbulência para os fluxos de calor sensível, calor latente e o dióxido de carbono durante a noite, acima da copa, é restrita a escalas de tempo menores que 200 s, em média. Por esta razão, no presente estudo os momentos estatísticos das quantidades turbulentas são determinadas para períodos de 5 minutos, assim como procedido por Dupont e Patton (2012). Dessa forma, na maioria dos casos, as estatísticas a 5 min são dominadas somente por contribuições de processos turbulentos. Isto é importante porque a utilização de janelas de tempo maiores conduziria a momentos estatísticos afetados por contribuições relativas desconhecidas da turbulência e por processos não turbulentos, simultaneamente. Porém, para o presente estudo, é necessário determinar com precisão tais contribuições relativas. Assim, com esse propósito, a decomposição temporal das variáveis de fluxo, tais como as velocidades do vento e temperatura são determinadas utilizando o método em multiresolução (MALLAT, 1989; HOWELL e MAHRT, 1997), que foi aplicada a séries temporais de  $2^{16}$  pontos,

correspondendo a um período de 54,6 minutos ao longo do tempo. A vantagem desse método em relação a outras decomposições espectrais mais comumente utilizadas, tais como a transformada de Fourier é que este decompõe as séries em suas escalas temporais características, em vez de em ciclos temporais periódicos. Portanto, a escala temporal determinada pela multiresolução implica que a maioria dos processos físicos ocorre nesta escala, enquanto o resultado obtido pela transformada de Fourier, deve ser interpretado em termos de periodicidade de processos nesta escala de tempo. Considerando que os processos da camada limite noturna, em especial os fluxos no dossel raramente são periódicos, sendo assim o método de decomposição em multiresolução é o que melhor se adapta para ser aplicado neste estudo. Em particular, os eventos de baixa frequência são melhores representados por este método, e neste caso, uma única ocorrência é suficiente para que eles sejam identificados. A decomposição de escalas foi aplicada sequencialmente às séries noturnas a partir de 2100 HL sem intersecção de dados entre as séries subsequentes. Assim, um total de 9,0 decomposições ao longo de cada noite estava disponível, de modo que o período considerado para esta análise terminou em 0511 HL, totalizando então 792 séries decompostas para cada nível vertical.

As quantidades médias calculadas a cada 5 min incluem a velocidade média do vento ( $V$ ); desvio padrão das componentes do vento ( $\sigma_u$ ,  $\sigma_v$  e  $\sigma_w$ ); momento vertical ( $\overline{u'w'}$  e  $\overline{v'w'}$ ); fluxo de calor ( $F_H = \overline{w'\theta'}$ ) dado pela covariância simples entre as quantidades turbulentas correspondentes, e os momentos estatísticos de terceira e quarta ordem das flutuações das componentes do vento ( $u'^3$ ,  $v'^3$ ,  $w'^3$ ,  $u'^4$ ,  $v'^4$ ,  $w'^4$ ). A partir destes, algumas quantidades são determinadas, como o desvio padrão do vento horizontal, dado por  $\sigma_V = (\sigma_u^2 + \sigma_v^2)^{1/2}$ ; a escala da velocidade turbulenta, definida como  $V_{TKE} = [0,5(\sigma_u^2 + \sigma_v^2 + \sigma_w^2)]$ ; a velocidade de fricção  $u_* = (\overline{u'w'^2} + \overline{v'w'^2})^{1/4}$ ; a razão de aspecto da velocidade (VICKERS e THOMAS, 2013), dada por  $VAR = 2^{1/2} \sigma_w (\sigma_u^2 + \sigma_v^2)^{-1/2}$ ; os coeficientes de assimetria ( $Sk_i = \overline{u_i'^3} \sigma_i^{-3}$ ) e as curtoses ( $K_i = \overline{u_i'^4} \sigma_i^{-4}$ ) das componentes da velocidade do vento, onde  $i = u, v, w$ .

O método da multiresolução produz os espectros das três componentes dos ventos, representados por  $S_u(\tau)$ ,  $S_v(\tau)$  e  $S_w(\tau)$ , dos quais as grandezas  $S_V(\tau) = S_u(\tau) + S_v(\tau)$  e  $S_{TKE}(\tau) = 0.5[S_u(\tau) + S_v(\tau) + S_w(\tau)]$  são determinadas. Na seção 4.4.2, os espectros são

integrados para obtermos o desvio padrão das velocidades do vento sobre a janela de tempo de 54,6 min. Neste caso, iremos nos referir como  $\sigma_v^{1h}$  e  $\sigma_w^{1h}$ .

Dois grandezas adimensionais diferentes são consideradas para quantificar a estabilidade atmosférica. Estas são: um "número de Richardson do dossel" e um "número de Richardson acima do dossel", definidos, respectivamente,  $Ri_{can}$  e  $Ri_{top}$  como:

$$Ri_{can} \equiv \frac{g}{\theta} \Delta z \frac{\theta_{34.9} - \theta_{24.5}}{(V_{34.9} - V_{24.5})^2} \text{ e } Ri_{top} \equiv \frac{g}{\theta} \Delta z \frac{\theta_{48.2} - \theta_{34.9}}{(V_{48.2} - V_{34.9})^2},$$

sendo  $g$  a aceleração da gravidade,  $\theta$  a temperatura potencial,  $V$  a velocidade média do vento, os índices referem-se às alturas dos níveis, em metros, dos quais as observações são consideradas e  $\Delta z$  é a diferença de altura entre estes dois níveis. O "número de Richardson do dossel" já foi utilizado anteriormente por Bosveld et al. (1999), Mammarella et al. (2007) e Oliveira et al. (2013), com as definições geralmente similares as que citamos. A escolha de quantidades adimensionais que comparam gradientes de quantidades médias sobre outras, tais como o número de Richardson  $Ri$  ou o parâmetro estabilidade  $\zeta = zL^{-1}$  (onde  $L$  é o comprimento Obukhov) segue a prática recente em pesquisas micrometeorológicas (BURNS et al., 2010; SUN et al., 2012; MAHRT et al., 2013) e baseia-se no fato de que  $Ri$  e  $\zeta$  estão sujeitos a problemas de auto-correlação (HICKS, 1978; KLIPP e MAHRT, 2004), porque eles são definidos em termos de algumas das mesmas variáveis cuja dependência com a estabilidade está sendo investigada. Além disso, os fluxos turbulentos utilizados nas respectivas definições estão sujeitos a flutuações de baixa frequência, que muitas vezes se tornam altamente dependentes da escala temporal utilizada para sua avaliação.

### 4.3 Perfis médios

#### 4.3.1 Médias gerais

O perfil médio da velocidade do vento durante a noite (Figura 4.1a) é muito semelhante ao perfil médio observado, sob condições estáveis, no mesmo local, por Kruijt et al. (2000). Ele mostra um aumento quase que linear da velocidade do vento com a altura

acima da copa, o que sugere que a camada de perfil logarítmica do vento está localizada acima de 1,5 h. Dentro do dossel, a velocidade máxima do vento ocorre em 0,2 h, na altura de espaçamento entre os troncos. As velocidades mínimas do vento são observadas, em média, perto da superfície e nas alturas de maior densidade de área foliar (KRUIJT et al., 2000), entre 0,5 e 0,7 h. Os perfis médios tanto horizontal (Figura 4.1b) quanto vertical (Figura 4.1c), das componentes de TKE, também apresentam um máximo local na altura do espaço entre troncos, e um mínimo local ligeiramente abaixo das regiões de máximo índice de área foliar (LAI). Ambos os desvios padrões das velocidades horizontal e vertical apresentam um e pico na parte superior da copa, diminuindo sensivelmente acima dela. Os perfis verticais de VAR (Figura 4.1d) mostram relevante importância da componente vertical de TKE, onde este se aproxima de 0,9, sendo que o máximo encontrado nas alturas onde a densidade foliar também é máxima. Este fato dá suporte a Vickers e Thomas (2014) quando sugeriram que "... a copa inibe flutuações horizontais mais do que as verticais". Os fluxos de calor sensível são negativos acima do dossel e no dossel superior, alternando de sinal nos níveis inferiores (Figura 4.1e), um padrão também observado por Dupont e Patton (2012), quando o dossel de pomar por eles estudado continha folhas. Tal perfil implica que a temperatura potencial diminui com a altura a partir da superfície até 0,7 h, enquanto uma camada estável existe acima desta. Também determina grande convergência do fluxo de calor sensível em 0,7 h, o que produz aquecimento turbulento local nessa altura. A temperatura mínima nesta altura deve, portanto, ser mantida pela grande divergência do fluxo governado pela emissão de radiação de onda longa a partir das folhas, cuja densidade atinge seu máximo nessa altura.

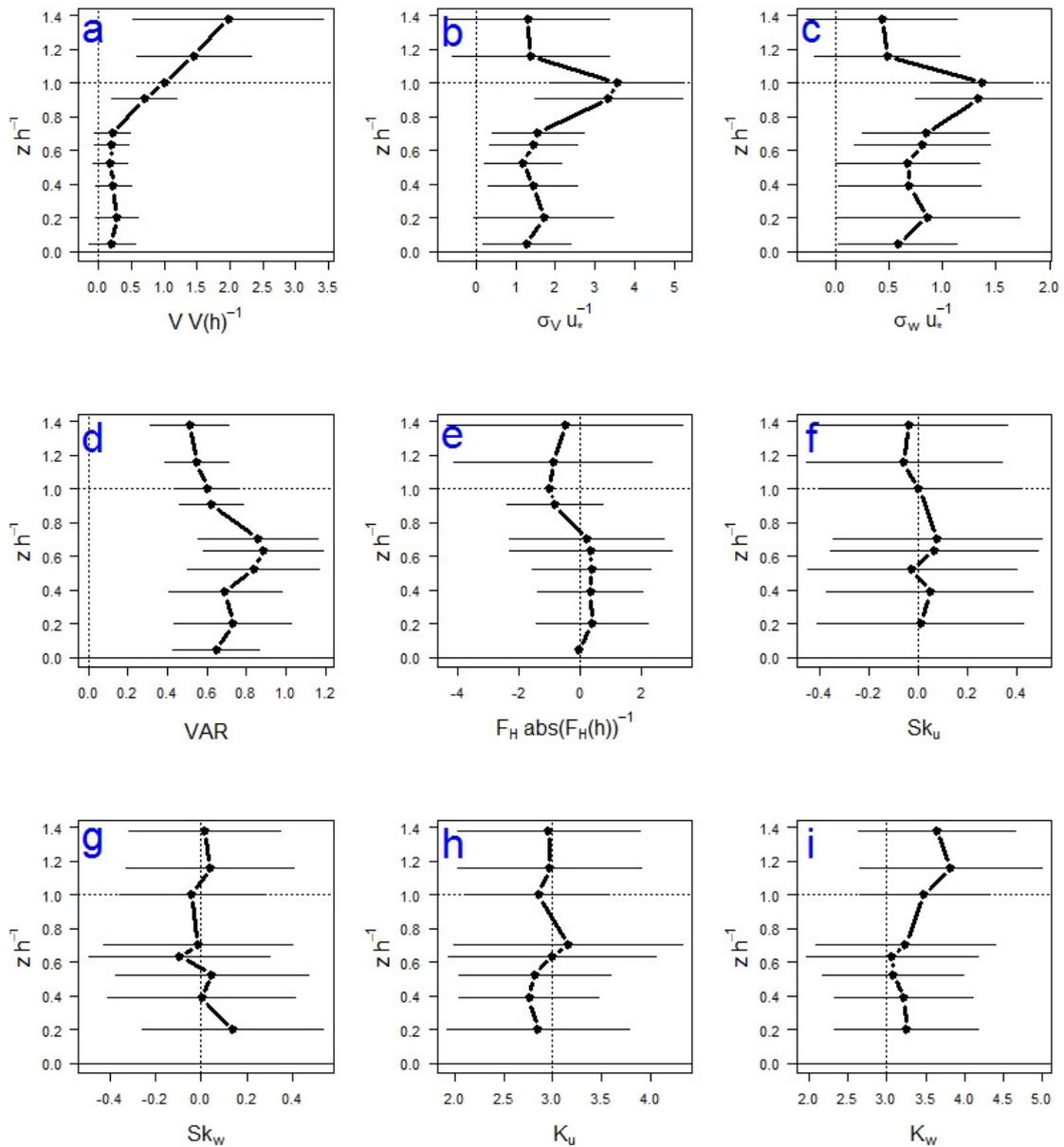


Figura 4.1 – Perfis verticais médios do vento médio normalizado pelo vento em  $h$  (painel a), das componentes horizontal e vertical de TKE normalizadas pela velocidade de fricção (painel b e painel c, respectivamente), da razão de aspecto da velocidade do vento (painel d), do fluxo de calor sensível normalizado pelo seu valor absoluto em  $h$  (painel e), da assimetria das componentes longitudinal e vertical do vento (painel f e painel g, respectivamente), da curtose de  $u$  (painel h) e da curtose de  $w$  (painel i).

Os perfis verticais das estatísticas de ordem superior são bastante semelhantes aos observados em condições estáveis por Dupont e Patton (2012), para casos com e sem as folhas, e têm muitas das características anteriormente observadas por Kruijt et al. (2000) neste mesmo local. Na parte superior da copa, observamos assimetria positiva da velocidade longitudinal do vento (Figura 4.1f), e assimetria negativa do componente vertical (Figura 4.1g), o que indica que os eventos mais intensos nesses níveis são marcados por uma espécie

de varrimentos com movimento descendente. Como encontrado por Kruijt et al. (2000), a componente  $u$  é, em média, não assimétrica no nível mais baixo do dossel, mas ao contrário do que eles descobriram,  $w$  possui assimetria positiva nesse nível, indicando que os eventos mais intensos no nível, caracterizam movimento ascendente. O mesmo foi encontrado por Dupont e Patton (2012) que, especulativamente, associaram ao fluxo de calor positivo nesses níveis, o que também foi observado no presente estudo. A curtose da componente  $u$  é menor que 3,0 na maioria das alturas, mostrando que, em média, a componente de velocidade longitudinal não tem caráter intermitente (Figura 4.1h). Ocorre o oposto para a componente  $w$ , cuja curtose excede 3,0 em todas as alturas, portanto, indicando intermitência do movimento vertical, observando-se que os maiores valores de  $K_w$  aconteceram acima do dossel (Figura 4.1i).

#### 4.3.2 Dependência com a estabilidade

Todas as quantidades mostradas na figura 4.1 apresentam grande variabilidade entre as séries analisadas, e as razões de tamanha variabilidade serão exploradas nesta subsecção. Na maioria das figuras, os valores reais das quantidades são comparados, sem qualquer normalização. A razão é que, em condições muito estáveis, as quantidades em todas as escalas tornam-se muito pequenas, causando valores normalizados muito maiores neste regime de estabilidade do que nos outros. Para permitir a comparação entre os valores muito pequenos observados em regime de muita estabilidade com outros, as linhas de contorno aumentam logaritmicamente em todas as figuras desta subsecção, a menos que seja apontado o contrário.

Na figura 4.2, os perfis verticais médios de  $V_{TKE}$  são classificados em termos de  $V_{TKE}$  no topo do dossel (Figura 4.2a), da velocidade média do vento no topo do dossel (Figura 4.2b), do número de Richardson dentro do dossel  $Ri_{can}$  (Figura 4.2c) e do número de Richardson no topo  $Ri_{top}$  (Figura 4.2d). Quando a camada no topo do dossel é suficientemente turbulenta, o mínimo vertical de  $V_{TKE}$  em 0,5 h desaparece. Em geral, quando  $V_{TKE}$  se aproxima de  $0,35 \text{ m s}^{-1}$  na parte superior do dossel, esse se torna quase que constante com a altura desde 0,2 h até 0,5 h (Figura 4.2a), uma possível consequência do aumento da difusão turbulenta em direção aos níveis mais baixos dentro do dossel. Tal homogeneização

vertical de  $V_{TKE}$  nos níveis mais baixos do dossel também fica evidente quando os dados são classificados em termos de  $Ri_{can}$  (Figura 4.2c), mas não tanto quando classificados por  $Ri_{top}$  (Figura 4.2d), indicando que a estabilidade no dossel superior se opõe à difusão descendente da turbulência. Na média, a supressão do mínimo de  $V_{TKE}$  a 0,5 h acontece quando  $Ri_{can}$  é menor do que 0,2. Como ventos fortes tendem a acontecer quando a turbulência é intensa e não em condições mais estáveis, a velocidade do vento no topo do dossel também é um bom classificador (Figura 4.2b).

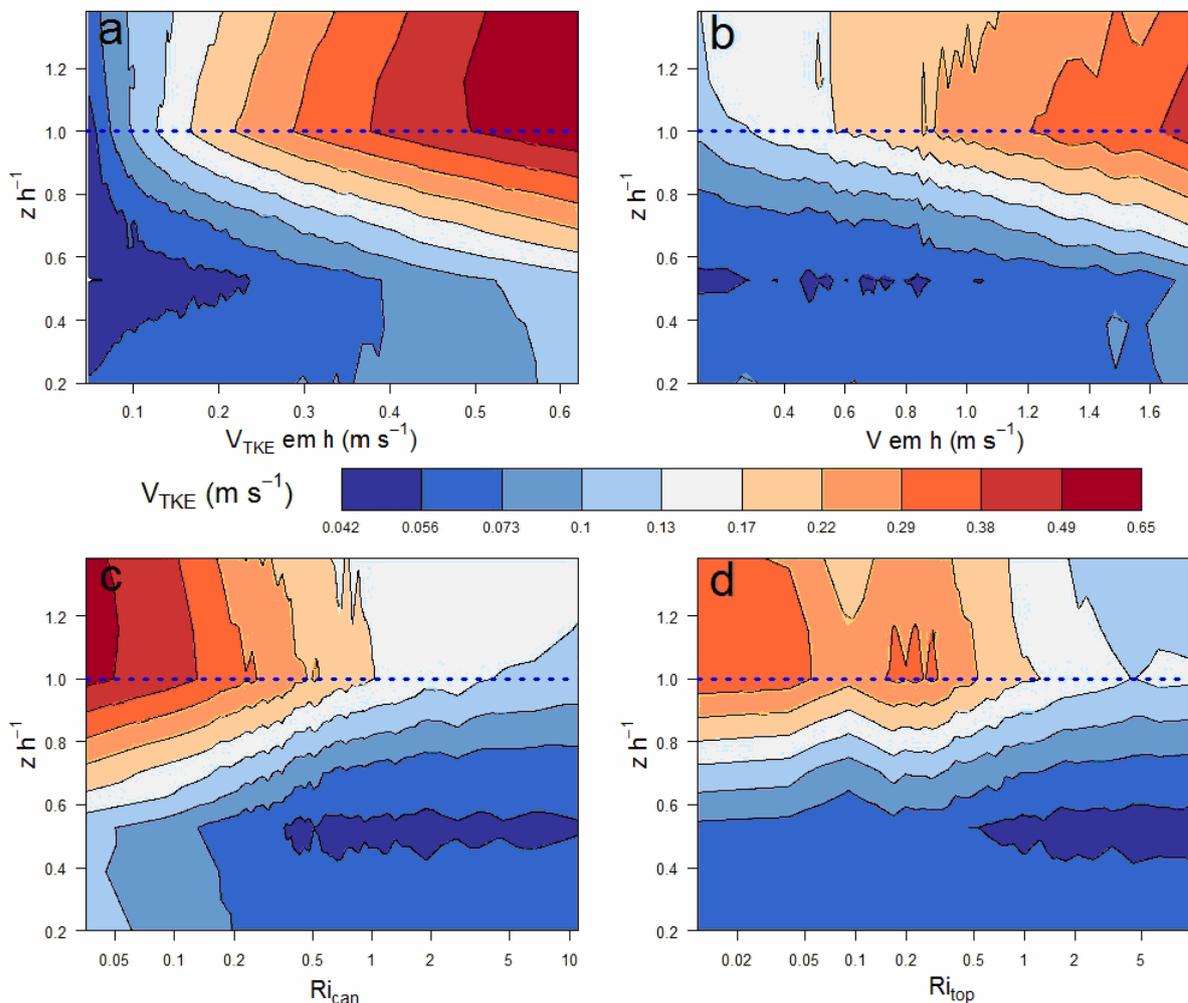


Figura 4.2 – Perfis verticais médios de  $V_{TKE}$  classificado por  $V_{TKE}$  na altura da copa (painel a), pelo vento médio em h (painel b), pelo número de Richardson do dossel (painel c) e pelo número de Richardson acima do dossel (painel d).

Estes resultados são diferentes dos obtidos para um dossel na Amazônica por Kruijt et al. (2000), que classificaram os dados (incluindo o período diurno) em 5 classes de estabilidade, desde muito estável até muito instável, encontrando um máximo local de  $\sigma_u$  em 0,25 h para todas as classes. De acordo com resultados atuais, Launiainen et al. (2007) encontraram, dentro de uma floresta de pinheiros, um máximo local para  $\sigma_u$  e  $\sigma_w$  a 0,1 h, quando era estável, que desapareceram em condições neutras. Resultados semelhantes foram obtidos para  $\sigma_u$ , mas não para  $\sigma_w$ , por Dupont e Patton (2012), dentro de um dossel de pomar. Dado que o perfil vertical de  $V_{TKE}$  mostra uma dependência sistemática muito clara com  $Ri_{can}$ , mas não  $Ri_{top}$ , o primeiro vai ser utilizado como o indicador de estabilidade para a maior parte das análises futuras.

O aumento da mistura em  $Ri_{can} < 0,2$  causa a redução dos gradientes verticais da velocidade do vento (Figura 4.3a) e  $\sigma_w$  (Figura 4.3b) no interior da copa, entre 0,2 h e 0,7 h. Dessas variáveis, apenas a velocidade do vento preserva um mínimo em torno de 0,5 h, mesmo no limite neutro. Por outro lado,  $\sigma_w$  varia pouco com a altura no interior da floresta, exceto no limite onde se torna muito estável e encaminhando-se para maiores valores de  $Ri_{can}$ . O perfil vertical de VAR (razão de aspecto) também é altamente dependente da estabilidade (Figura 4.3c). O seu máximo próximo de 0,7 h excede uma unidade, em condições quase neutras, indicando que, neste caso, as flutuações de velocidade vertical, são maiores do que as horizontais. Portanto, como sugerido por Vickers e Thomas (2014), tal máxima, implica que o dossel inibe flutuações de turbulência horizontais mais do que inibe flutuações verticais, mas tal inibição não é tão efetiva em condições muito estáveis. Entre 0,2 e 0,4 h, onde há um máximo local na turbulência e na velocidade do vento associada com o espaçamento dos troncos, VAR aumenta com a estabilidade principalmente por que  $\sigma_w$  também aumenta nessa situação. Portanto, próximo da superfície, os níveis de turbulência geralmente aumentam com a estabilidade quando  $Ri_{can} > 0,5$ , e este efeito é influenciado principalmente pelo aumento em  $\sigma_w$ . A altura onde  $F_H$  muda de sinal depende da estabilidade (Figura 4.3d). Em condições muito estáveis, a camada com fluxo de calor positivo, estende-se desde a superfície até 0,8, enquanto que na condição neutra que só atinge 0,6 h.

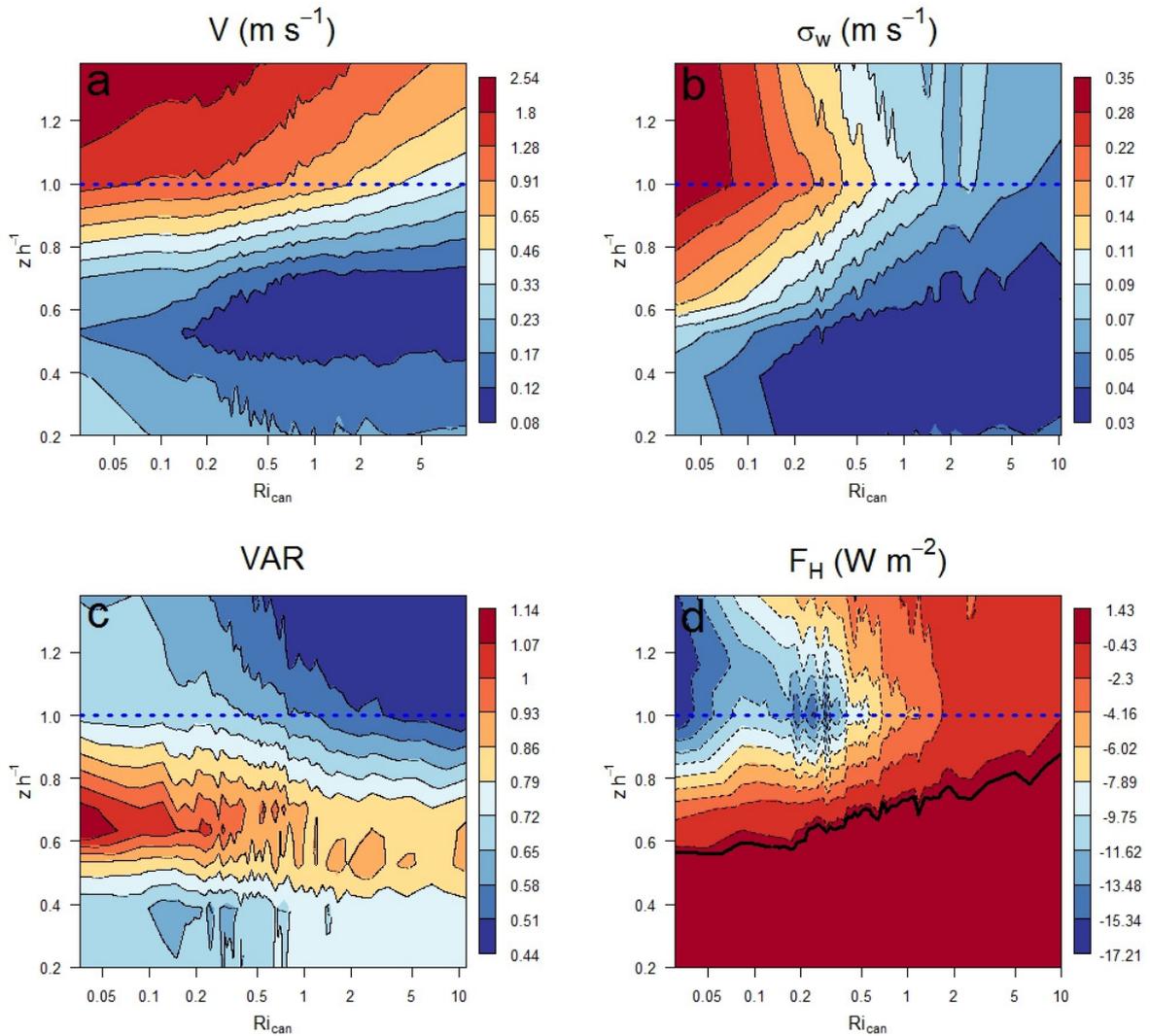


Figura 4.3 – Perfis verticais do vento médio (painel a), da intensidade da turbulência (painel b), da razão de aspecto (painel c) e do fluxo de calor sensível (painel d), todos classificados pelo número de Richardson do dossel ( $Ri_{can}$ ). Todos apresentados em escala logarítmica, exceto o painel (d) o qual é linear.

Os perfis verticais dos momentos estatísticos de ordem superior da turbulência também exibem significativa dependência com a estabilidade (Figura 4.4). O máximo positivo de  $Sk_u$  no dossel superior é reforçado com  $Ri_{can} < 0,2$ , tanto em termos de magnitude quanto de extensão vertical (Figura 4.4a). Enquanto que, em condições próximas das condições neutras  $Sk_u$  positiva se estende desde a superfície até 1,2 h, em condições muito estáveis ele fica restrito ao dossel inferior. Com  $Ri_{can} > 0,2$ ,  $Sk_u$  negativa ocorre próximo de 0,5 h, indicando que a estabilidade favorece a supressão das flutuações da velocidade horizontal, mais intensas, naquelas alturas. A dependência de  $Sk_w$  com a estabilidade é enfraquecida no dossel mais baixo (Figura 4.4b). Nos níveis mais elevados, no entanto, um máximo ocorre

acima do dossel em condições fracamente estáveis, enquanto que os valores negativos mais intensos ocorrem quando é muito estável. Um padrão oposto do observado na parte superior do dossel, entre  $0,6h$  e  $h$ , onde  $Sk_w$  é negativa para  $Ri_{can} < 0,5$ , e positivo quando temos mais estabilidade. A linha de contorno (linha amarela) do zero, para o fluxo de calor sensível (visto na Figura 3d), é também mostrada na Figura 4. O padrão típico de assimetria no dossel, com  $Sk_w$  negativo e  $Sk_u$  positivo, existe apenas acima desta linha, em níveis onde o fluxo de calor sensível é negativo. Na região onde o fluxo é positivo, localizada abaixo da linha do zero, existe pequena assimetria da componente longitudinal e  $Sk_w$  positiva, condizente com a ocorrência de convecção térmica. Estes padrões indicam que o nível de separação do fluxo positivo e negativo, separa as regiões onde a turbulência tem características de turbulência de dossel, daquelas onde as características são de convecção térmica. Para ambas as componentes, a curtose máxima ocorre em  $0,7h$ , com  $Ri_{can} < 0,2$ , mostrando que a turbulência mais intermitente ocorre naquela altura, mas apenas para as condições fracamente estáveis.

Acima do dossel, a turbulência mais intermitente é favorecida sob condições intermediárias de estabilidade, sendo o valor máximo de  $K_w$  evidenciado em  $0,2 < Ri_{can} < 1$  (com um máximo correspondente em  $K_u$ , embora menor em magnitude). Isto está de acordo com a teoria do limite estável, que indica turbulência contínua no limite neutro, e supressão total de turbulência no limite muito estável, com intermitência sendo favorecida entre eles (MAHRT, 1999; van de WIEL et al., 2002). Isto também mostra que a intermitência no alto da copa, pode ser acionada por ponto de inflexão (RAUPACH et al., 1996), que é um processo diferente do observado na intermitência que ocorre acima das árvores. A figura 4.4 mostra que os eventos turbulentos mais intensos, caracterizados por rajadas intensas de movimento para baixo estão restritos à parte superior da floresta e a estabilidade muito pequena. Estes eventos muito raramente atingem alturas inferiores a  $0,5h$ , qualquer que seja a estabilidade e também muito raramente ocorrem quando  $Ri_{can} > 0,5$ , em qualquer altura dentro do dossel.

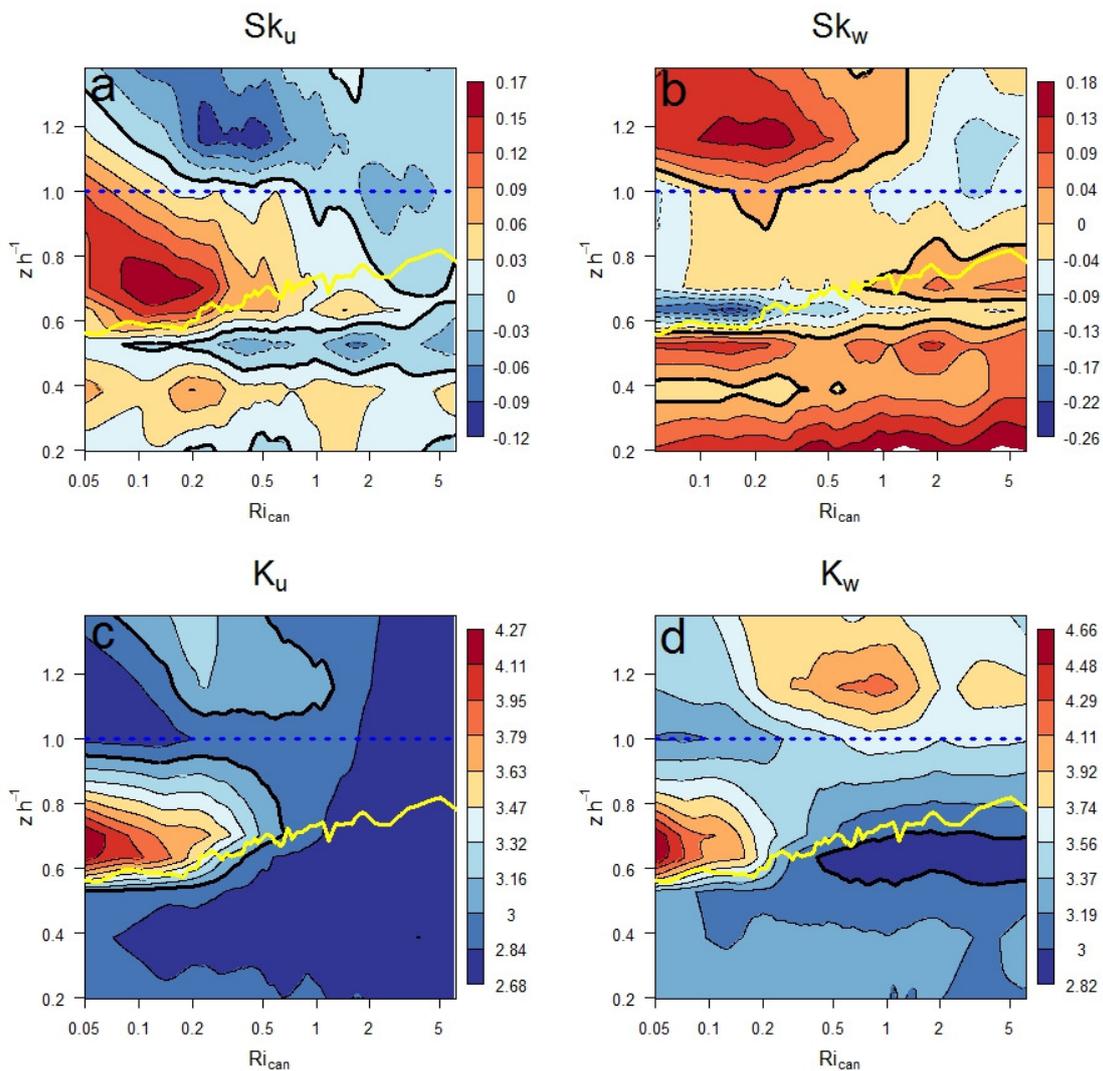


Figura 4.4 – Perfis verticais médios dos momentos estatísticos de ordem superior classificados por  $Ri_{can}$ . Os painéis a e b mostram os perfis verticais da assimetria de  $u$  e  $w$ , respectivamente. O perfil da curtose da componente longitudinal é apresentado no painel c enquanto o painel d ilustra o perfil da curtose da componente vertical. Todos em escala linear de magnitude.

## 4.4 Escalas Temporais

### 4.4.1 Médias gerais

Acima do dossel, o espectro médio da decomposição de multiresolução das componentes horizontais do vento apresenta uma lacuna cospectral bem definidas em escalas temporais em torno de 100 s (Figura 4.5). Esta lacuna separa as escalas menores do

movimento turbulento, cuja máxima ocorre em 20 s, dos processos de escalas maiores, os quais são tipicamente não turbulentos e predominantemente horizontais. O espectro horizontal bimodal existente acima da floresta afeta a parte superior da copa, tornando visíveis dois picos acima de 0,75 h. Abaixo desta altura, um único pico espectral existe entre 0,2 e 0,75 h, em escalas de tempo maiores, sempre maiores que 100 s. Isto se assemelha à escala do máximo não turbulento observado acima da copa, sugerindo que pode ser causado pela transferência direta de processos de baixa frequência de cima para baixo na floresta. Outra possibilidade é que, independentemente da sua escala de tempo longa, este máximo no dossel inferior consiste em flutuações turbulentas cujas escalas temporais mais curtas foram filtradas pelas folhas, de modo que apenas os vórtices turbulentos mais longos permanecessem. Nessas alturas o espectro horizontal aumenta acentuadamente entre as escalas de tempo de 5 e 100 s, o que sugere que o dossel suprime com eficácia as flutuações do vento horizontal em escalas de tempo menores, como observado por Kruijt et al (2000). Na altura 0,2 h, um pico secundário é visível em escalas de tempo pequenas, em torno de 1 s. Este máximo de alta frequência foi observado anteriormente (KRUIJT et al., 2000) e atribuído à produção turbulência pelo movimento das folhas (CAVA e KATUL, 2008).

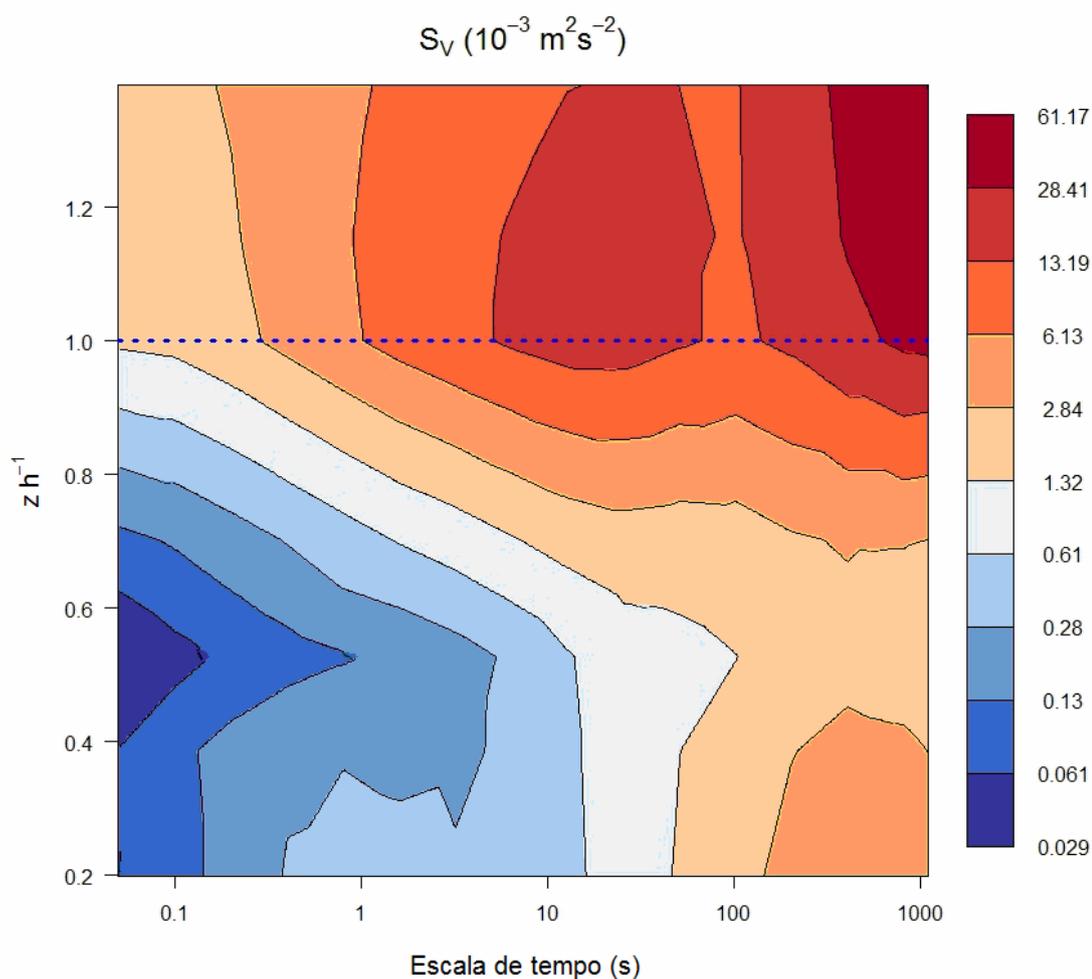


Figura 4.5 – Espectro médio da decomposição de multiresolução das componentes horizontais do vento em função da altura e da escala temporal, de acordo com a escala mostrada ao lado (logarítmica).

O pico no espectro médio da velocidade vertical do vento acima do dossel está localizado nas escalas de tempo entre 5 e 10 s (Figura 4.6), sem apresentar uma lacuna cospectral, confirmando o caráter horizontal, do máximo, em escalas maiores observadas na figura 4.5. Dentro do dossel, as escalas de tempo do pico do espectro da velocidade vertical do vento aumentam progressivamente à medida que se move em direção à superfície, atingindo 100 s em 0,2 h. Um pico espectral muito forte existe entre 0,4 e 0,6 h, assim como foi observado para as componentes horizontais. Ao longo das escalas de tempo consideradas aqui, aproximadamente 1000 s, existe uma redução significativa das oscilações verticais em todos os níveis, conforme as escalas aumentam, contrastando com o que foi observado para as componentes horizontais na figura 4.5.

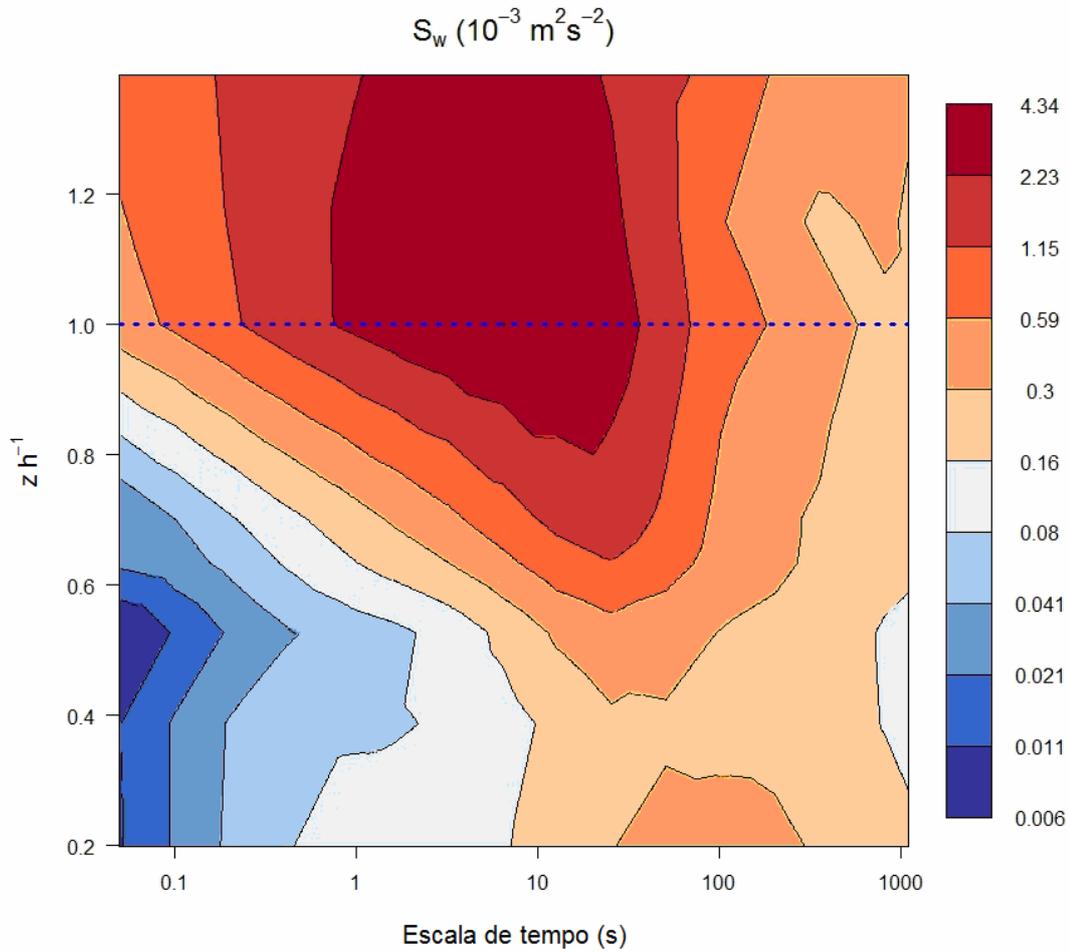


Figura 4.6 – O mesmo que a figura 4.5, porém para a componente vertical do vento. Também em escala logarítmica de intensidade.

O fluxo de calor sensível ocorre de forma ascendente no interior do dossel, também nas escalas tempo mais longas com pico entre 100 e 300 s (Figura 4.7), embora o máximo da componente turbulenta horizontal, que ocorre em escalas de tempo longas dentro do dossel (Figura 4.5), possa ser atribuído a movimentos descendentes não turbulentos observados nesta escala acima do dossel. Tal mecanismo não explica a ausência de energia na componente vertical nas escalas temporais maiores acima do dossel (Figura 4.6). É possível, portanto, que a energia horizontal nestas escalas inicie flutuações verticais de velocidade através de redistribuição de pressão, o que, por sua vez, torna o fluxo de calor ascendente (Figura 4.7). Assim, este fluxo contribui ainda mais na produção de flutuações verticais, criando um mecanismo de manutenção do fluxo positivo. Nesta hipótese, o processo nas escalas de tempo maiores é iniciado pela propagação descendente de modos não turbulentos desde acima da

copa, mas é melhorado e mantido pelo movimento convectivo organizado que ocorre na camada com instabilidade existente nos níveis inferiores do dossel. Este mecanismo explica por que, em alguns estudos anteriores, a escala temporal do fluxo turbulento varia tanto entre o topo do dossel e o seu interior, enquanto que em outros, esta diferença é bastante reduzida. Como um exemplo, Dupont e Patton (2012) constataram que o pico espectral da velocidade vertical acima da copa foi uma ordem de grandeza maior que o pico próximo à superfície, durante o período de foliado, quando a alta densidade da copa causa fluxo de calor positivo nos níveis mais baixos. Contrariamente, na ausência de folhas, o fluxo de calor ascendente esteve ausente nos níveis inferiores e as escalas temporais dos picos espectrais foram muito semelhantes em todos os níveis verticais. Oliveira et al. (2013) observaram um aumento de uma ordem de grandeza nas escalas temporais de fluxos de CO<sub>2</sub> e de calor latente, no interior de um dossel, em relação às escalas observadas acima deste, em um local onde o fluxo de calor próximo à superfície também foi positivo. Estes resultados demonstram que os fluxos de escalares também podem ser afetados por estes processos.

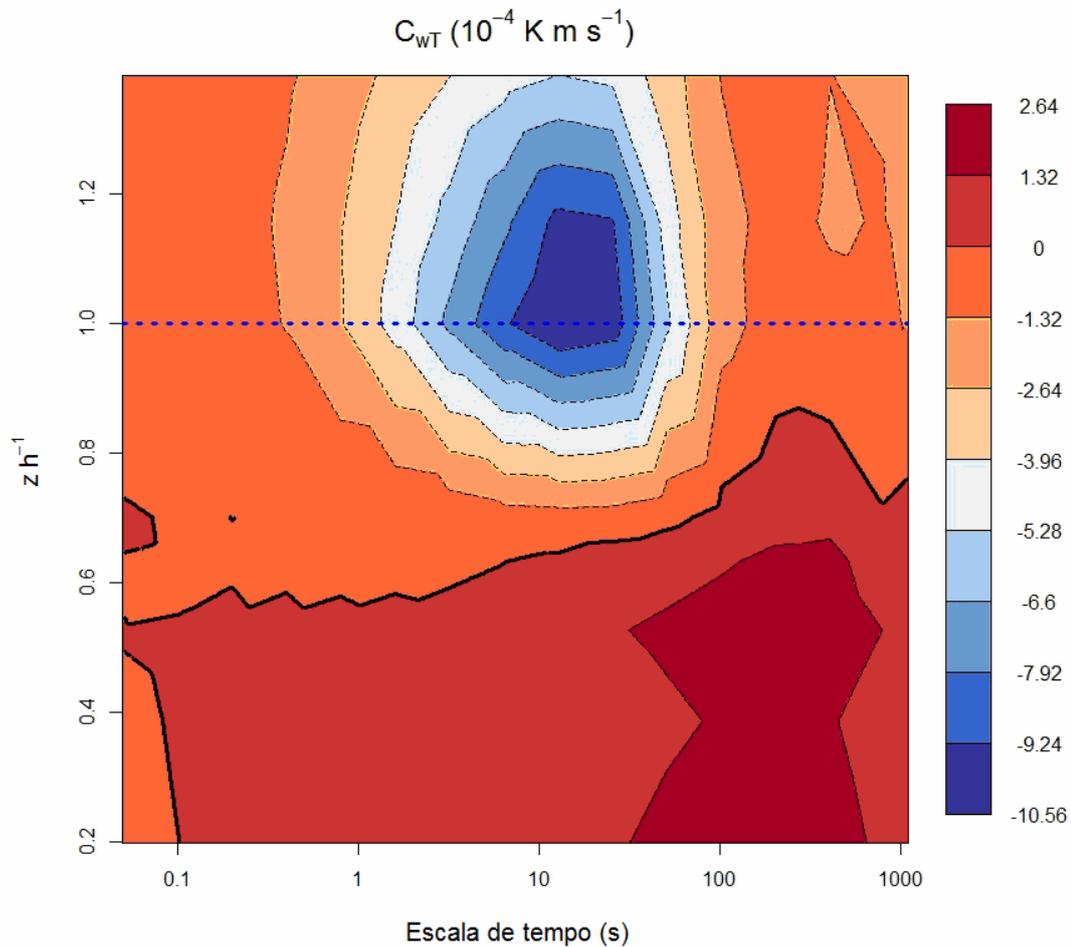


Figura 4.7 – Espectro médio de multiresolução do fluxo de calor sensível em função da escala de tempo e da altura. A escala de intensidade é linear.

#### 4.4.2 Dependência com a estabilidade

Para abordar como as escalas do fluxo dependem da estabilidade, os espectros de *TKE* foram classificados em termos de  $Ri_{can}$ , em 4 classes, cada uma contendo um número igual de casos (Figura 4.8). As diferenças mais significativas são observadas acima da copa, onde é evidente que a estabilidade tem uma forte influência sobre a magnitude do pico relacionado com a turbulência (em escalas de tempo entre 10 e 30 s). Na verdade, apenas em duas classes menos estáveis (Figuras 4.8a e 4.8b) há um pico turbulento distinguível no espectro médio. Por outro lado, o pico de baixa frequência em escalas de tempo mais longas analisadas é quase independente da estabilidade, tendo escala e magnitude semelhantes para

todas as classes de estabilidade consideradas. As flutuações turbulentas observadas acima do dossel nas duas classes menos estáveis (Figura 4.8a e Figura 4.8b) penetram dossel adentro desde a parte superior até 0,6 h, onde o máximo associada ao pico acima do dossel ainda é visível. Próximo da superfície, a estabilidade afeta mais a distribuição espectral das flutuações de velocidade do que sua magnitude. Nota-se que na classe menos estável (Figura 4.8a) existe um máximo que ocorre nas escalas de tempo maiores que 10 s, enquanto que na classe mais estável (Figura 4.8d) a magnitude do máximo é semelhante, mas só existe em escalas de tempo maiores que 50 s.

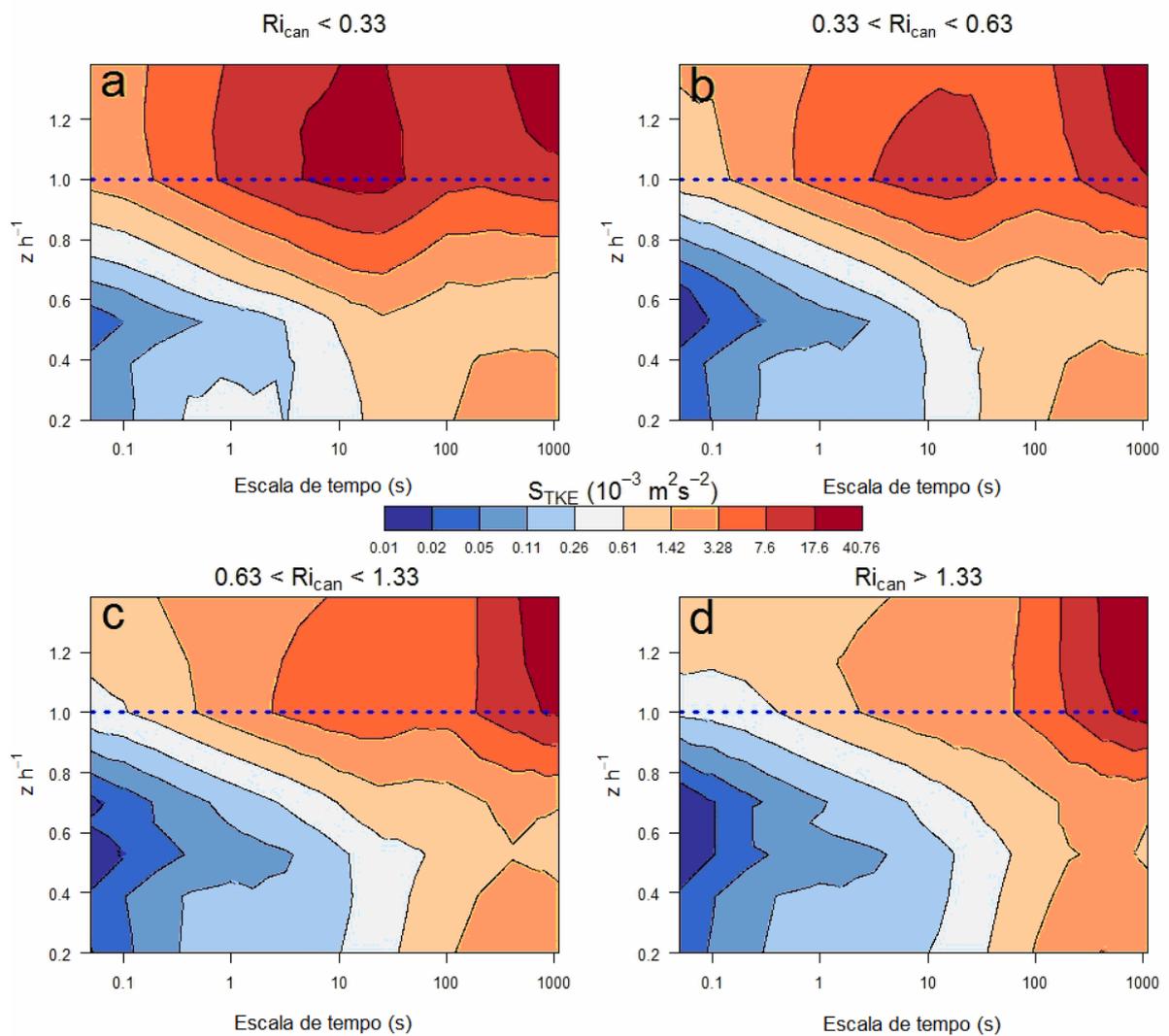


Figura 4.8 – Perfis verticais do espectro de  $TKE$  classificados pela estabilidade atmosférica, desde a classe menos estável (painel a) até a classe mais estável considerada (painel d). A escala de cores é logarítmica de acordo com as magnitudes apresentadas no painel central.

Para entender os processos que controlam a intensidade da turbulência no interior do dossel, e quantificar quanto a turbulência e as variações de baixa frequência que ocorrem acima da copa são transferidas para os níveis mais baixos, os desvios padrões das velocidades horizontal e vertical do vento são comparados com quatro diferentes variáveis:  $Ri_{can}$ , para tratar o papel da estabilidade na copa (Figuras 4.9a e 4.10a); velocidade média do vento no topo do dossel (Figuras 4.9b e 4.10b); energia cinética turbulenta na parte superior da copa, dado pela integral dos espectros de  $V_{TKE}$  nas escalas de 0,05 até 25,6 s (Figuras 4.9c e 4.10c) e energia cinética de baixa frequência na parte superior da copa, dada pelo espectro de  $V_{TKE}$  integrado entre escalas de tempo de 409,6 para 1638,4 s (Figuras 4.9d e 4.10d). É importante notar que, nesta análise, as variações da velocidade horizontal e vertical são determinadas a partir da integração do seu respectivo espectro de multiresolução sobre todas as escalas de tempo, de modo que eles incluem flutuações contempladas pela janela temporal utilizada para a decomposição (54,6 min) e, por esta razão, serão referidas como  $\sigma_v^{1h}$  e  $\sigma_w^{1h}$ , respectivamente.

A turbulência horizontal, dada por  $\sigma_v^{1h}$  (Figura 4.9) é altamente dependente da estabilidade, da velocidade do vento e de TKE nos níveis mais elevados da floresta. Isto é demonstrado pelo fato de, em 0,7 h,  $\sigma_v^{1h}$  médio é 50% maior com  $Ri_{can} < 0,2$  do que para  $Ri_{can} > 0,5$  (Figura 4.9a). Distinções semelhantes são observados entre as condições com vento e com menos vento (Figura 4.9b) e entre as condições mais e menos turbulentas (Figura 4.9c). Na mesma altura, as oscilações horizontais são muito menos dependentes da energia cinética de baixa frequência (Figura 4.9d). Tal padrão muda consideravelmente quando nos movemos em direção a superfície, de modo que em 0,2 h a média de  $\sigma_v^{1h}$  não possui uma diferença significativa quando  $Ri_{can} < 0,2$  do que quando  $Ri_{can} > 0,5$ . É interessante notar, entretanto, que nas alturas inferiores  $\sigma_v^{1h}$  é mínimo numa faixa intermediária de estabilidade (Figura 4.9a). O fator que mais consistentemente controla  $\sigma_v^{1h}$  próximo à superfície é a energia cinética de baixa frequência (Figura 4.9d). Em 0,2 h,  $\sigma_v^{1h}$  é 33% maior quando a energia cinética de baixa frequência em h é maior do que  $0,07 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$  do que quando a mesma é inferior a  $0,03 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ . Estes resultados sugerem que a baixa frequência, o movimento de submeso acima do dossel, provoca uma fração importante das flutuações da velocidade horizontal nos níveis mais baixos da floresta. Também mostra que o aumento de  $\sigma_v^{1h}$  com a

estabilidade nos níveis mais baixos é causado por um aumento relevante das flutuações de baixa frequência acima da copa, em condições muito estáveis. A presente análise não é capaz de identificar o mecanismo físico através do qual o movimento de baixa frequência acima do dossel afeta as flutuações de velocidade horizontal no dossel inferior. Uma relação semelhante foi identificada por Thomas (2011), analisando a coerência horizontal das flutuações do vento e da temperatura através de uma rede de estações sob dosséis e, nesse caso, o autor sugeriu que micro-frentes são um possível mecanismo de baixa frequência que causam as flutuações do vento próximo a superfície.

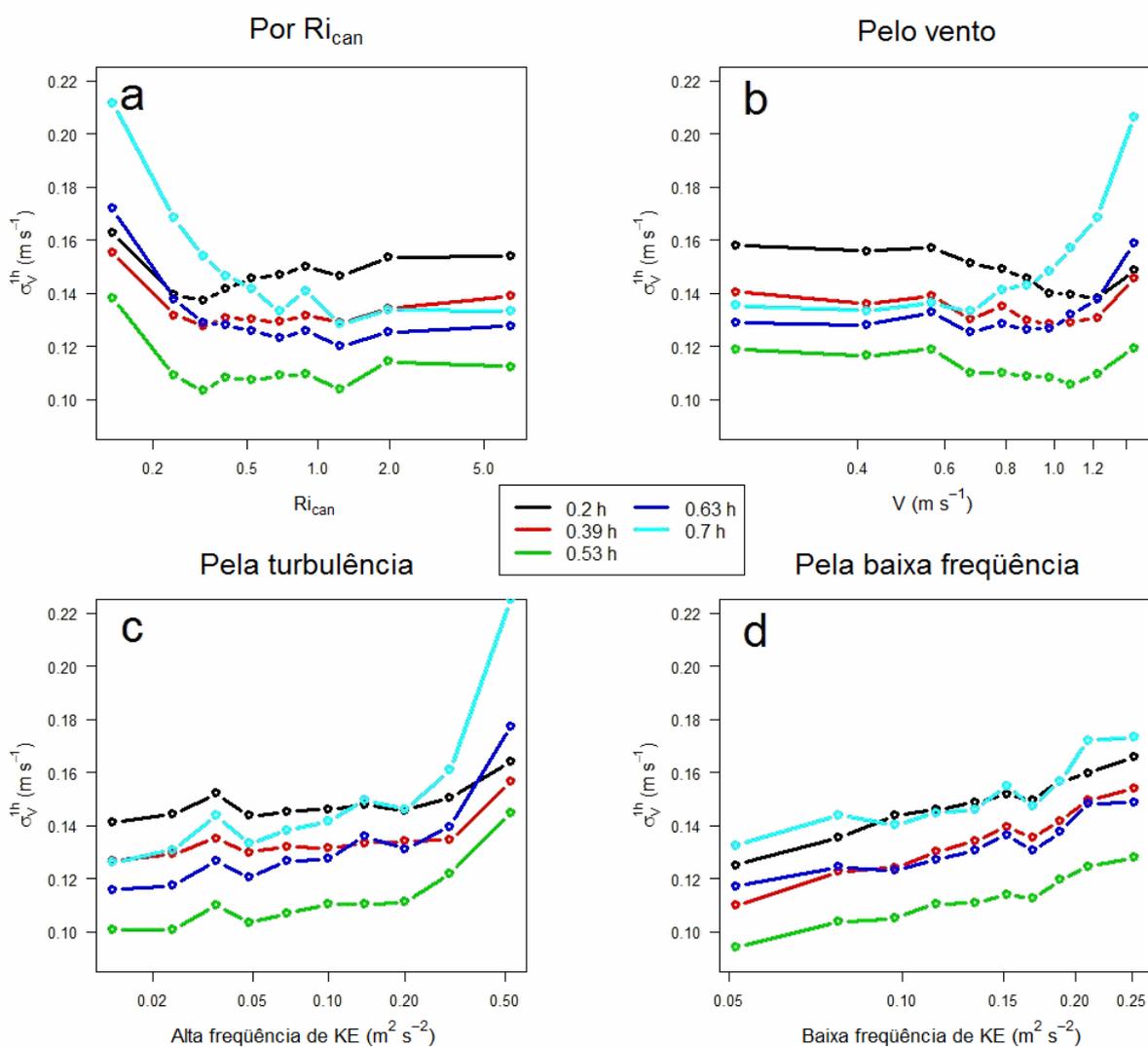


Figura 4.9 – Espectros de multiresolução da turbulência horizontal integrados para 5 níveis dentro do dossel (linhas coloridas – painel central), classificados pelo número de Richardson do dossel (painel a), pelo vento médio (painel b), pela turbulência no topo do dossel nas escalas de 0.05 a 25.6 s (painel c) e pela energia cinética nas escalas de 409.6 a 1,638.4 s (painel d).

A turbulência vertical é mais dependente da estabilidade na copa superior do que as componentes horizontais. Isso é ilustrado pelo fato de, em 0,7 h,  $\sigma_w^{1h}$  médio mais que duplicar entre  $Ri_{can} < 0,2$  e  $Ri_{can} > 0,5$  (Figura 4.10a). Em níveis baixos, essa dependência é largamente reduzida, de modo que em 0,2 h,  $\sigma_w^{1h}$  mostra quase nenhuma diferença entre estas duas classes de  $Ri_{can}$ , embora apresente um valor mínimo (assim como acontece com  $\sigma_v^{1h}$ , Figura 4.9a) em faixas de estabilidade intermediária. Diferentemente das componentes horizontais da turbulência,  $\sigma_w^{1h}$  é independente da energia cinética de baixa frequência em todas as alturas (Figura 4.10d), mostrando que o movimento de submeso acima do dossel afeta a turbulência horizontal no dossel inferior, mas não a sua componente vertical.

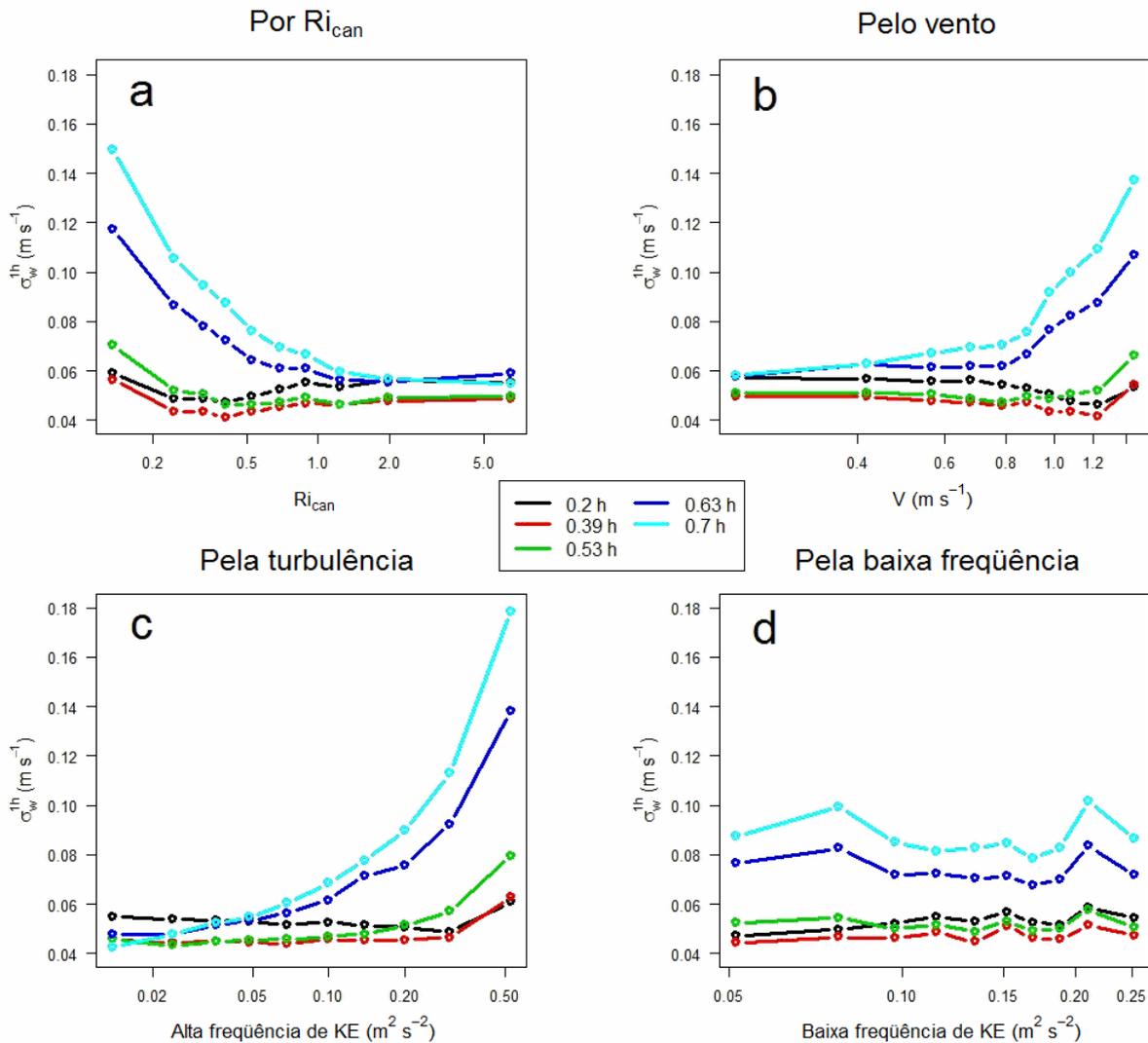


Figura 4.10 – O mesmo que a figura 4.9, mas para a turbulência vertical.

O espectro médio das flutuações da velocidade horizontal e vertical em 0,2 e 0,4 (dois níveis mais baixos) são apresentados na figura 4.11 para três classes de estabilidade (utilizando  $Ri_{can}$ ) e em função da energia cinética de baixa frequência no dossel superior. Nota-se que  $Ri_{can}$  afeta tanto a turbulência horizontal (Figura 4.11a) quanto a turbulência vertical (Figura 4.11c) em todas as escalas temporais, exceto as muito longas. O maior incremento de turbulência em condições menos estáveis acontece nas escalas temporais menores que 100 s, enquanto que em condições mais estáveis, há um aumento em ambos os espectros (componentes horizontal e vertical) em escalas temporais maiores que 100 s. Por outro lado, os efeitos da energia de baixa frequência são mais importantes em escalas de tempo maiores que 50 s (Figura 4.11b e 4.11d), demonstrando que as flutuações de baixa

freqüência são transferidas de níveis acima da copa para níveis mais baixos, próximos a superfície.

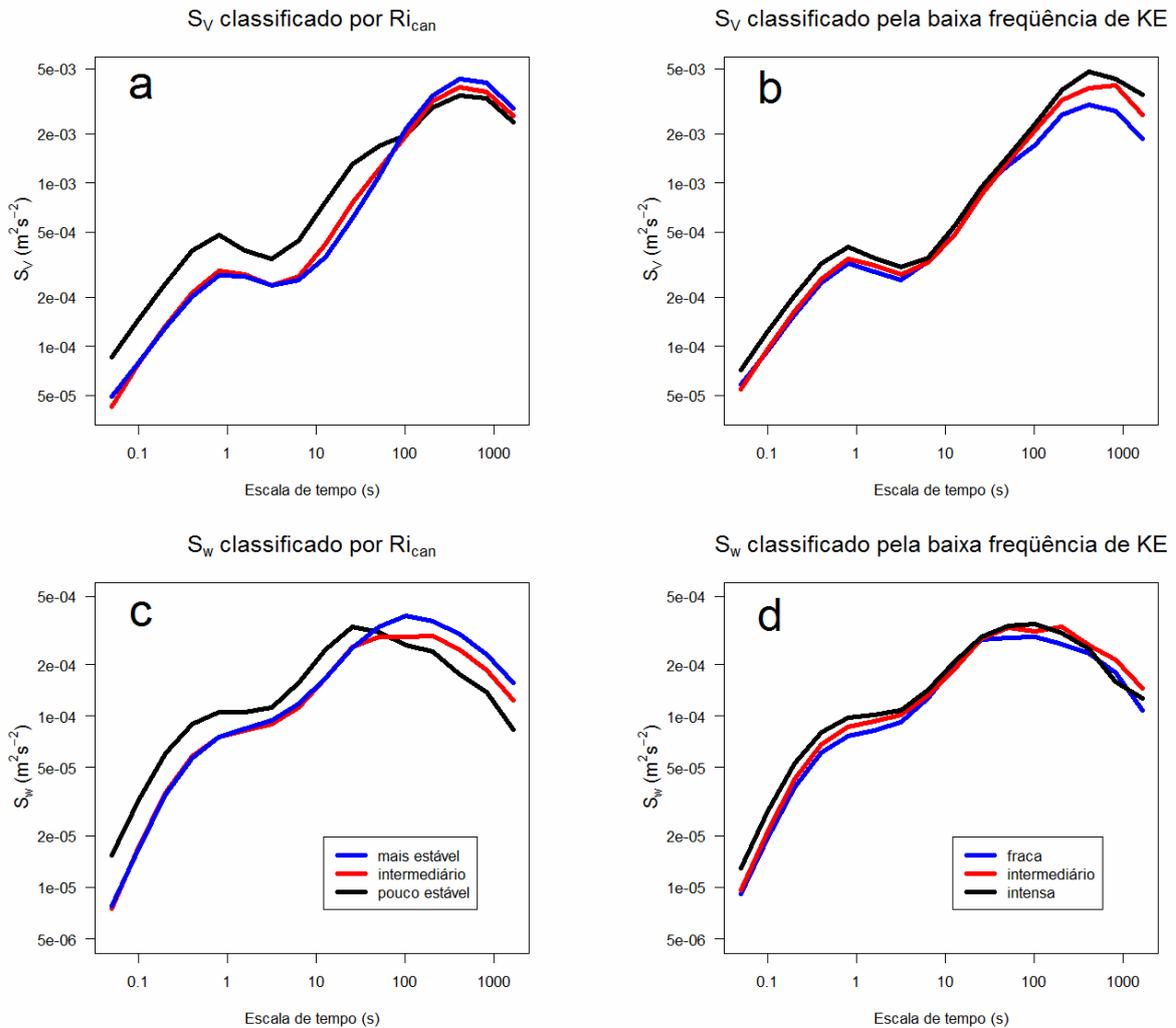


Figura 4.11 – Espectros médios das flutuações da velocidade horizontal (painéis superiores) e vertical (painéis inferiores) do vento em 0,2 e 0,39 h, classificados pela estabilidade (painéis da esquerda) e pela energia cinética de baixa freqüência no dossel (painéis da direita). As classes de estabilidade e a intensidade da energia cinética de baixa freqüência classificadora estão descritas nas legendas internas (linhas coloridas).

#### 4.5 Estudo de caso

Para mostrar como as características médias descritas nas seções anteriores evoluem no tempo, dados de turbulência de três noites com características distintas são analisados em detalhe. A primeira noite (25 de Julho de 2014) teve a atividade turbulenta mais fraca

(observando o  $V_{TKE}$  médio para todo o período) dentre todas as noites consideradas, enquanto a segunda (27 de Novembro de 2014) foi a mais turbulenta de todas. A terceira noite (4 de Setembro de 2014), com a turbulência intermitente, é escolhida para mostrar especificamente como as diferentes escalas temporais do fluxo turbulento, acima do dossel, afetam distintamente a atividade dentro dele. Os valores máximos, mínimos e médios de  $Ri_{can}$ , velocidade do vento e  $V_{TKE}$ , no topo do dossel, são apresentados na Tabela 1 para cada noite de estudo.

Tabela 1 - Valores médios de  $Ri_{can}$ , velocidade média do vento e escala de velocidade turbulenta em 34,9 m para cada noite indicada.

Noite	$Ri_{can}$			V em 34.9 m ( $m s^{-1}$ )			$V_{TKE}$ em 34.9 m ( $m s^{-1}$ )		
	Min.	Max.	Médio	Min.	Max.	Médio	Min.	Max.	Médio
25 de julho	0.031	9,761	152.9	0.036	1.28	0.56	0.069	0.33	0.18
4 de setembro	0.16	25.8	1.45	0.34	1.95	1.07	0.097	0.57	0.32
27 de novembro	0.011	0.24	0.070	0.57	1.90	1.20	0.34	1.19	0.69

#### 4.5.1 Noites calma e turbulenta

Acima do dossel, há um grande contraste entre a noite com turbulência fraca, 25 de Julho, (Figura 4.12a) e a noite fortemente turbulenta, 27 de Novembro, (Figura 4.12b). Na parte superior do dossel, a média de  $\sigma_v$  é  $0,12 m s^{-1}$  em 25 de julho, enquanto que em 27 de Novembro,  $\sigma_v$  foi quatro vezes maior, chegando a  $0,49 m s^{-1}$  (Figura 4.12c).

O contraste é ainda maior para  $\sigma_w$  na mesma altura, caracterizando um aumento de 5,5 vezes, de  $0,065 m s^{-1}$  para  $0,36 m s^{-1}$ , entre as duas noites (Figura 4.12d). Por outro lado, para o dossel inferior a atividade turbulenta média é muito semelhante entre as duas noites. Em 0,2 h,  $\sigma_v$  aumentou de  $0,065 m s^{-1}$  (25 de Julho) para  $0,092 m s^{-1}$  (27 de Novembro), enquanto  $\sigma_w$  variou de  $0,055 m s^{-1}$  para  $0,062 m s^{-1}$  da noite calma para noite turbulenta (Figura 4.12c e 4.12d, respectivamente). Os perfis verticais destas duas variáveis mostram que a diferença na atividade turbulenta acima da floresta tem um efeito muito mais intenso na turbulência da metade superior do dossel do que em níveis mais baixos do mesmo.

Apesar das flutuações das componentes horizontais da velocidade do vento serem muito maiores na noite de 27 de novembro comparadas com 25 de julho, é interessante notar que, acima da copa, ambas as componentes apresentam uma direção predominante muito bem definida na noite 27 de novembro, enquanto que para a noite de 25 de julho isto não acontece. Na noite turbulenta acima da copa (Figura 4.12b, linhas pretas), a média da componente  $u$  é sempre positiva, enquanto a média de  $v$  é sempre negativa, embora também seja possível identificar flutuações ao longo do período em ambas as componentes. Contrariamente, na noite calma, acima do dossel (Figura 4.12a, linhas pretas), ambas as componentes  $u$  e  $v$  comutam de sinal muitas vezes ao longo da noite, sem periodicidade clara, de modo que é possível identificar diferentes períodos com o vento sendo predominante de todos os quadrantes. Em 0,2 h (Figuras 4.12a e 4.12b, linhas azuis) em ambas as noites, há uma grande variabilidade da direção do vento. Essas diferenças ilustram o papel relativo da turbulência e processos não turbulentos sobre o movimento, que é visto mais claramente pelos espectros médios da decomposição de multiresolução da componente horizontal (Figuras 4.13a e 4.13d) e vertical da velocidade do vento (Figuras 4.13b e 4.13e) para toda cada noite.

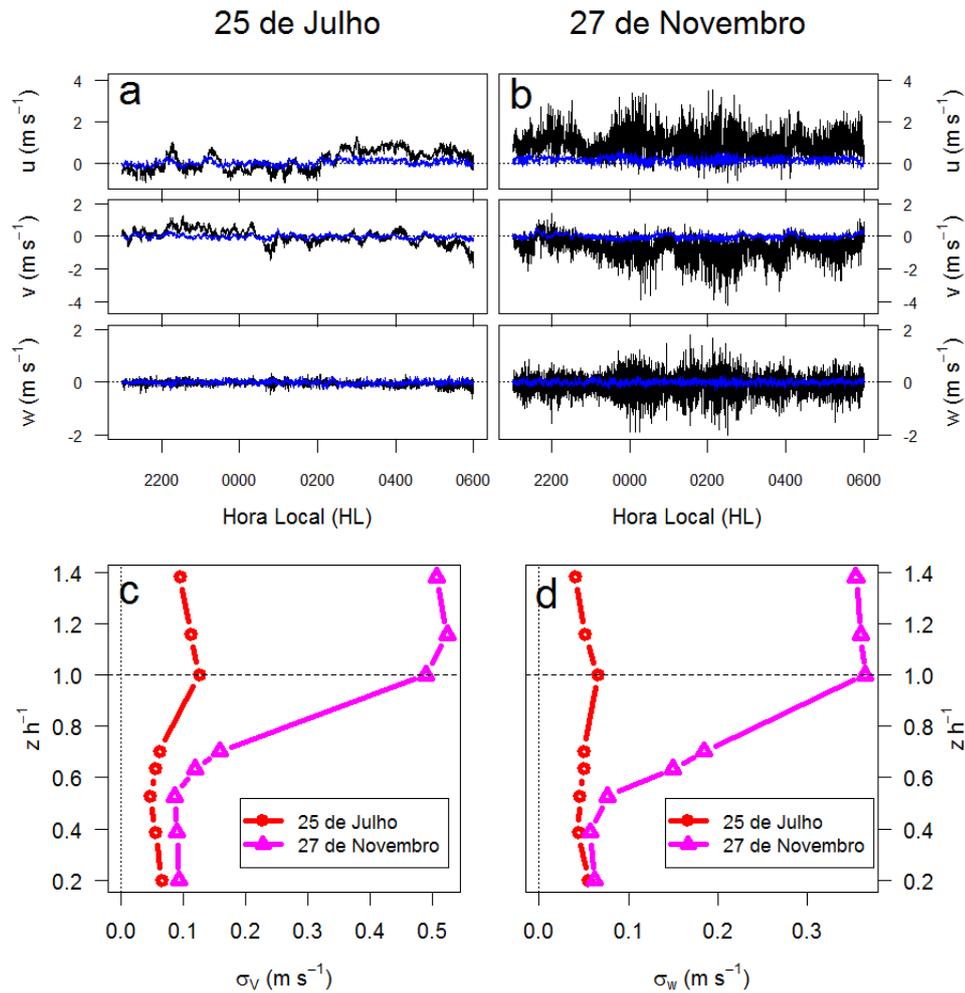


Figura 4.12 – Séries temporais das componentes do vento ( $u$ ,  $v$  e  $w$ , ver eixos verticais) para as noites de 25 de julho (painel a) e 27 de Novembro (painel b) correspondentes ao nível  $h$  (linhas pretas) e  $0,2h$  (linhas azuis). Os painéis inferiores mostram os perfis verticais da intensidade turbulenta das componentes horizontal e vertical (painel c e painel d, respectivamente). As cores representam as duas noites consideradas (ver legenda interna).

A ausência de flutuações turbulentas intensas acima da copa na noite de 25 de julho é mostrada pelo fato de não existir um pico turbulento em  $S_v$  (Figura 4.13a), que apresenta apenas um máximo na baixa frequência, em escalas de tempo perto de 1000 s, que corresponde às flutuações em escalas de tempo maiores, responsáveis pelas mudanças de direção do vento, vistas na figura 4.12a. Na vertical, um máximo associado com o movimento turbulento é distinguível acima da copa em 25 de julho (Figura 4.13b), na escala temporal de cerca de 10 s, mas com pequena magnitude. O contrario acontece em 27 de Novembro, tanto  $S_v$  (Figura 4.13d) quanto  $S_w$  (Figura 4.13e) apresentam grandes máximos acima da copa associados ao movimento turbulento, em escalas de tempo entre 10 e 50 s. Na direção

horizontal, um máximo associado a baixa frequência acima da floresta também ocorre em 27 de novembro, em escalas de tempo de cerca de 1000 s. É interessante notar que, independentemente da enorme diferença na intensidade da turbulência entre as duas noites, o máximo associado ao movimento não turbulento de baixa frequência tem magnitudes semelhantes em ambos os casos.

Na noite de 27 de novembro, o máximo turbulento observado acima do dossel, tanto em  $S_v$  quanto em  $S_w$  só é visível dentro do dossel em alturas desde o topo até 0,6 h. Nos níveis mais baixos, a escala de tempo dos turbilhões mais energéticos se desloca para escalas maiores, do mesmo modo observado nos espectros médios mostrados nas figuras 4.5 e 4.6. Próximo da superfície, as escalas de magnitude e de tempo associadas aos valores espectrais máximos são semelhantes entre as duas noites, e tanto para as velocidades horizontal e vertical. Nestas alturas, a diferença mais importante é que  $S_v$  apresenta um pico mais largo na noite de 27 de novembro do que na de 25 de julho, e isto é o responsável pela pequena diferença de  $\sigma_v$  nos níveis inferiores que ocorre entre as duas noites, como visto na figura 4.12c. Na noite de 25 de Julho, a escala de tempo do máximo de  $S_v$  perto da superfície é a mesma observada acima da floresta, mais uma vez, sugerindo que estes processos se propagam para níveis mais baixos mais facilmente do que a turbulência o faz. Na vertical, o pico  $S_w$  nos níveis mais baixos não só ocorre em escalas de tempo mais longas, mas também excede em magnitude o pico correspondente acima da copa, o que impede a hipótese de que estes modos foram transportados a partir do topo para baixo. Também ocorrem picos de fluxo de calor sensível positivo dentro do dossel nas escalas de tempo perto de 100 s (Figura 4.13c). É possível, portanto, que uma fração das flutuações da velocidade vertical na copa inferior é produzida pela flutuabilidade, mas sua ocorrência em escalas de tempo longas sugere que são provavelmente iniciadas pela energia das componentes horizontais, por meio do mecanismo proposto no final da seção 4.4.1

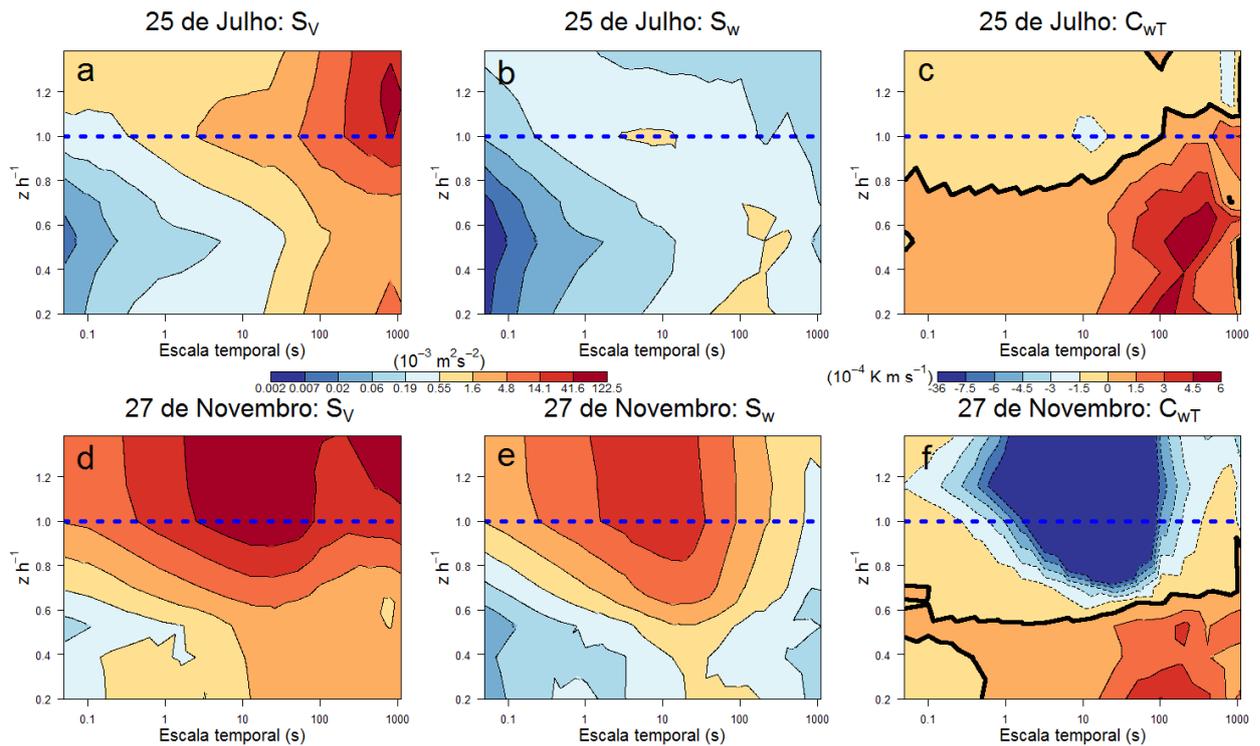


Figura 4.13 – Espectros médios da componente horizontal do vento em função da altura e da escala de tempo, para a noite de 25 de Julho de 2014 (painel a); painel (b): o mesmo que o painel (a), mas para a componente vertical do vento; painel (c): o mesmo que em (a), porém para o fluxo de calor sensível; painéis (d), (e) e (f): os mesmos que (a), (b) e (c), entretanto para a noite de 27 de Novembro de 2014, respectivamente. Os valores para os painéis (a), (b), (d) e (e) são dadas por meio da escala de cor logarítmica em seu interior. Os valores para painéis (c) e (f) são dadas por escala linear de cor. A primeira escala utilizada abrange um maior alcance do que as outras, para melhor visualização.

#### 4.5.2 Noite intermitente

A turbulência intermitente acima do dossel é um fato comum no sítio estudado, assim como foi observado em trabalhos sobre muitas outras florestas (HOLLINGER e RICHARDSON, 2005; VAN GORSEL et al., 2011; OLIVEIRA et al., 2013; CAVA et al., 2014). Para ilustrar uma noite do tipo intermitente, 5 horas de dados da noite de 04 de setembro de 2014 são analisadas detalhadamente (Figura 4.14a). Nesse período de dados, acontecem três eventos intermitentes, durante os quais, a atividade turbulência aumenta e posteriormente é suprimida. Eles podem ser identificados por grandes flutuações de todas as componentes da velocidade do vento, mas especialmente na componente vertical  $w$ , ocorrendo aproximadamente às 2330, 0040 e 0200 HL (Hora local). Sua natureza não periódica é evidenciada por suas magnitudes e durações variáveis. A comparação que faremos

se baseará nos dois últimos eventos (0040 e 0200 HL, respectivamente), rotulados como eventos "a" e "b" na figura 4.14a. O período escolhido em ambos os casos corresponde à janela de tempo da decomposição em multiresolução que melhor captura cada um dos eventos. Da série temporal da velocidade vertical do vento, pode-se identificar com clareza que acima do dossel (linhas pretas) o evento *b* foi muito mais turbulento do que o evento *a*. Isto é confirmado pelos espectros tanto horizontais (Figura 4.14b) quanto verticais (Figura 4.14c) da velocidade do vento. O evento *b* (linhas pretas tracejadas) é mais energético do que o evento *a* (linhas pretas sólidas) para todas as escalas temporais menores do que 20 s. Em escalas de tempo maiores, no entanto, o evento *a* é mais energético do que o evento *b*, especialmente nas direções horizontais. Este aumento na energia cinética de baixa frequência no evento *a* está associado às flutuações do tipo onda em ambas as componentes horizontais da velocidade, claramente observável na figura 4.14a. Tal comportamento oscilatório é evidente durante o período de ocorrência do evento *a*, mas quase inexistente no evento *b*, que é dominado pela turbulência. Nos níveis mais baixos (linhas azuis), entretanto, ambos os espectros de velocidade, horizontal e vertical, são muito semelhantes nas duas noites até as escalas de 20 s, enquanto que para escalas de tempo maiores, há muito mais energia no evento *a* (linha azul sólida) do que no evento em *b* (linha azul tracejada). Este contraste é mais evidente em  $S_v$ , mas também pode ser notado em  $S_w$  (Figura 4.14b e 4.14c).

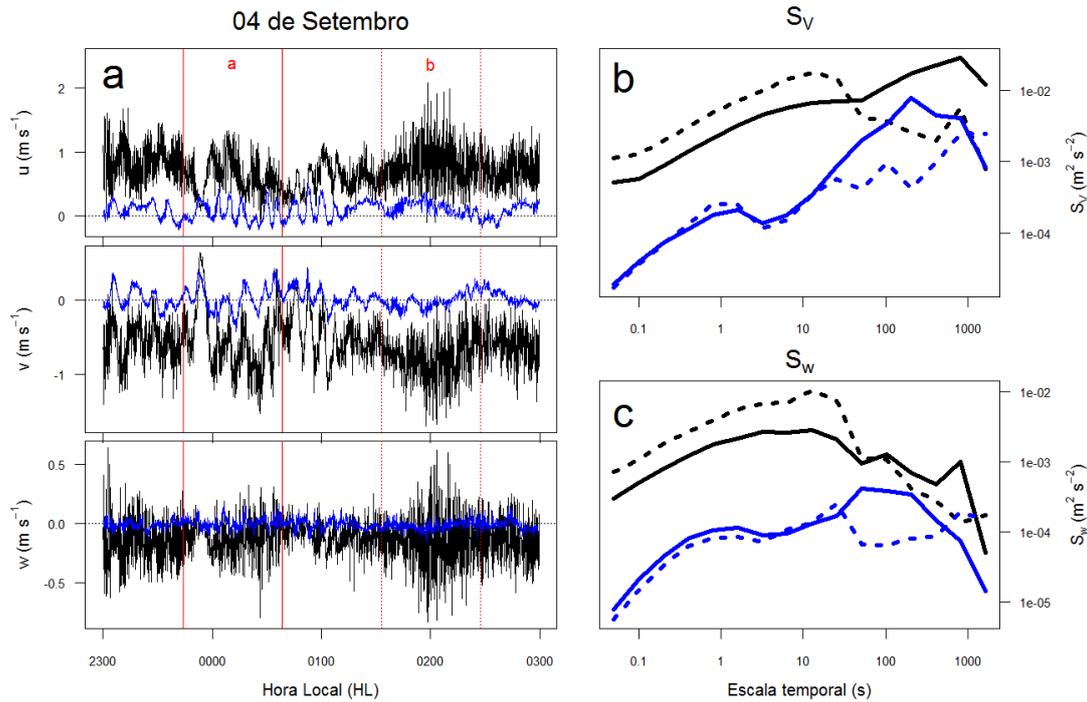


Figura 4.14 – Séries temporais (5 horas) das 3 componentes do vento para a noite de 04 de setembro de 2014 correspondente aos níveis  $h$  (linhas pretas) e  $0,2 h$  (linhas azuis). Os eventos  $a$  e  $b$  (0040 e 0200 HL, respectivamente) são ilustrados pelas barras vermelhas (painel esquerdo). Os painéis direitos mostram os espectros de multiresolução das componentes horizontal (painel b) e vertical (painel c) do vento durante os eventos. A linha contínua representa o evento  $a$ , enquanto a linha tracejada representa o evento  $b$ . As cores continuam representando os níveis de medidas utilizados. (Para a distinção das componentes do vento no painel a, vide o eixo vertical).

O aparecimento de ondas é uma ocorrência comum em fluxos sobre dosséis (FITZJARRALD e MOORE, 1990; LEE, 1997; LEE et al., 1997; VAN GORSEL et al., 2011; ZERI e SÁ, 2011). Lee et al. (1997) mostraram que as ondas são induzidas através da instabilidade gerada pelo cisalhamento associado ao perfil de vento no dossel. Na floresta Amazônica, Fitzjarrald e Moore (1990) verificaram que as ondas podem provocar uma porção significativa das trocas entre o interior da copa e a atmosfera, mesmo em condições muito estáveis. Eles sugeriram que as ondas são iniciadas por variações de velocidade do vento acima do dossel que interagem ressonantemente com a "... frequência natural de oscilação da copa". É possível que este mecanismo explique o evento de onda observado no caso de 04 de setembro (Figura 4.14). Este caso mostra que a existência de ondas é um dos mecanismos físicos por meio do qual os processos com escalas temporais maiores podem se propagar para baixo desde acima do dossel até seu interior. Por outro lado, nos casos, 25 de Julho e 27 de

Novembro (Figuras 4.12 e 4.13), o movimento descendente para os níveis inferiores foi dominado pelos modos de baixa frequência, sem a ocorrência de ondas, em ambos os casos. Por conseguinte, a presente análise indica que as ondas são um possível mecanismo para a propagação de energia para a superfície desde a cobertura, mas provavelmente não é o único. Outros processos de baixa frequência, como micro-frentes (como sugerido por Thomas, (2011)) ou fluxo de submeso, provavelmente também são capazes de se propagar, desde o topo do dossel até a superfície, mais facilmente que a turbulência.

#### **4.6. Conclusão**

O estudo forneceu uma análise detalhada da estrutura da turbulência noturna acima e dentro de um dossel na floresta na Amazônia. Em comparação com estudos anteriores como Fitzjarrald e Moore (1990) e Kruijt et al. (2000), o conjunto de dados contém um período muito mais longo de observação e uma maior resolução vertical. Como consequência, as características mais importantes das interações entre o ar acima da copa e em seu interior foram identificadas. Em particular, tem-se estabelecido que a escala temporal do fluxo próximo da superfície é maior do que acima da floresta. As evidências aqui apresentadas, tanto nos estudos de casos quanto na média, indica que tal fluxo é iniciado pela propagação de cima para baixo de modos de baixa frequência que ocorrem acima da copa, em escalas temporais superiores a 100 s. Estes modos, por sua vez, aumentam as flutuações da velocidade vertical e, conseqüentemente, o fluxo de calor nessas escalas de tempo. A existência de uma camada instável nos níveis próximos da superfície cria um mecanismo de alimentação positiva entre o fluxo de calor e as flutuações da velocidade vertical, fazendo com que ambas apresentem picos nas escalas de tempo mais longas próximo a superfície, do que as comparadas a seus respectivos (co) espectros acima da copa.

Uma evidência importante para suportar esta conclusão surge da análise espectral, que mostrou que a escala temporal das flutuações da velocidade horizontal perto da superfície coincide com um máximo observado de cima da copa em escalas de tempo maiores que 100 s. Este máximo espectral foi recentemente associado com estruturas de fluxo não-turbulento que se tornam relevantes em condições de maior estabilidade estática, e que tem sido referido recentemente como fluxo submeso (MAHRT, 2009; ACEVEDO et al., 2014).. No entanto, no

presente estudo, não foi estabelecido se os fluxos no interior e acima da copa estão realmente correlacionados a essas escalas temporais mais longas. Isto é essencial para estabelecer de forma conclusiva que tais modos mais longos se propagam a partir do topo do dossel para o seu interior, e tal análise é uma extensão necessária do presente estudo.

Esta descoberta pode ser particularmente relevante para a quantificação da troca noturna total de quantidades, tais como energia e gases traços entre a floresta e a atmosfera. Isso ocorre porque os resultados apresentados indicam uma diferença substancial nas características das trocas entre noites fracamente estáveis e muito estáveis. No primeiro caso, prevalece a turbulência totalmente desenvolvida, de modo que a maior parte das trocas tende a acontecer durante eventos de varreduras (*sweeps*) e ejeções (*ejections*), como encontrado em uma variedade de estudos anteriores (GAO et al., 1989; COLLINEAU e BRUNET, 1993; LU e FITZJARRALD, 1994, entre outros). No último caso, por outro lado, a estabilidade estática acima do dossel suprime a mistura turbulenta, de modo que as flutuações não turbulentas podem se tornar dominantes em escalas de tempo até mesmo pequenas, como 10 s (ACEVEDO et al., 2014). O presente estudo mostrou que a propagação desta energia em direção ao interior da floresta pode ser bastante eficiente, conduzindo fluxos de escalares relevantes, próximo da superfície, a escalas superiores a 100 s. Os resultados aqui apresentados permitem a especulação de que, para os níveis mais baixos, estes fluxos podem ser tão grandes como os que ocorrem em noites fracamente estáveis. É importante, portanto, prolongar a presente análise para fluxos turbulentos de escalares, tais como o dióxido de carbono.

## **5 CORRELAÇÕES VERTICAIS ENTRE QUANTIDADES TURBULENTAS ACIMA E ABAIXO DA COPA EM CONDIÇÕES NOTURNAS NA FLORESTA AMAZÔNICA**

### **5.1 Introdução**

A análise apresentada no capítulo anterior deste trabalho mostrou que a escala temporal dos movimentos no interior do dossel, no sítio K34 na Floresta Amazônica, é mais longa que acima da copa. Além disso, essa escala é significativamente mais longa para os movimentos na direção horizontal que na direção vertical. Essas escalas também apresentaram uma dependência interessante da estabilidade. Em condições fracamente estáveis, dominadas por turbulência contínua, há o predomínio de energia na componente vertical, mas apenas do topo da copa até aproximadamente a metade de sua extensão até a superfície. Por outro lado, em condições muito estáveis, a maior energia no interior da floresta é observada nas flutuações das componentes horizontais do movimento, e nesse caso, o máximo espectral ocorre em escalas temporais mais longas que 100 s. Os espectros de movimento vertical e coespectros de fluxo de calor no interior da floresta também apresentam máximos em escalas temporais semelhantes. No capítulo anterior, se fez uma associação direta entre a energia observada acima da copa e os padrões observados no seu interior. Assim, se considerou que os máximos espectrais observados na direção vertical acima de 0,5 h correspondiam à propagação de flutuações turbulentas desde os níveis acima da copa. De maneira semelhante, sugeriu-se que em condições muito estáveis seria favorecida a propagação de modos de baixa frequência associados a movimentos não turbulentos existentes acima da copa, originando as observações de máximos espectrais em escalas temporais longas junto à superfície. Entretanto, a análise apresentada no capítulo anterior foi inteiramente baseada em comparação das escalas temporais associadas aos máximos espectrais nos diferentes níveis verticais. Em nenhum momento se mostrou a existência de correlações entre os sinais observados nos diversos níveis. A ocorrência de movimentos correlacionados é condição necessária para que se estabeleça definitivamente se determinados eventos estão, de fato, se propagando espacialmente, e como esta propagação ocorre. Com o

propósito de responder a essa questão, no presente capítulo a análise apresentada no capítulo anterior é estendida às correlações entre os sinais observados nos diversos níveis. As escalas temporais que contribuem para as correlações entre dois pontos também são analisadas, através da decomposição de multiresolução das covariâncias entre os dois pontos.

A análise de correlações entre dois pontos é uma importante ferramenta em estudos de escoamentos turbulentos, pois permite identificar estruturas espacialmente coerentes, sendo empregada há bastante tempo em mecânica de fluidos (FAVRE et al., 1957; FAVRE, 1965; TRITTON, 1967, entre outros). Na camada limite atmosférica, a técnica foi amplamente empregada a partir da década de 1970 (PIELKE e PANOFSKY, 1970; BALDWIN e JOHNSON, 1973; PANOFSKY et al., 1974; TONG e WYNGAARD, 1996), com o objetivo principal de entender o decaimento espacial das funções de autocorrelação. Nestes estudos, sempre foi dada ênfase à determinação da função coerência, definida como (PANOFSKY et al., 1974):

$$Coh_{ij}(n) = \frac{Co_{ij}^2(n) + Q_{ij}^2(n)}{S_i(n) + S_j(n)} \quad (5.1)$$

onde  $Co$  é a parte real do coespectro entre as variáveis  $i$  e  $j$ , enquanto  $Q$  é o respectivo espectro de quadratura e  $S$  representa o espectro de Fourier. Todas as quantidades são expressas em função da frequência natural,  $n$ .

A função coerência estabelece como os diferentes números de onda contribuem para a covariância total de uma determinada variável entre dois pontos separados espacialmente. Também se pode considerar duas variáveis diferentes (CANCELLI et al., 2012). É importante notar que, da forma como é definida, a função coerência varia entre 0, na ausência de coerência, até 1, quando há total coerência. Porém, esta última condição pode ocorrer tanto com variáveis perfeitamente correlacionadas, para as quais o coespectro corresponde ao produto dos espectros individuais, como para variáveis perfeitamente anticorrelacionadas em que o coespectro seja negativo e seu valor absoluto seja igual ao produto dos espectros. A função coerência não faz, portanto, distinção do sinal da covariância entre os dois pontos considerados.

Correlações entre dois pontos também já foram utilizadas para auxiliar a compreensão da estrutura do escoamento turbulento sobre superfícies vegetadas. Estes estudos foram feitos a partir de observações em túnel de vento (SHAW et al., 1995) e resultados de modelos

numéricos de simulações dos grandes vórtices (SU et al., 2000). Em ambos os casos, as técnicas permitem determinar correlações nas três dimensões espaciais. Com isso, foi possível identificar a propagação de estruturas coerentes verticais na direção do movimento vertical, mas inclinadas nas componentes horizontais. Estas estruturas representam intensos ciclos compostos por eventos de “varredura”, através dos quais o ar acima da copa é transportado para seu interior, e “ejeção”, quando o ar de dentro da vegetação é levado de maneira intensa até o seu exterior. Estudos observacionais em torres micrometeorológicas já haviam identificado a ocorrência destes eventos (GAO e SHAW, 1989; GAO et al., 1992; COLLINEAU e BRUNET, 1993; LU e FITZJARRALD, 1994, entre outros), mas apenas a partir das análises de correlações entre dois pontos a partir de campos tridimensionais foi possível identificar detalhes de sua estrutura espaço-temporal. De qualquer forma, correlações entre dois pontos já foram determinadas a partir de dados de torres micrometeorológicas sobre superfícies vegetadas (BALDOCCHI e MEYERS, 1988b; SHAW e ZHANG, 1992; SU et al., 2000; TEICHRIEB et al., 2013). Neste caso, a solução para se inferir aspectos da estrutura espacial dos eventos é utilizar correlações com atraso temporal entre os dois níveis verticais considerados. Assim, se assume, a partir da hipótese de Taylor, que observações atrasadas em relação às originais se referem a eventos deslocados espacialmente na direção do vento médio. Seginer e Mulhearn (1978) e Baldocchi e Meyers (1988b) estenderam a análise de correlação entre dois pontos sobre superfícies vegetadas para incluir as respectivas funções coerência. Entre outros resultados, essa análise permitiu Baldocchi e Meyers (1988b) encontrarem maior correlação entre eventos turbulentos abaixo da coroa da copa com aqueles acima desta que entre os eventos observados na coroa com os que ocorrem acima da copa.

Em um estudo simples, comparando dados de duas torres micrometeorológicas, cada uma com dois níveis de observação, Teichrieb et al. (2013) analisaram a contribuição de diferentes escalas temporais para as correlações entre dois pontos utilizando a decomposição em multiresolução. Uma diferença simples, mas fundamental, no método por eles utilizado em relação à função coerência, é que foi preservado o sinal da covariância, e isso permitiu a identificação de escalas temporais dominadas por correlações negativas, mesmo em condições em que a correlação total entre dois pontos é positiva. Este resultado é muito importante, porque indica a possibilidade de ocorrência simultânea de vórtices correlacionados em determinada escala temporal, com outros anticorrelacionados, em escala temporal distinta. Outra abordagem utilizada por Teichrieb et al. (2013) que é distinta de trabalhos anteriores diz respeito ao interesse por contribuições de escalas temporais distintas, incluindo processos não turbulentos de baixa frequência. Em outros estudos na camada limite planetária, como o de

Hutchins et al. (2012), um grande esforço foi feito com o propósito de filtrar esse tipo de contribuição. É possível, porém, entender essa necessidade neste caso, em que se buscava conciliar os estudos observacionais na atmosfera com observações em laboratório, onde as flutuações de baixa frequência estão ausentes.

Neste capítulo, os dados colhidos no sítio K34 durante o projeto GOAmazon e já descritos nos capítulos anteriores são analisados em termos de correlações entre dois pontos. A contribuição das diferentes escalas temporais é analisada através do método utilizado por Teichrieb et al. (2013), que utiliza a decomposição em multiresolução. É dada ênfase às diferenças entre as correlações observadas em escalas correspondentes a flutuações turbulentas ou flutuações não-turbulentas, de baixa frequência, e também em como estes padrões dependem da estabilidade. O objetivo principal é verificar se as conclusões obtidas no capítulo anterior a partir da análise simples das escalas temporais dominantes em cada nível e cada condição de estabilidade se sustentam quando correlações espaciais entre dois pontos são consideradas.

## **5.2 Dados utilizados**

A análise foi realizada utilizando dados obtidos durante o experimento GOAmazon, coletados no ano de 2014 no sítio KM34 localizado na Reserva Cuieiras, pertencente ao Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia (INPA). Lá, uma torre de alumínio (2° 36' 32'' S, 60° 12' 33'' O, 130 m de altitude) foi instrumentada para o experimento, a partir do mês de março. Foi instalado na torre um aparato de nove anemômetros sônicos (CSAT3, Campbell Scientific, Inc.), para se obter medições em alta frequência das três componentes do vento ( $u$ ,  $v$ ,  $w$ ). Dentro do dossel encontraram-se seis níveis de medidas, dispostos a 7, 13,5, 18,4, 22,1, 24,5, 31,6 metros. Um anemômetro está instalado em 34,9 m, considerado o nível da copa da floresta, que possui altura aproximada de 35 m. Acima da copa existem dois níveis de anemômetros sônicos em 40,4 e 48,2m. A amostragem de todos os dados dos anemômetros sônicos foi feita a 20 Hz. As 88 noites de dados consistentes utilizadas no capítulo anterior também foram as selecionadas para esta análise. As séries noturnas têm início às 2100 HL e terminam às 0600 HL (Hora local).

### 5.3 Metodologia

As correlações utilizadas neste estudo foram determinadas entre os diversos níveis verticais e o nível de referência, próximo ao topo do dossel ( $h=34,9$  m). Para cada variável observada foi determinado o perfil da correlação de Pearson, que corresponde à covariância entre a variável em determinado nível e seu valor em  $h$ , normalizada pelos seus desvios nos dois níveis:

$$R_{xij}(z) = \frac{\overline{X'_i X'_j}}{\sigma_{xi} \sigma_{xj}} \quad (5.2)$$

onde  $X$  é a variável em questão, que pode ser as componentes  $u$ ,  $v$  e  $w$  do vento ou a temperatura) e os índices  $i$  e  $j$  se referem aos níveis considerados (no presente caso  $j = 34,9$  m e  $i = 7; 13,5; 18,4; 22,1; 24,5; 31,6; 40,4$  e  $48,2$  m). A janela de tempo utilizada foi de 5 minutos para todas as análises, exceto quando foi utilizado o método de decomposição temporal, de maneira semelhante ao que foi feito no capítulo anterior.

Na seção 5.4, em que são apresentados estudos de caso para uma noite com turbulência plenamente desenvolvida e para uma noite intermitente, são analisadas correlações com atraso temporal, que permitem a inferência de padrões espaciais do escoamento a partir de dados de uma torre vertical (BALDOCCHI e MEYERS, 1988b; SHAW e ZHANG, 1992; SU et al., 2000). Estas são, portanto, função do nível vertical e do atraso temporal  $\Delta t$  considerado:

$$R_{xij}(z, \Delta t) = \frac{\overline{X'_i(z, t) X'_j(z, t + \Delta t)}}{\sigma_{xi}(z, t) \sigma_{xj}(z, t + \Delta t)} \quad (5.3)$$

Foram considerados atrasos temporais de  $-20$  a  $20$  s, utilizando a máxima resolução temporal permitido pela frequência de amostragem dos dados. Assim, como estes foram coletados a  $20$  Hz, no cálculo de correlações com atrasos temporais, foram determinadas 801 correlações para cada nível e para cada variável considerada. O comprimento das séries

utilizado no cálculo de correlações com atraso temporal foi de 5 min, como nas correlações sem atraso.

Para determinar a contribuição das diversas escalas temporais para as correlações, se utiliza, como no capítulo anterior, a decomposição em multiresolução (MALLAT, 1989; HOWELL e MAHRT, 1997). Neste caso, o procedimento é o mesmo adotado por Teichrieb et al. (2013), para determinar um coespectro de multiresolução da correlação. Este é dado por:

$$Cor_{x_{ij}}(z, \tau) = \frac{C_{x_{ij}}(z, \tau)}{\sigma_{x_i}(z)\sigma_{x_j}(z)} \quad (5.4)$$

onde  $Cor_{x_{ij}}(z, \tau)$  é o coespectro de multiresolução entre a variável  $X$  no nível  $i$  e a mesma variável no nível  $j$ , de referência. Definido desta forma, a soma de  $Cor_{x_{ij}}(z, \tau)$  para todas as escalas temporais  $\tau$  é igual ao coeficiente de correlação  $R_{x_{ij}}(z)$  definido pela equação (5.2)

Uma diferença fundamental entre este método e a determinação da função coerência é que na equação (5.4) o numerador não é elevado ao quadrado, de forma que  $Cor_{x_{ij}}(z, \tau)$  pode ser positiva ou negativa. As séries temporais foram decompostas a cada  $2^{16}$  pontos (54,6 minutos), e de forma seqüencial, sem intersecção de dados entre as séries subseqüentes. Desta forma, 9 decomposições ao longo de cada noite foram obtidas, iniciando às 2100 HL e terminando às 0511 HL, totalizando 792 séries decompostas para cada nível de medida.

A partir dos resultados apresentados no capítulo anterior, a estabilidade atmosférica será classificada pelo número de Richardson da copa, definido como

$$Ri_{can} \equiv \frac{g}{\theta} \Delta z \frac{\theta_{34.9} - \theta_{24.5}}{(V_{34.9} - V_{24.5})^2}, \text{ onde } \theta \text{ é a temperatura potencial, } V \text{ é a velocidade média do}$$

vento,  $g$  é a aceleração da gravidade, os índices referem-se às alturas dos níveis (em metros), nos quais as observações foram tomadas e  $\Delta z$  é a diferença de altura entre estes dois níveis.

## 5.4 Estudos de caso

Em função do grande conjunto de dados e sabendo, a partir do estudo de Kruijt et al. (2000) e dos resultados apresentados no capítulo anterior, que a estabilidade atmosférica afeta

de maneira importante a turbulência e a ocorrência de intermitência no período noturno, foram selecionadas duas noites com características distintas para estudos de caso. Estas são as mesmas noites comparadas na seção 4.5, sendo 25 de julho considerada como uma noite intermitente e 27 de novembro assumida como sendo uma noite de turbulência contínua.

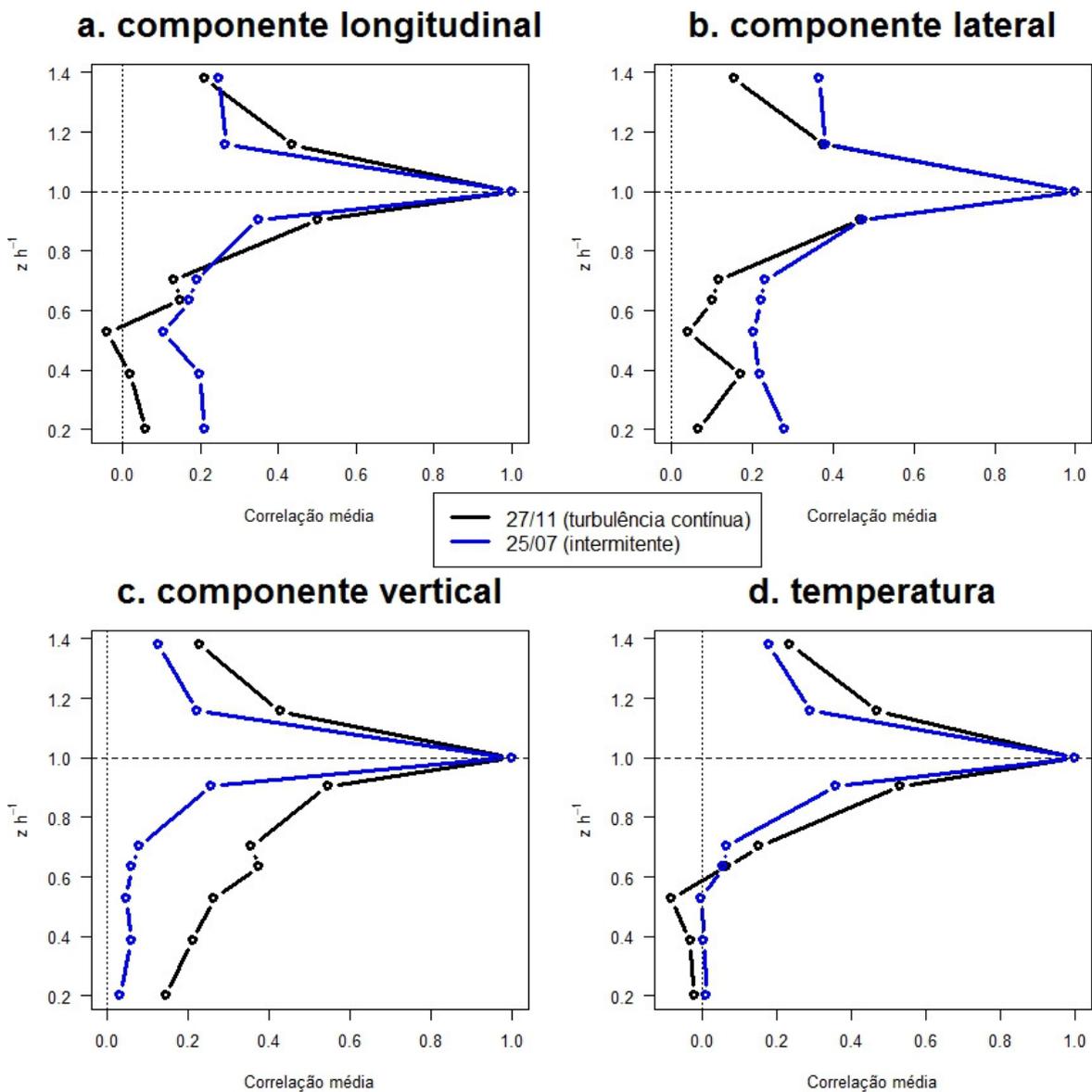


Figura 5.1 – Perfis verticais das correlações das componentes longitudinal, lateral e vertical do vento e da temperatura (painéis (a), (b), (c) e (d), respectivamente) para as noites escolhidas como alvo de estudo de caso (vide painel central).

As correlações entre as componentes longitudinal (Figura 5.1a) e lateral (Figura 5.1b) do vento diminuem abruptamente a partir do topo da copa até um mínimo em torno de 0,55 h, altura de máximo índice foliar (KRUIJT et al., 2000), em ambas as noites. É importante destacar, entretanto, que as correlações das duas componentes horizontais no interior da floresta são maiores na noite intermitente que na noite turbulenta. Isso é o oposto do que ocorre para a componente vertical (Figura 5.1c), que apresenta maiores correlações no interior da copa na noite com turbulência contínua que na noite intermitente. Em um estudo de túnel de vento, Shaw et al. (1995), mostraram que as correlações das componentes horizontais decaem mais lentamente com a distância vertical do que as correlações da componente vertical do vento. No presente estudo, um resultado semelhante ocorre na noite intermitente, mas não na noite com turbulência contínua. Este é um resultado inesperado, pois as condições de túnel de vento simuladas por Shaw et al. (1995) eram de turbulência contínua, de forma que possivelmente as diferenças estejam associadas ao tipo de copa que, no estudo de Shaw et al. (1995) era uma plantação de trigo. Na figura 5.1d se observa os perfis das correlações verticais de flutuação de temperatura. Neste caso, os valores absolutos de correlação nos níveis inferiores são menores que nos perfis das demais variáveis, sendo fracamente negativos na noite de turbulência contínua e aproximadamente nulos na noite intermitente. Neste caso, é possível que a correlação negativa na noite com turbulência contínua seja associada ao fluxo de calor sensível razoavelmente intenso e positivo junto à superfície da floresta, mostrado na figura 4.7.

Para compreender os processos que ocasionam as correlações encontradas nas noites em questão, a contribuição das diferentes escalas temporais é determinada, utilizando a decomposição em multiresolução (MALLAT, 1989; HOWELL e MAHRT, 1997). Deste modo é possível observar separadamente as escalas de tempo que mais influenciam as correlações das componentes do vento e da temperatura em cada nível.

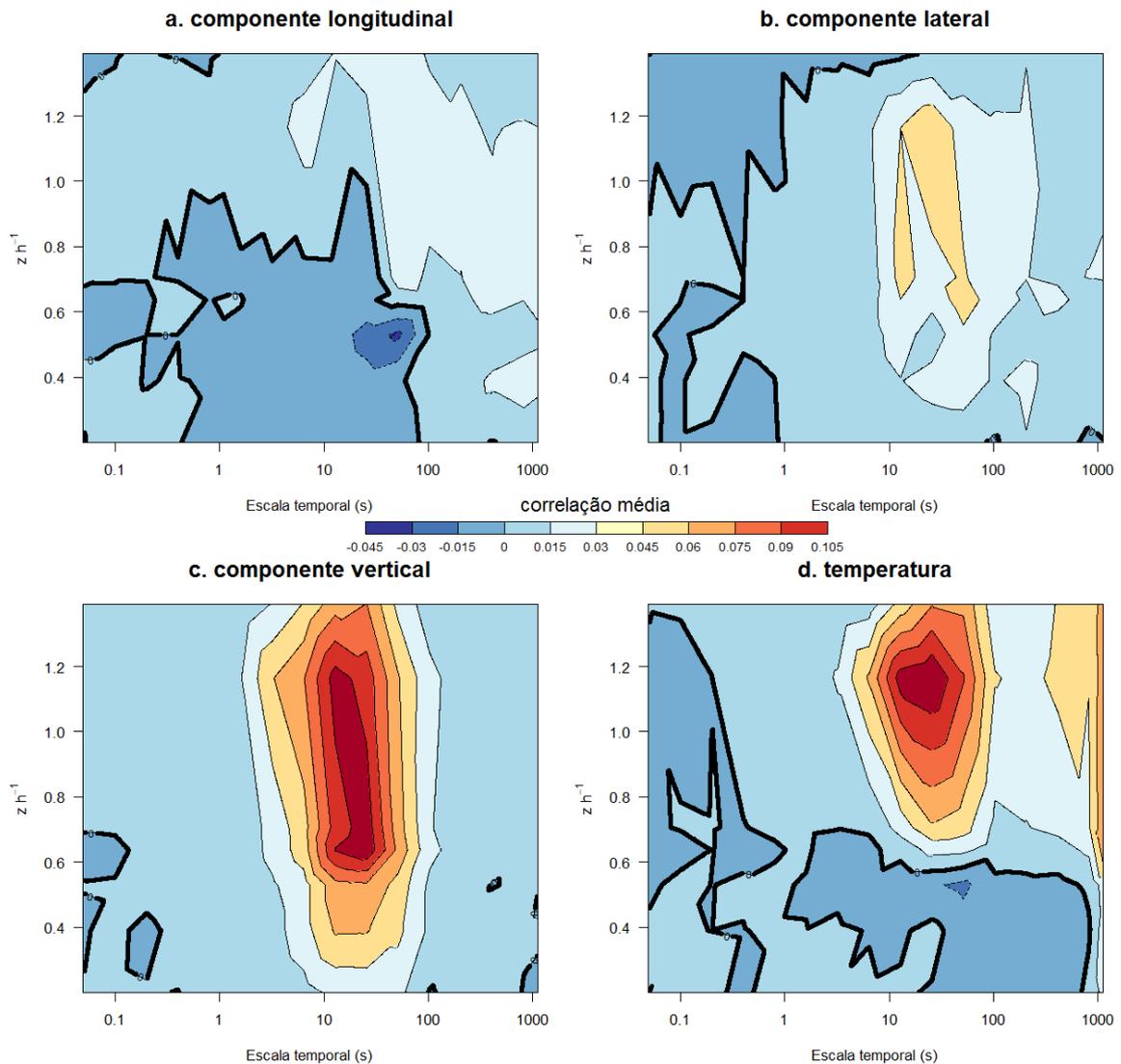


Figura 5.2 – Espectro de multiresolução das correlações referentes à noite com turbulência contínua, para as 4 variáveis estudadas: componente longitudinal do vento (painel a); componente lateral do vento (painel b); componente vertical do vento (painel c); temperatura (painel d). Os valores da intensidade de cor (painel central) estão em escala linear.

Na noite de 27 de novembro (turbulência contínua), as componentes horizontais do vento são pouco correlacionadas em todos os níveis, independentemente da escala de tempo (Figuras 5.2a e 5.2b). Já a componente vertical (Figura 5.2c) apresenta grande correlação entre 10 e 100 s, de maneira mais intensa entre 0,6 h e 1,2 h, mas prolongando-se tanto acima quanto abaixo dessas alturas. Isso mostra que apenas a componente vertical do escoamento é bem correlacionada num caso de turbulência bem desenvolvida. Isto está em acordo com a teoria que diz que a conexão entre o interior da copa e o ar acima desta ocorre em eventos intensos de movimento vertical ascendente (ejeções) e descendente (varreduras), simultâneos

verticalmente para a componente  $w$  do escoamento, mas que se propagam mais lentamente para as componentes horizontais (GAO et al., 1989; GAO et al., 1992; COLLINEAU e BRUNET, 1993; LU e FITZJARRALD, 1994, entre outros). Neste caso, a ocorrência simultânea dos eventos se manifesta como uma boa correlação da componente vertical que, entretanto, não aparece nas componentes horizontais do escoamento. Lu e Fitzjarrald (1994) encontraram duração média em torno de 50 s para os ciclos de ejeção e varredura em uma floresta decídua nos Estados Unidos, enquanto que Thomas e Foken (2007) encontraram duração média dos eventos de 20 s para uma floresta de abeto na Alemanha. Estes valores estão dentro dos limites das escalas temporais das máximas correlações encontradas no presente estudo, indicando que, apesar de ser um método distinto dos empregados nos estudos citados, a análise de decomposição temporal das correlações verticais também pode ser utilizada para identificar as escalas dos movimentos turbulentos. As flutuações da temperatura também apresentam correlações consideráveis, em escalas de tempo semelhantes às encontradas para a velocidade vertical, podendo, portanto ser atribuída a processos turbulentos. Porém as correlações maiores de temperatura se concentram na região acima do dossel, penetrando apenas até 0,8 h.

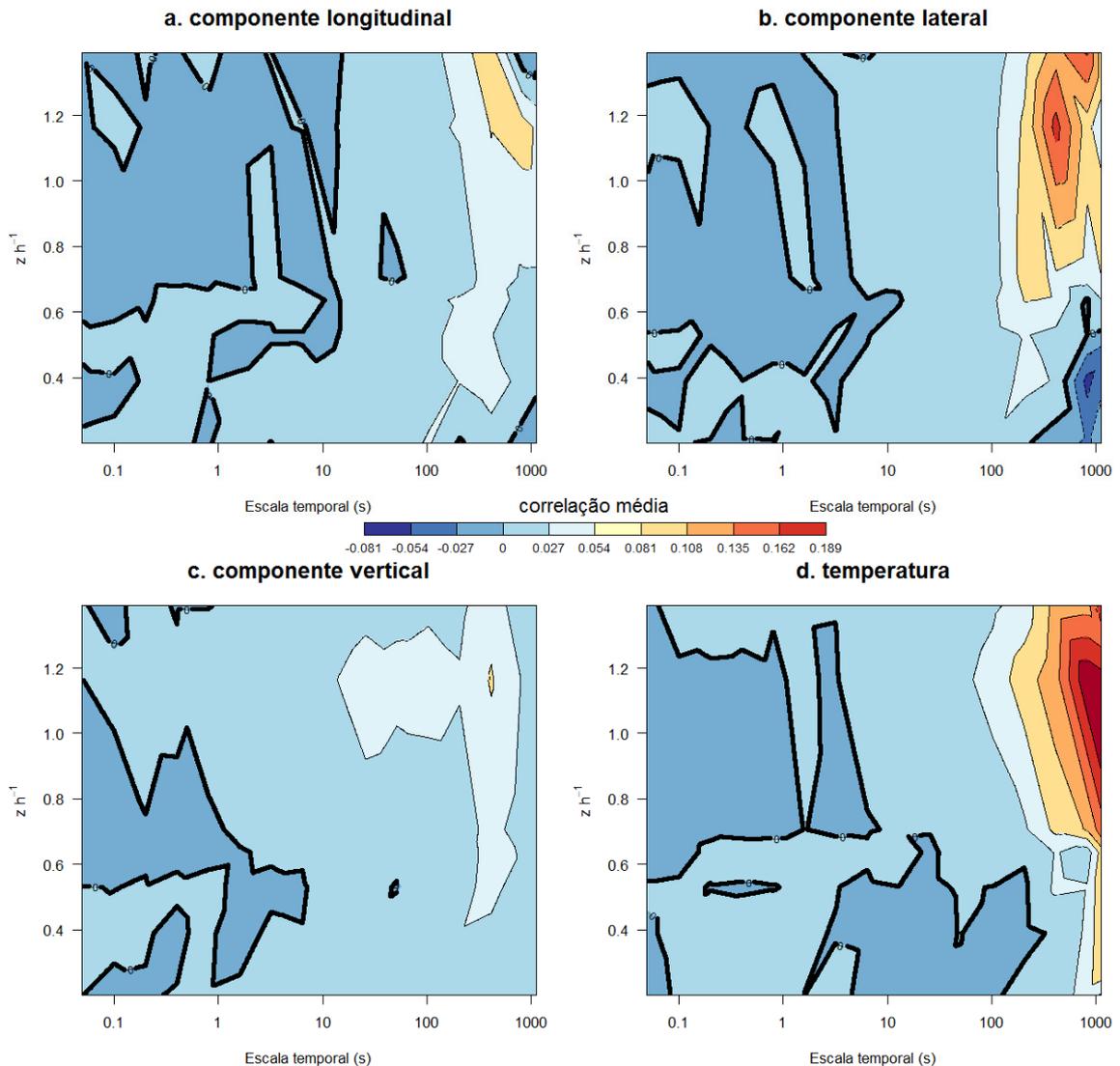


Figura 5.3 – Espectro de multiresolução das correlações, para a noite intermitente, das 4 variáveis estudadas: componente longitudinal do vento (painel a); componente lateral do vento (painel b); componente vertical do vento (painel c); temperatura (painel d). A escala de cores é linear (vide painel central).

Os perfis das decomposições temporais das correlações para a noite intermitente (25 de julho) estão na figura 5.3. O pico de correlação observado para a componente vertical na figura 5.2 não volta a acontecer na noite intermitente. Ao invés disso, a componente  $w$  apresenta valores de correlação similares aos da componente longitudinal. Entretanto se pode observar que para todas as variáveis os maiores valores de correlação encontram-se nas escalas de maiores que 100 s. Das componentes do vento, a lateral é a mais bem correlacionada, assim como a temperatura.

A comparação entre as decomposições das correlações na noite de turbulência contínua (Figura 5.2) e na noite intermitente (Figura 5.3) esclarece uma série de aspectos

associados à escala temporal dos processos turbulentos acima e no interior da copa. No contexto do presente trabalho, o resultado mais importante é que quando há turbulência bem desenvolvida, apenas o movimento vertical é bem correlacionado entre o topo da floresta e o interior da copa. Por outro lado, no caso intermitente, em que o movimento é dominado por flutuações de baixa frequência, são as componentes horizontais que se apresentam bem correlacionadas, mas neste caso em escalas temporais mais longas. Estes resultados sustentam a hipótese proposta no capítulo anterior que modos horizontais de baixa frequência se propagam mais facilmente para o interior da floresta. Eles também explicam que as correlações médias das componentes horizontais no interior da copa foram maiores na noite intermitente que na noite com turbulência contínua (Figuras 5.1a e 5.1b) devido às contribuições de processos de baixa frequência, importantes nas componentes horizontais, mas muito pouco intensos na vertical. Por outro lado, a maior correlação vertical no interior da copa na noite de turbulência contínua em relação à noite intermitente (Figura 5.1c) foi causada por eventos característicos de turbulência bem desenvolvida, bem correlacionados na vertical, mas não nas componentes horizontais. Utilizando a mesma técnica de decomposição das correlações espaciais, Teichrieb et al. (2013), compararam as correlações entre dois pontos separados por 5 m, ambos acima de uma lavoura de trigo. Na componente vertical, foi encontrado um máximo de correlação em escalas temporais menores que 10 s. Para as componentes horizontais, as máximas correlações ocorreram, como no presente estudo, em noites calmas ou intermitentes, e em escalas temporais maiores que 100 s.

Estudos, como os de Gao et al. (1989), Lu e Fitzjarrald (1994), Thomas e Foken (2007), e vários outros que analisam a propagação de estruturas coerentes de cima da floresta para o seu interior, consistentemente encontram grandes transições de velocidade vertical ocorrendo simultaneamente em todos os níveis, em acordo com o resultado mostrado na figura 5.2, que mostra que a velocidade vertical é bem correlacionada entre os níveis verticais em uma noite dominada por turbulência contínua. Por outro lado, os mesmos estudos mostram que as mesmas estruturas se propagam com atraso nas componentes horizontais do vento, de forma que apenas acima da copa as transições abruptas de velocidade ocorrem simultaneamente em todas as componentes. No interior da floresta, as transições das componentes horizontais ocorrem antes que a das componentes horizontais. Desta forma, a análise até aqui apresentada é incapaz de identificar estas estruturas nas componentes horizontais. Para solucionar essa limitação, as correlações são também determinadas com atrasos temporais entre os níveis, conforme descrito na seção 5.3 deste capítulo (Equação 5.3).

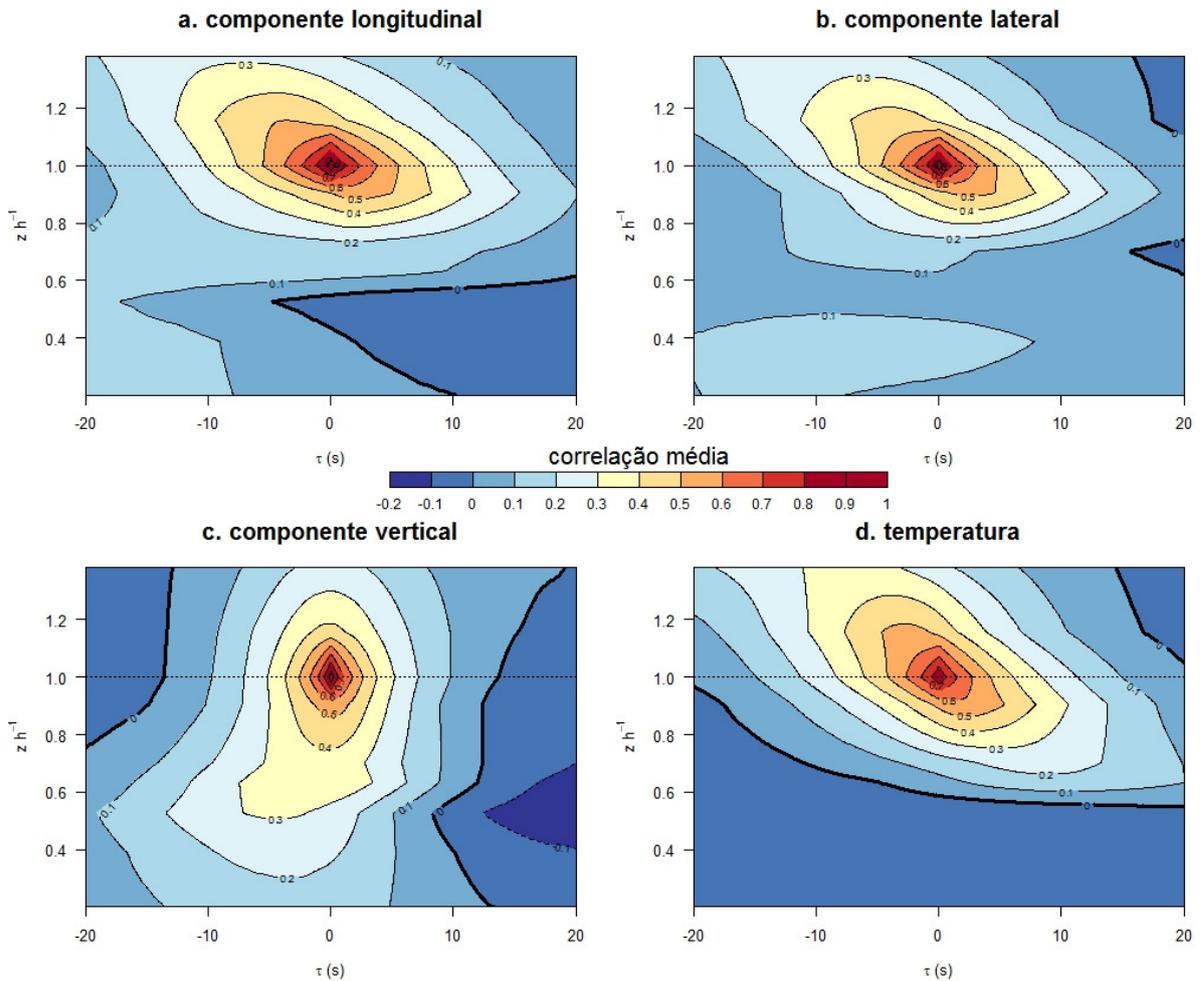


Figura 5.4 – Valores de correlações em função da altura e do tempo de atraso para a noite de 27 de novembro de 2014 (com turbulência contínua). O painel central mostra os valores das cores, em escala linear de magnitude.

A ocorrência simultânea de eventos intensos de velocidade vertical em todos os níveis fica, mais uma vez, evidente, a partir dessa análise, pois os máximos de correlação de  $w$  em todos os níveis ocorrem com atraso temporal  $\Delta t$  zero ou muito pequeno (Figura 5.4c). Todas as demais variáveis apresentam máximo de correlação em valores de  $\Delta t$  dependentes da altura. Em todos os casos, essas máximas correlações ocorrem com atrasos temporais negativos acima da copa e positivos no interior desta, indicando a propagação dos eventos intensos dessas perturbações de cima para baixo ou a existência de estruturas com inclinação espacial, nesse caso atingindo a torre inicialmente nos níveis acima da copa, e posteriormente no interior desta. Ainda assim, as correlações mais significativas das componentes horizontais da velocidade no interior da copa ficam restritas a níveis acima de 0,8 h (Figura 5.4a e 5.4b). Para o caso da componente longitudinal (Figura 5.4a), há uma região abaixo de 0,6 h e com

$\Delta t$  positivo dominada por correlações negativas (ainda que muito pequenas em magnitude), que podem indicar a ocorrência de escoamento de retorno. Para a temperatura, correlações negativas ocorrem para qualquer valor de  $\Delta t$  em níveis abaixo de 0,6 h, mas isso é explicado pela ocorrência de fluxos positivos de calor nessas camadas, com sentido oposto aos fluxos observados em níveis mais altos. As correlações da velocidade vertical tornam-se negativas em valores de atraso em torno de  $\pm 15$  s, e esse resultado mostra que a duração dos eventos mais intensos de velocidade vertical, possivelmente associados a processos de varredura e ejeção seja próximo a 30 s, próximo aos valores encontrados por Lu e Fitzjarrald (1994) e por Thomas e Foken (2007), para outros tipos de floresta. Essa escala temporal também é próxima àquela em que se observou o máximo de correlação nas flutuações de velocidade vertical, na figura 5.2. Su et al. (2000) analisaram as correlações entre as componentes do vento acima e abaixo da copa de uma floresta para uma camada neutra simulada numericamente através de um modelo de simulação dos grandes vórtices (LES, na sigla em inglês). Neste caso, os campos tridimensionais possibilitam a determinação de correlações entre dois pontos separados verticalmente e horizontalmente. Os resultados encontrados por Su et al. (2000) são, qualitativamente, muito semelhantes aos apresentados na figura 5.4. Para a componente vertical do vento, eles encontraram máximos de correlações quando o deslocamento horizontal era nulo, que equivale ao caso com  $\Delta t$  zero na figura 5.4c. Neste caso ainda, Su et al. (2000) encontraram correlações negativas de  $w$  para afastamentos horizontais maiores que 0,8 h em valor absoluto, equivalentes aos valores negativos de correlação encontrados no presente estudo, para atrasos maiores que 15 s. Para as componentes horizontais, Su et al. (2000) identificaram que o máximo de correlação se deslocava horizontalmente para os diferentes níveis verticais, indicando estruturas inclinadas verticalmente, de maneira muito semelhante à observada nas figuras 5.4a e 5.4b. Em particular, Su et al. (2000) também observaram a correlação negativa da componente longitudinal da velocidade em níveis abaixo de 0,5 h, mostrada na figura 5.4a.

Por outro lado, na noite intermitente, em que não há eventos de varredura e ejeção que constituem a turbulência bem desenvolvida, não é possível observar a mesma estrutura espacial dos eventos turbulentos mais intensos através da análise de correlações entre dois pontos com atraso temporal entre os níveis (Figura 5.5). Neste caso, as correlações de todas as componentes do vento decaem rapidamente na vertical e com o atraso temporal. Por outro lado, o valor para o qual as correlações nas componentes horizontais tendem no interior da floresta é maior que zero, ficando em geral entre 0,1 e 0,2 para a componente longitudinal e entre 0,2 e 0,3 para a componente lateral. Esses valores são maiores que as correlações

observadas na noite turbulenta nos mesmos níveis e estão, provavelmente, associados aos movimentos horizontais de baixa frequência. Interessantemente, essas correlações não apresentam, na média, dependência no atraso temporal  $\Delta t$ , indicando que esses modos de baixa frequência possuem fase variável, como é característico de movimentos de submeso. Por outro lado, a correlação da componente vertical no interior da floresta na noite intermitente tende a valores abaixo de 0,1, mostrando que neste tipo de situação os eventos correlacionados são horizontais (Figura 5.5c).

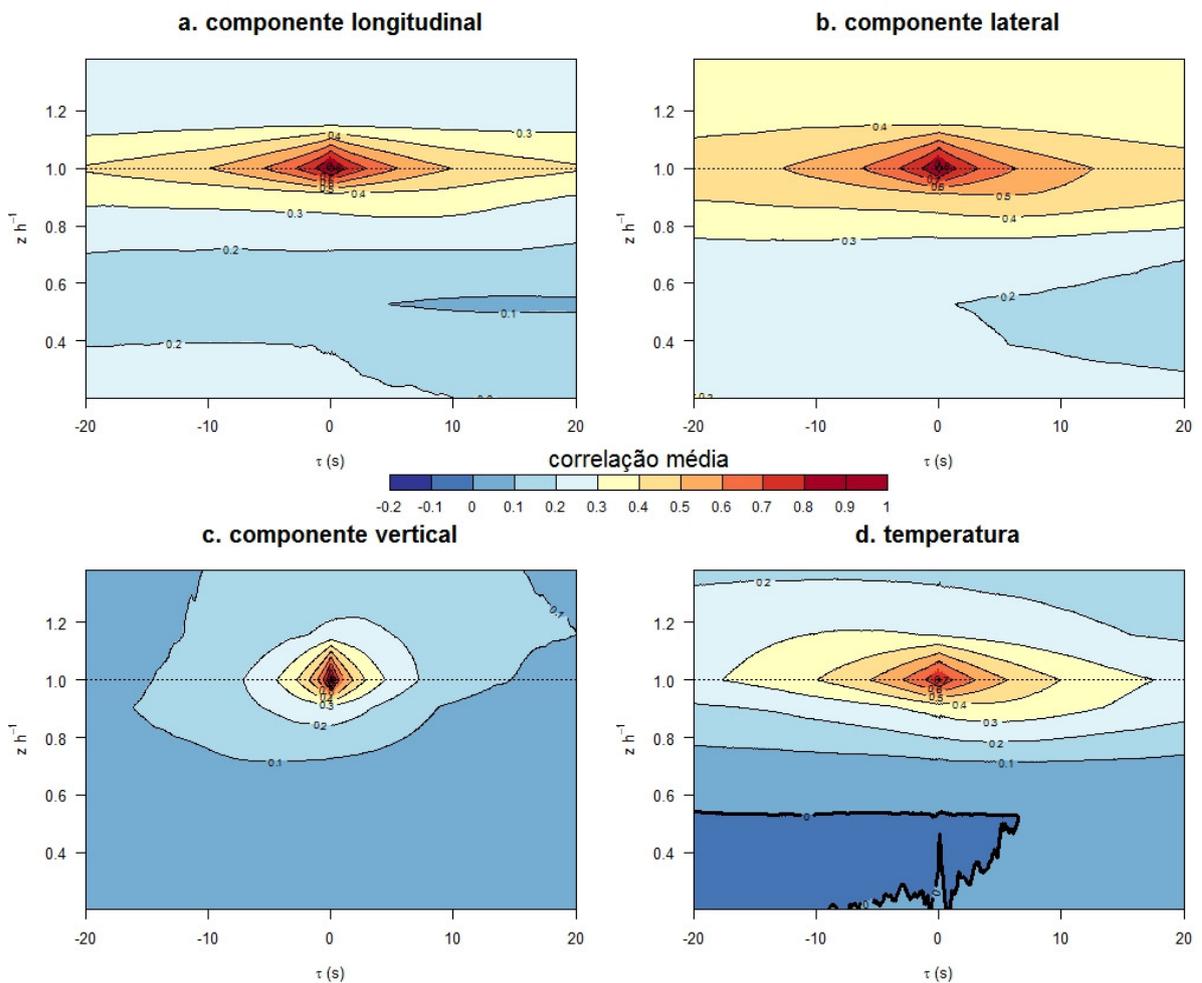


Figura 5.5 – O mesmo que a figura 5.4, porém para a noite de 25 de julho de 2014 (intermitente).

### 5.5 Comportamento médio

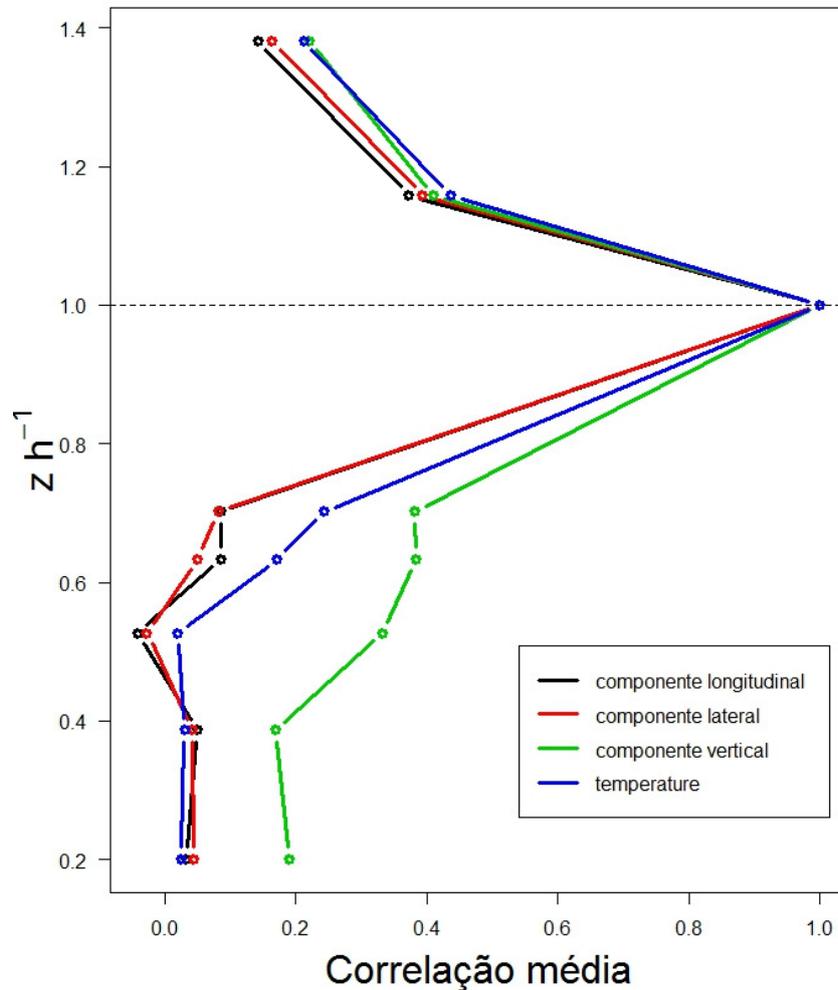


Figura 5.6 – Perfil vertical médio das correlações das componentes longitudinal (linha preta), lateral (linha vermelha) e vertical (linha verde) do vento e da temperatura considerando todo o período de análise utilizado (88 noites).

Os comportamentos muito distintos observados entre as duas noites comparadas na seção anterior evidenciam a dificuldade em estudar a turbulência neste sítio, devido à grande variabilidade que pode ocorrer no sítio ao longo de um período prolongado de observações. Desta forma, é importante também analisar os comportamentos médios das variáveis no local durante todo o período, para identificar a importância relativa dos processos observados para a microclimatologia local. Estudos anteriores mostraram que as correlações das três

componentes do vento e da temperatura dependem fortemente da mistura turbulenta (e, por consequência, da estabilidade atmosférica) e da separação vertical entre níveis considerados, sendo que as componentes horizontais e a vertical sofrem estas influências de forma e intensidade diferentes (HUTCHINS et al., 2012; SHAW et al., 1995; SU et al., 2000; TEICHRIEB et al., 2013). Estes aspectos serão analisados nesta seção para o período completo de dados observados.

Os perfis verticais médios das correlações das componentes do vento e da temperatura para todo o período são apresentados na figura 5.6. A componente vertical é a que apresenta maiores correlações em todos os níveis no interior do dossel (linha verde), sempre positiva e decaindo verticalmente desde a copa (nível de referência) até os níveis mais baixos, chegando a 0,2. As componentes longitudinal (linha preta) e lateral (linha vermelha) são as menos correlacionadas em todos os níveis dentro do dossel com os valores observados na altura  $h$ , também decaindo com a distância vertical dossel adentro, chegando a ser levemente anticorrelacionadas no nível de 18,4 m (0,53  $h$ ). O perfil das correlações da temperatura se mantém sempre positivo e exibe o mesmo comportamento apresentado pelas componentes horizontais do vento em todo o dossel. Acima do dossel, a partir da copa, os perfis das correlações entre as quatro variáveis analisadas com o seu valor observado no topo da floresta são bastante semelhantes entre si. O comportamento médio apresentado na figura 5.6, com a componente vertical apresentando as maiores correlações no interior da copa, se aproxima bem mais do observado para a noite de turbulência contínua do que para a noite intermitente (Figura 5.1). Isso mostra, portanto, que a condição de turbulência contínua é mais representativa das características locais que a condição de intermitência.

De qualquer forma, no capítulo anterior foi mostrado que a estabilidade nos níveis mais altos da copa exerce um controle importante na ocorrência de intermitência, afetando significativamente a estrutura da turbulência. É importante, portanto, identificar se as correlações também são afetadas de maneira importante pela estabilidade atmosférica. Deste modo, a figura 5.7 apresenta as correlações das quatro variáveis turbulentas, classificadas pelo número de Richardson na copa ( $Ri_{can}$ ) e descartando os valores das correlações do nível da copa com ele mesmo (nossa referência), que tem sempre o valor 1,0. Para as componentes longitudinal (Figura 5.7a) e lateral (Figura 5.7b) do vento, há um padrão bi modal imediatamente acima do dossel, em 1,2  $h$ . Os maiores valores de correlação encontram-se nesta região, com um pico próximo à neutralidade e outro na região de grande estabilidade. Entretanto, quando a penetração para níveis mais baixos é considerada, se observa que

somente no caso de grande estabilidade ( $Ri_{can} > 1$ ) correlações mais elevadas das componentes horizontais do vento também ocorrem no interior do dossel.

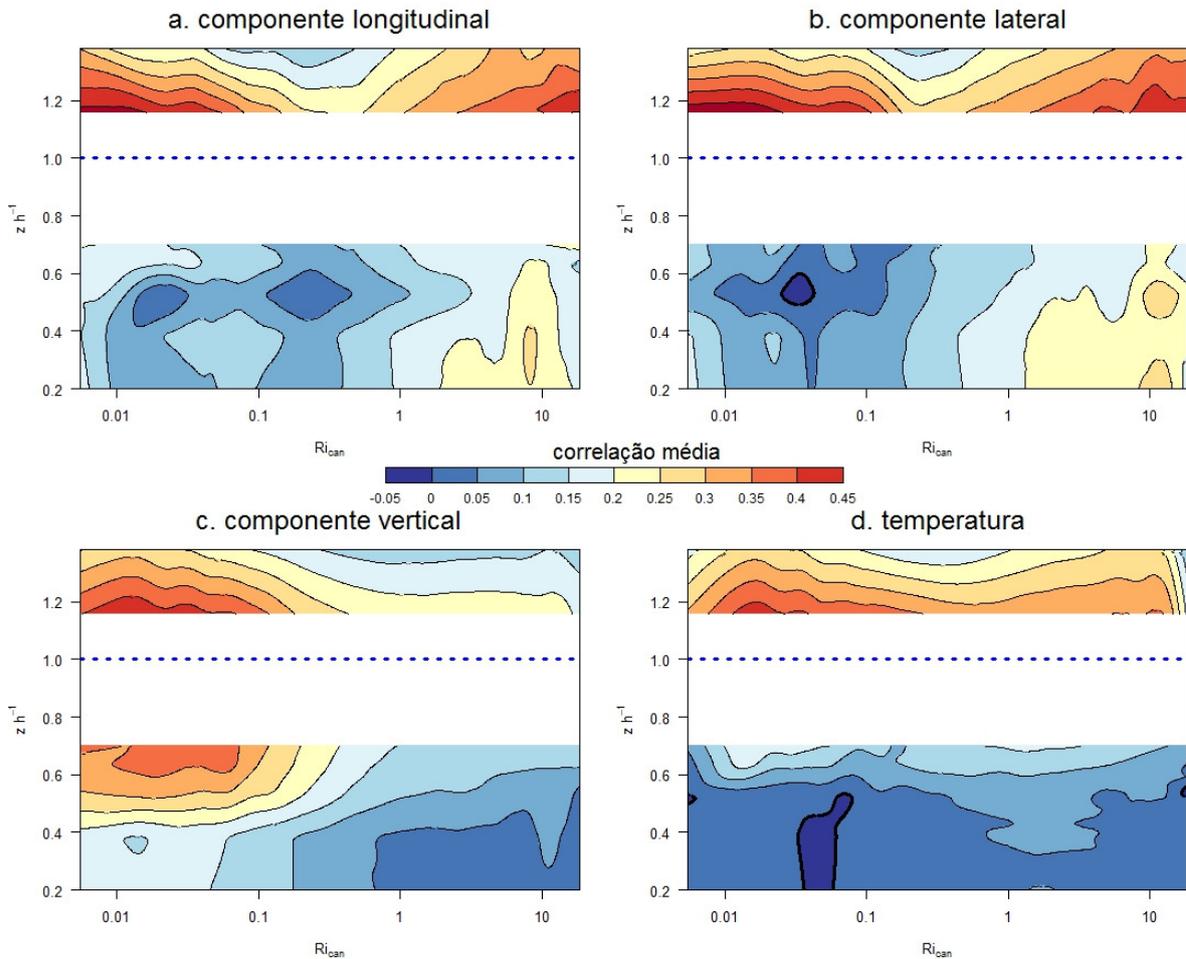


Figura 5.7 – Correlações médias das componentes horizontais (painéis a e b) e vertical (painel c) do vento, em função da altura e do “número de Richardson do dossel”. Foram desconsiderados os valores de correlação dos níveis 34,9 m (sempre igual a uma unidade) e 31,6 m. A escala de cores (painel do centro) é linear.

Acima do dossel, a correlação da componente vertical da velocidade apresenta apenas o pico na região classificada como turbulenta, em estabilidade próxima à neutra (Figura 5.7c). Esse máximo é bem definido e não ocorre para valores de  $Ri_{can}$  maiores que 0,5. Este é um resultado esperado, uma vez que esta é a variável que melhor caracteriza o movimento puramente turbulento. Modos de baixa frequência, que tendem a ser dominantes em condições mais estáveis, não são intensos na componente vertical, de forma que as correlações de  $w$  em valores grandes de  $Ri_{can}$  são pequenas em todos os níveis. As correlações verticais entre as

perturbações de temperatura são pouco dependentes da estabilidade, variando de maneira significativa apenas na vertical.

A hipótese de que o perfil da correlação da velocidade vertical é dominada por movimentos de pequena escala temporal, associados a processos turbulentos, enquanto que nas componentes horizontais o domínio é de processos de baixa frequência é corroborada pela análise da decomposição de multi-resolução dos dados para o período completo (Figura 5.8).

Nas componentes horizontais (Figuras 5.8a e 5.8b), bem como na temperatura (Figura 5.8d), as máximas correlações no interior e acima da copa ocorrem em escalas temporais maiores que 100 s, enquanto que o mesmo máximo ocorre em escalas entre 10 e 50 s para a componente vertical (Figura 5.8c). Para todos os painéis da figura 5.8, fica claro que as correlações ocorrem em escalas temporais bem mais específicas que os respectivos espectros no topo da floresta. Nas componentes horizontais do vento, o máximo espectral é amplo, marcado por aumento da energia para escalas de 10 até 1000 s, porém as correlações, tanto acima quanto abaixo são dominadas por contribuições em escalas acima de 100 s.

Comportamento semelhante é observado na componente vertical do vento, apesar da diferença das escalas temporais em que isso ocorre. Neste caso, o espectro médio de  $w$  é dominado por um pico amplo, entre escalas temporais de 1 e 50 s, mas as correlações, tanto acima como no interior da copa são dominadas por contribuições em uma escala bem mais restrita, entre 10 e 50 s. Esta observação mostra que existem processos que se propagam mais facilmente através da copa que outros. No caso da componente vertical, é natural supor que esses processos sejam as varreduras e ejeções, que caracterizam estruturas coerentes intensas, de acordo com estudos anteriores que identificaram a ocorrência simultânea destes eventos em diferentes níveis verticais (GAO et al., 1989; LU e FITZJARRALD, 1994; THOMAS e FOKEN, 2007, entre outros). Também chama bastante a atenção na figura 5.8 a ocorrência sistemática de correlações negativas para as duas componentes horizontais do movimento.

Na componente longitudinal (Figura 5.8a), os valores de correlação negativa dominam em escalas temporais entre 1 e 50 s no interior da copa. Estas são escalas próximas às das máximas correlações na componente vertical e podem, por isso, ser identificadas como associadas a processos turbulentos. Portanto, este resultado indica que o movimento turbulento na direção longitudinal é anticorrelacionado (ainda que apenas fracamente) entre o topo da copa e seu interior, podendo indicar a ocorrência de grandes vórtices acima da copa com retorno no interior da copa. Outra possibilidade é que essas correlações negativas estejam associadas a estruturas coerentes inclinadas verticalmente, de forma que as correlações positivas no interior da copa ocorrem com atraso temporal à sua ocorrência no topo. Essa

idéia é corroborada pelo atraso da região de máxima correlação da componente longitudinal, observado na figura 5.4. Ainda que não tenham feito decomposição em escalas temporais, Su et al. (2000) observaram uma região de correlação negativa da componente longitudinal abaixo da copa. Os presentes resultados permitem concluir que esta região de correlação negativa é dominada por movimentos turbulentos. Por outro lado, Shaw et al. (1995) não observaram nenhuma região dominada por correlações negativas da componente longitudinal da velocidade. Para a componente lateral (Figura 5.8b), correlações sistemáticas negativas ocorrem acima da copa e de seu topo até profundidades de 0,6 h, mas apenas para escalas temporais bastante pequenas, menores que 5 s. A existência de correlações negativas para a componente lateral nas regiões de frequência muito alta, já havia sido anteriormente observada por Teichrieb et al. (2013) também para separação vertical entre dois pontos de observação. Eles ainda identificaram que estas correlações negativas se tornam mais importantes para condições de turbulência bem desenvolvida, apesar de ocorrerem em todos os casos. A observação deste padrão no presente estudo indica que correlações negativas em escalas temporais pequenas para a componente lateral da velocidade com separação vertical são características típicas de escoamentos turbulentos, que devem ser investigadas em detalhe em trabalhos específicos com este propósito.

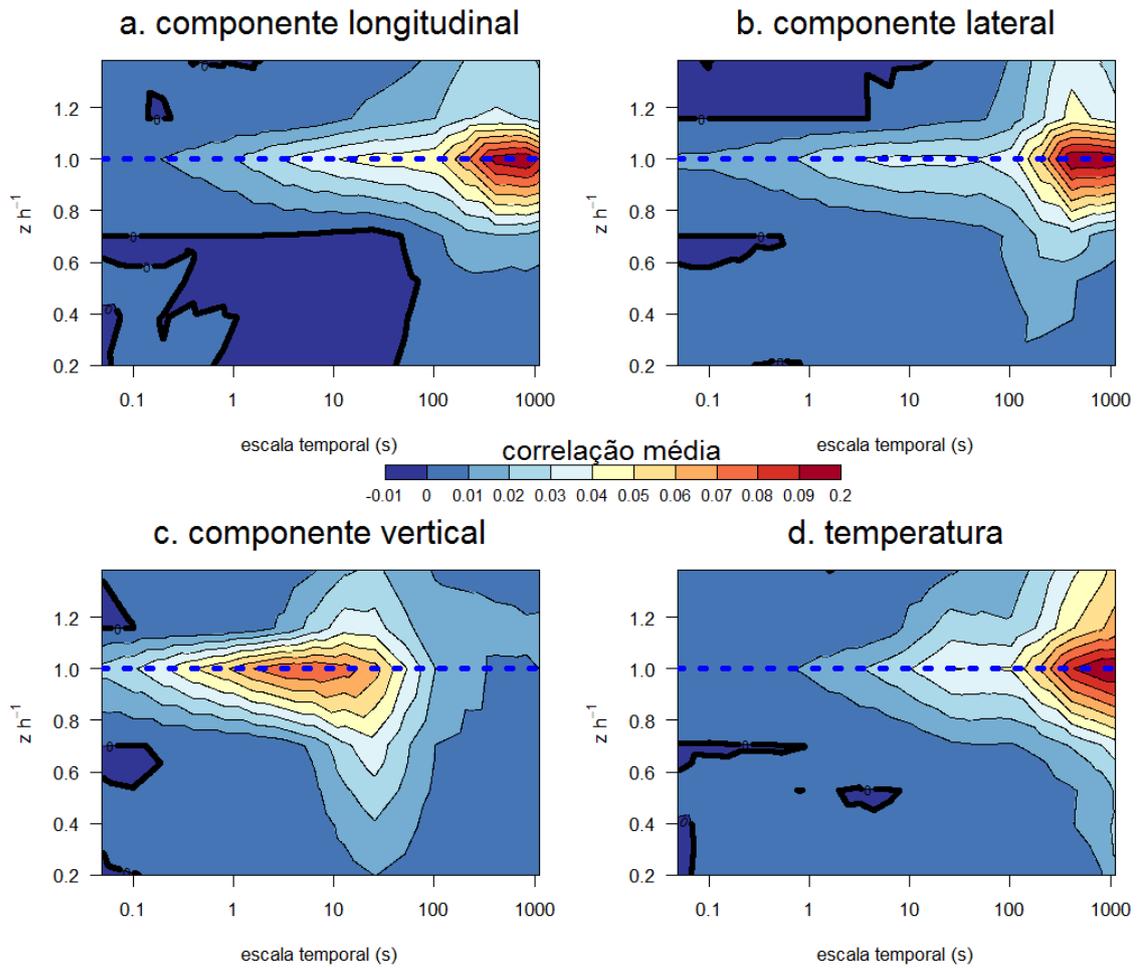


Figura 5.8 – Perfis médios dos espectros das correlações obtidos através da decomposição de multiresolução das componentes do vento e da temperatura, considerando as 88 noites utilizadas no estudo.

A componente vertical do vento é bem correlacionada em quase todos os níveis, mas somente na região de alta frequência, entre 10 e 100 s, novamente por se tratar da componente que amplamente dominada pela turbulência e a que, em tese, menos é influenciada pela existência de modos de baixa frequência (Figura 5.8c). As mesmas características observadas para  $u$  e  $v$  podem ser designadas para as correlações da temperatura, somado ao fato de que para esta variável, o pico desloca-se mais ainda para regiões com escala de tempo muito longa (Figura 5.8d).

A seguir é investigado como as escalas temporais das correlações entre dois pontos das quantidades turbulentas dependem da estabilidade. Para tanto, os perfis das decomposições de multiresolução são comparados para os 10% dos casos menos estáveis, que

correspondem a  $Ri_{can} < 0,20$  (Figura 5.9) e os 10% dos casos mais estáveis, que ocorrem quando  $Ri_{can} > 3,9$  (Figura 5.10).

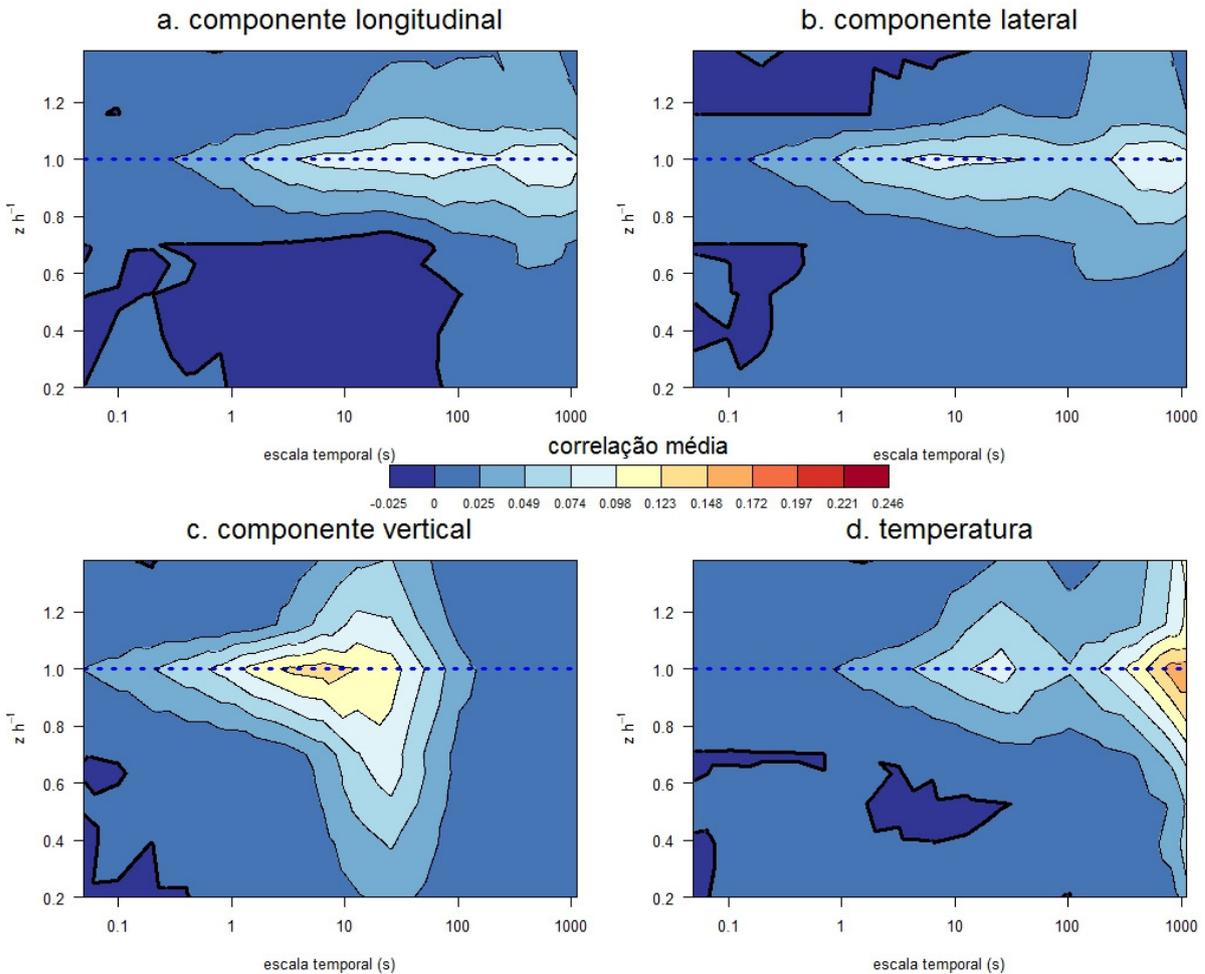


Figura 5.9 - Perfis verticais dos espectros das correlações classificados pelos casos 10% menos estáveis (com valores de  $Ri < 0,2$ ) para a componente longitudinal (painel a); componente lateral (painel b); componente vertical (painel c) e para a temperatura (painel d).

Nos casos menos estáveis, as maiores correlações das componentes horizontais da velocidade (Figuras. 5.9a e 5.9b) em níveis próximos à superfície ocorrem em escalas temporais superiores a 100 s. Na componente longitudinal, em particular, este máximo ocorre nas mesmas escalas temporais que o máximo associado aos movimentos não turbulentos de baixa frequência acima da floresta. Na componente vertical, por outro lado, as maiores correlações em baixos níveis ocorrem em escalas temporais entre 10 e 100 s, próximo às maiores escalas temporais do pico espectral de  $w$  no topo da floresta. Estes padrões para as

componentes da velocidade estão em acordo com o que já foi observado até aqui, tanto no capítulo anterior quanto no presente capítulo. É interessante, ainda, notar que nesses casos pouco estáveis há escalas com correlação negativa nas duas componentes horizontais da velocidade, de acordo com o que foi observado na média para o período todo (Figura 5.8). Isto indica que esses padrões são favorecidos em condições de turbulência desenvolvida, da mesma forma que foi observado por Teichrieb et al. (2013). As maiores correlações destes casos menos estáveis ocorrem para a variável temperatura, e em escalas temporais longas.

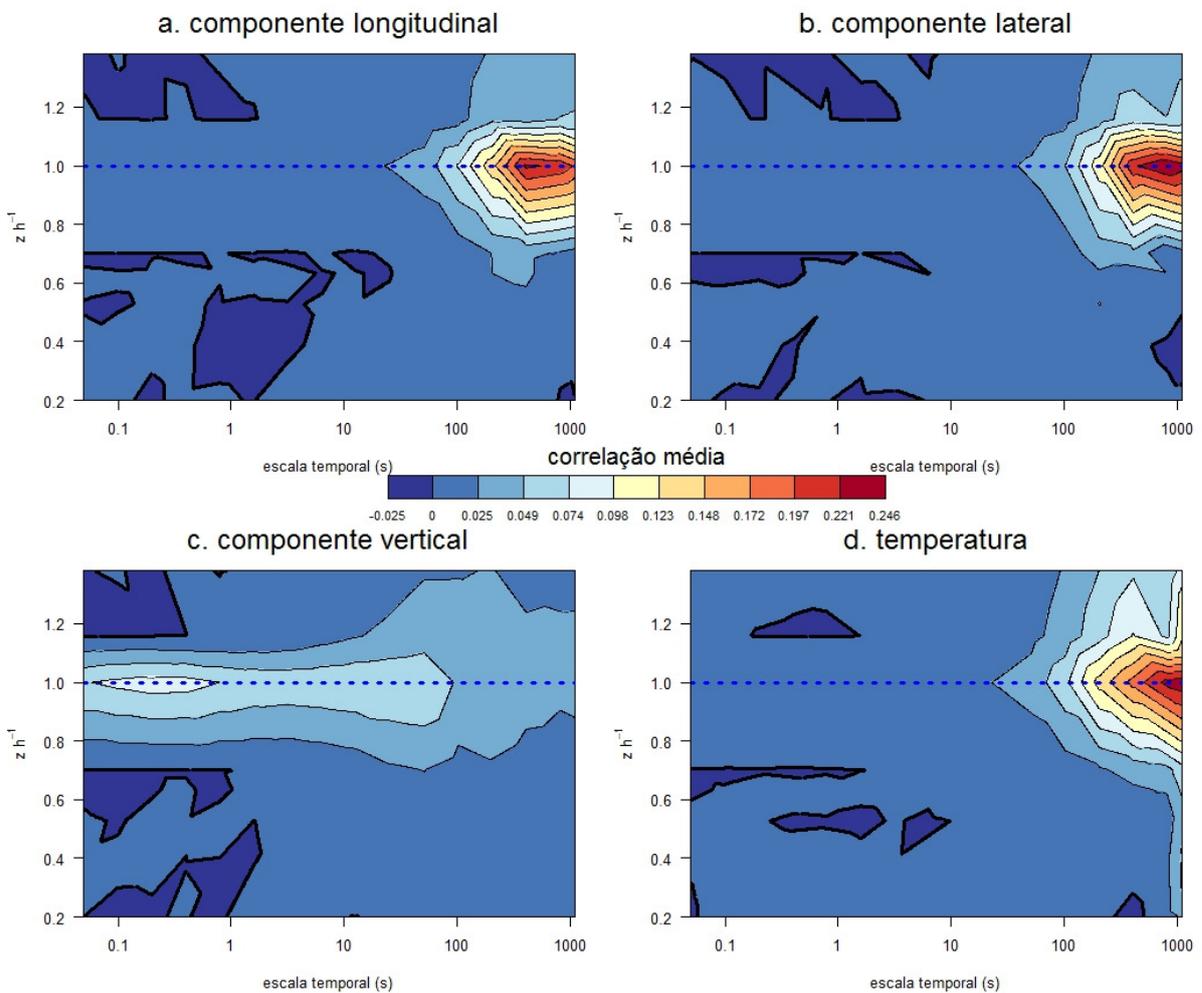


Figura 5.10 – Perfis verticais dos espectros das correlações classificados pelos casos 10% mais estáveis (com valores de  $Ri > 3,9$ ) para as componentes longitudinal, lateral e vertical (painéis (a), (b) e (c), respectivamente) e para a temperatura (painel d).

Nos casos mais estáveis, por outro lado, todas as correlações no interior da copa são reduzidas, de forma que os padrões passam a ser dominados pelos espectros observados no

topo (Figura 5.10). Este é um resultado importante, pois mostra que as grandes correlações observadas no interior da floresta nos casos muito estáveis (Figura 5.7) não têm escala temporal predominante. Nessa situação de grande estabilidade as escalas temporais com ocorrência sistemática de correlação negativa são bem mais raras, mostrando que este também é um padrão característico de turbulência bem desenvolvida. A ausência ou redução da contribuição dessas correlações negativas são a maior diferença nos casos muito estáveis e, portanto, explicam as maiores correlações das componentes horizontais do vento observadas no interior das florestas terem ocorrido nas condições de grande estabilidade (Figura 5.7).

## 5.6 Conclusão

O estudo mostrou que a utilização de correlações entre pontos separados verticalmente, em um dossel alto de floresta pode colaborar para o entendimento da estrutura do escoamento. A análise feita mostrou que os modos de baixa frequência dominam as componentes horizontais e afetam muito menos a componente vertical do movimento. Tal comportamento já havia sido diagnosticado na análise de escala temporal feita no capítulo 4, e confirmou-se ao utilizarmos o método de decomposição de escala para as correlações nos diferentes níveis do dossel. Porém como observado anteriormente, a estabilidade estática da camada influencia diretamente no escoamento turbulento acima e dentro do dossel. A análise baseada em classes de estabilidade mostrou que as componentes horizontais do movimento estão bem correlacionadas em escalas de tempo maiores, alcançando os níveis mais próximos à superfície. A confirmação de que, em escalas temporais longas, os níveis mais próximos da superfície estão bem correlacionados com a copa da floresta reforça a idéia de que movimentos descendentes transportam quantidades desde os níveis acima do dossel para dentro dele. A ocorrência de eventos de varredura e ejeções são então os responsáveis por tais transportes como já especulado no capítulo anterior deste trabalho e também diagnosticado em estudos anteriores (GAO et al., 1989; GAO et al., 1992; COLLINEAU e BRUNET, 1993; LU e FITZJARRALD, 1994). Portanto, apesar da grande variabilidade das condições noturnas observadas no local, as análises sugerem que a condição de turbulência contínua, ainda que de intensidade muito baixa, pode melhor representar as características do local de estudo.

Através do estudo de caso, considerando duas noites, com características turbulentas distintas, observou-se que com turbulência contínua a componente vertical do vento está bem correlacionada desde acima da copa até seu interior e nas escalas temporais entre 10 e 100s, enquanto as componentes horizontais não apresentam correlações significativas. Isto pode ser explicado pelo fato de a componente vertical ser muito afetada por eventos típicos de turbulência contínua (varreduras e ejeções), o que deve ter sido decisivo para tais valores de correlações. Quando considerado um caso com a ocorrência de intermitência, as correlações mais significativas deslocaram-se para escalas temporais mais longas, observadas nas componentes horizontais do movimento desde a copa superior até os níveis mais baixos, enriquecendo a teoria já proposta anteriormente que modos horizontais de baixa frequência se propagam mais facilmente para o interior da floresta.

Utilizando um método de defasagem semelhante ao proposto por Su et al. (2000) foi possível distinguir como se dá a propagação dos movimentos turbulentos para o interior da floresta. A análise de caso, com a utilização de atraso, mostrou que a componente vertical é bem correlacionada em todos os níveis, com atraso quase nulo ou muito pequeno para a noite com turbulência contínua, enquanto que na noite intermitente seus valores não são significativos decaindo rapidamente com a penetração dossel adentro. A ocorrência de eventos de varredura e ejeções geralmente ausentes em casos intermitentes explica tal comportamento. Já para as componentes horizontais se observou correlações significativas dentro do dossel somente até 0,8 h, tanto no caso intermitente quanto no caso com turbulência contínua. Entretanto, tais correlações ocorrem com atraso neste último considerado. A inclinação espacial gerada pela ocorrência com atraso das correlações das componentes horizontais reforça a conclusão do capítulo anterior que os modos de baixa frequência penetram dossel adentro desde a atmosfera acima da floresta, sendo diagnosticados em instantes de tempo distintos conforme se propagam.

## 6 CONCLUSÃO

A análise apresentadas nas duas seções de resultados deste trabalho trouxeram importantes contribuições para o entendimento da estrutura vertical do escoamento noturno sobre regiões de florestas com dosséis altos e densos. O uso de um longo período de dados possibilitou visualizar diferentes situações que ocorrem devido à grande variabilidade local e que em estudos anteriores não puderam ser consideradas. As diferentes condições de estabilidade estática, que foram utilizadas como critério nas análises, mostram que o local não apresenta um único cenário noturno predominante. Apesar da presença de noites muito estáveis, evidenciados nos estudos de caso, o local se caracteriza por apresentar turbulência contínua (com pequena magnitude) no nível da copa. Outro fator importante do estudo foi a grande resolução espacial de medições. Com isso, alguns resultados observados anteriormente e apenas especulados, agora puderam ser mais bem detalhados.

O presente estudo mostrou que o movimento no interior da floresta ocorre predominantemente em escalas longas, maiores que 100 s, nas direções horizontais, e em escalas mais curtas, associadas ao movimento turbulento, na direção vertical. A análise da estabilidade estática, a partir do número de Richardson da copa, mostraram que este padrão é favorecido quando a camada é muito estável, de tal maneira que o movimento pode ser iniciado por processos de submeso que pode atingir todos os níveis. As flutuações de temperatura respondem da mesma forma que as componentes horizontais na maioria das abordagens. Já em condições de estabilidade fraca, o movimento no interior da floresta é, em geral associado a eventos relacionados às varreduras e às ejeções, que têm escala temporal menor e são os melhores mecanismos de troca no topo da copa. Os modos de baixa frequência, entretanto, geram perturbações que têm magnitudes semelhantes às geradas por processos turbulentos na CLE e devem ser considerados, inclusive em estudos que buscam o fechamento de balanços de escalares como dióxido de carbono, por exemplo.

Um resultado interessante trazido no capítulo 4 é a presença de um pico de fluxo de calor sensível nos níveis próximos à superfície em escalas temporais maiores que a turbulenta. Isto já havia sido observado anteriormente por Dupont e Patton (2012) para um dossel na presença de folhas, com o desaparecimento deste pico no período com folhas. Provavelmente este fluxo de calor ascendente seja gerado pela energia horizontal, com escalas temporais superiores a 100 s que iniciam flutuações verticais de velocidade através de redistribuição da

pressão, tornando a camada junto a superfície instável. Assim os modos de baixa frequência que penetram no dossel são realimentados pela presença da mesma contribuindo para a manutenção do fluxo de calor sensível positivo nestes níveis.

A hipótese de que os processos diagnosticados nos níveis no interior do dossel são os mesmos que ocorrem acima da copa foi testada pela análise das correlações entre dois pontos. A utilização da técnica que considera um intervalo de tempo de atraso no cálculo das mesmas mostrou que a componente vertical do vento é bem correlacionada em todos os níveis com atraso quase nulo e apenas em casos de turbulência desenvolvida. Já as componentes horizontais mostraram uma inclinação espacial nas correlações com atraso negativo no nível da copa e positivo dentro do dossel, acentuada para o caso pouco estável, levando a crer que os eventos são primeiro amostrados acima, e determinado intervalo de tempo depois, dentro do dossel. Na noite dita intermitente, este atraso é quase nulo e as correlações decaem rapidamente desde a copa, dentro do dossel. Entretanto sua magnitude é maior que no caso anterior, sugerindo que eventos de baixa frequência, que ocorrem nestas condições, dominam no interior do dossel. Quanto a temperatura, mostrou-se que, em ambos os casos, as correlações próximas da superfície são sistematicamente negativas, o que está relacionado a presença de fluxos de calor sensível com sinais inversos na copa e junto a superfície, como já citado anteriormente.

De maneira geral, o presente trabalho, trouxe novas perspectivas acerca da estrutura dos movimentos noturnos. A principal delas é a consideração cada vez mais confirmada de que os modos de baixa frequência são responsáveis pela maioria das trocas e que estes podem dominar todo o perfil em muitos casos. Uma extensão deste estudo, abordando a troca de escalares como calor latente e dióxido de carbono e também a comparação dos resultados com os obtidos em outros tipos de vegetação e outros locais, reforçaria as hipóteses explanadas e daria embasamento adicional aos resultados.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

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.

ACEVEDO, O. C., MORAES, O. L. L., DEGRAZIA, G. A., MEDEIROS, L. E. Intermittency and the exchange of scalars in the nocturnal surface layer. **Boundary-Layer Meteorology**, vol. 119, p. 41–55, 2006.

ACEVEDO, O. C.; MAHRT, L. Systematic vertical variation of mesoscale fluxes in the nocturnal boundary layer. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 135, p. 19–30, 2010.

ACEVEDO, O. C., COSTA, F. D., OLIVEIRA, P. E. S., 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, p. 207–225, 2014.

AMIRO, B. D. Comparison of turbulence statistics within three boreal forest canopies. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 51, 99–121, 1990.

ANDREAE, M. O. et al. The Amazon Tall Tower Observatory (ATTO) in the remote Amazon Basin: overview of first results from ecosystem ecology, meteorology, trace gas, and aerosol measurements. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 15, p. 11599–11726, 2015.

ARAÚJO, A. C., NOBRE, A. D., KRUIJT, B., ELBERS, J. A., DALLAROSA, R., STEFANI, P., VON RANDOW, C., MANZI, A. O., CULF, A. D., GASH, J. H. C., VALENTINI, R., KABAT, P. Comparative measurements of carbon dioxide fluxes from two nearby towers in a central Amazonian rainforest: The Manaus LBA site. **Journal of Geophysical Research**, v. 107: 8090, 2002.

BALDOCCHI, D. D., MEYERS, T. P. Turbulence structure in a deciduous forest. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 43, p. 345–364, 1988a.

BALDOCCHI, D. D., MEYERS, T. P. A spectral and lag correlation analysis of turbulence in a deciduous forest canopy. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 45, p. 31–58, 1988b.

BALDWIN, L. V., JOHNSON, G. R. An estimate of space-time correlations. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 5, p. 373–377, 1973.

BLANKEN, P. D., BLACK, T. A., NEUMANN, H. H., HARTOG, G. D., YANH, P. C., NESIC, Z., STAEBLER, R., CHEN, W., NOVAK, M. D. Turbulent flux measurements above and below the overstory of a boreal aspen forest. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 89, p. 109-140, 1998.

BOLSVELD, F. C., HOLTSLAG, A. A. M., VAN DEN HURK, B. J. J. M. Nighttime convection in the interior of a dense Douglas fir forest. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 93, p. 171-195, 1999.

BOLZAN, M. J. A., RAMOS, F. M., SÁ, L. D. A., NETO, C. R., ROSA, R. R. Analysis of fine-scale canopy turbulence within and above an Amazon forest using Tsallis' generalized thermostatics. **Journal of Geophysical Research**, v.107, p. 8063, 2002.

BURNS, S., SUN, J., LENSCHOW, D. H., ONCLEY, S. P., STEPHENS, B. B., YI, C., ANDERSON, D. E., HU, J., MONSON, R. K. Atmospheric Stability Effects on Wind Fields and Scalar Mixing Within and Just Above a Subalpine Forest in Sloping Terrain. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 138, p. 231–262, 2010.

CAELOTTO, P. Two-point properties of atmospheric turbulence very close to the ground: comparison of a high resolution les with theoretical models. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 104, p. 381–410, 2002.

CAMPOS, J. G. **Escala temporal da turbulência para escoamento noturno acima da copa de uma Floresta Tropical Úmida na Amazônia**. 2008. Dissertação (Mestrado) — Universidade Federal de Santa Maria, Santa Maria-RS, 2008.

CAMPOS, J. G., ACEVEDO, O. C., TOTA, J., MANZI, A. O. On the temporal scale of the turbulent exchange of carbon dioxide and energy above a tropical rain forest in Amazonia. **Journal of Geophysical Research**, v. 114, D08124, 2009.

CAVA, D., KATUL, G. G. Spectral short-circuiting and wake production within the canopy trunk space of an alpine hardwood forest. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 126, p. 415-431, 2008.

CANCELLI, D. M., DIAS, N. L., CHAMECKI, M. Dimensionless criteria for the production-dissipation equilibrium of scalar fluctuations and their implications for scalar similarity, **Water Resources Research**, v. 48, 10522, doi:10.1029/2012WR012127, 2012

CAVA, D., DONATEO, A., CONTINI, D. Combined stationarity index for the estimations of turbulent fluxes of scalars and particles in the atmospheric surface layer. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 194, p. 88-103, 2014.

COLLINEAU, S., BRUNET, Y. Detection of turbulent coherent motions in a forest canopy part I: Wavelet analysis. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 65, p. 357-379, 1993.

CONSTANTIN, J., GRELLE, A., IBROM, A., MORGENSTERN, K. Flux partitioning between understory and overstory in a boreal spruce/pine forest determined by the eddy-covariance method. **Agricultural and Forest Meteorology**, 98–9, 629–643, 1999.

DUPONT, S., PATTON, E. G. Influence of stability and seasonal canopy changes on micrometeorology within and above an orchard canopy: The CHATS experiment. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 157, p. 11-29, 2012.

FAVRE, A. J., GAVIGLIO, J. J., DUMAS, R. Space-time double correlations and spectra in a turbulent boundary layer. **Journal of Fluid Mechanics**, v. 2, p. 313- 342, 1957.

FAVRE, A. J., GAVIGLIO, J. J., DUMAS, R. Further space-time correlations of velocity in a turbulent boundary layer. **Journal of Fluid Mechanics**, v. 3, p. 344- 356, 1958.

FAVRE, A. J. Review on Space-Time Correlations in Turbulent Fluids. **Journal of Applied Mechanics**, v. 32, p. 241-257, 1965.

FITZJARRALD, D. R., MOORE, K. E. Mechanisms of nocturnal exchange between the rain forest and the atmosphere. **Journal of Geophysical Research**, v. 95, p. 16839–16850, 1990.

FITZJARRALD, D. R., MOORE, K. E., CABRAL, O. M. R., SCOLAR, J., MANZI, A. O., SÁ, L. D. A. Daytime Turbulent Exchange Between the Amazon Forest and the Atmosphere. **Journal of Geophysical Research**, v. 95, p. 16825–16838, 1990.

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

FUENTES, J. D., et al. Linking meteorology, turbulence and air chemistry in the Amazon rain forest. BAMS, to be submitted, 2015.

GAO, W., SHAW, R. H., PAW U, K. T. Observation of Organized Structure in Turbulent Flow within and above a Forest Canopy. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 47, p. 349–377. 1989.

GAO, W., SHAW, R. H., PAW U, K. T. Conditional analysis of temperature and humidity microfronts and ejection/sweep motions within and above a deciduous forest, **Boundary-Layer Meteorology**, v. 59, p. 35–57, 1992.

HICKS, B. B. Some limitations of dimensional analysis and power laws. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 14, p. 567–569, 1978.

HOLLINGER, D. Y., RICHARDSON, A. D. Uncertainty in eddy covariance measurements and its application to physiological models. **Tree Physiology**, v. 25, p. 873–885, 2005.

HOWELL, J. F., MAHRT, L. Multiresolution flux decomposition. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 83, p. 117–137, 1997.

HUTCHINS, N.; MARUSIC, I. Evidence of very long meandering features in the logarithmic region of turbulent boundary layers. **Journal of Fluid Mechanics**, v. 579, p. 1–28, 2007.

HUTCHINS, N., CHAUHAN, K., MARUSIC, I., MONTY, J., KLEWICKI, J. Towards reconciling the large-scale structure of turbulent boundary layers in the atmosphere and laboratory. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 145, p. 273–306, 2012

KIDSTON, J. et al. Energy balance closure using eddy covariance above two different land surfaces and implications for CO<sub>2</sub> flux measurements. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 136, p. 193–218, 2010.

KLIPP, C. L., MAHRT, L. Flux-gradient relationship, self-correlation and intermittency in the stable boundary layer. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 130, p. 2087–2103, 2004.

KRUIJT, B., MALHI, Y., LLOYD, J., NOBRE, A. D., MIRANDA, A. C., PEREIRA, M. G. P., CULF, A., GRACE, J. Turbulence statistics above and within two Amazon rain forest canopies. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 94, p. 297–331, 2000.

LAUNIAINEN, S. et al. Vertical variability and effect of stability on turbulence characteristics down to the floor of a pine forest. **Tellus**, v. 59B, p. 919–936, 2007.

LEE, X., Gravity waves in a forest: A linear analysis. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 54, p. 2574–2585, 1997.

LEE, X., NEUMAN, H. H., DEN HARTOG, G., FUENTES, J. D., BLACK, T. A., MICKLE, R. E., YANG, P. C., BLANKEN, P. D. Observations of gravity waves in a boreal forest. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 84, p. 383-398, 1997.

LU, C -H, FITZJARRALD, D. R. Seasonal and diurnal variations of coherent structures over a deciduous forest. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 69, p. 43-69, 1994.

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

MAHRT, L., VICKERS D. Extremely weak mixing in stable conditions. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 119, p. 19–39, 2006.

MAHRT, L. Characteristics of submeso winds in the stable boundary layer. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 130, n. 1, p. 1–14, 2009.

MAHRT, L. Computing turbulent fluxes near the surface: Needed improvements. **Agricultural and Forest Meteorology**, 2010.

MAHRT, L., THOMAS, C. K., RICHARDSON, S., SEAMAN, N., STAUFFER, D., ZEEMAN, M. Non-stationarity Generation of Weak Turbulence for Very Stable and Weak-Wind Conditions. . **Boundary-Layer Meteorology**, v. 147, p. 179-199, 2013.

MALHI, Y., NOBRE, A. D., GRACE, J., KRUIJT, B., PEREIRA, M. G. P., CULF, A., SCOTT, S. Carbon Dioxide Transfer over a Central Amazon Rain Forest. **Journal of Geophysical Research**, v. 103, p. 31593–31612, 1998.

MALLAT, S. A theory for multiresolution signal decomposition: The wavelet representation. **IEEE. Trans. Pattern. Anal. Machine Intell**, v. 11, n. 7, p. 674–693, 1989.

MAMMARELLA, I., KOLARI, P., RINNE, J., KERONEN, P., PUMPANEN, J., VESAL, T. Determining the contribution of vertical advection to the net ecosystem exchange at Hyytiälä forest, Finland. **Tellus**, v. 59B, p. 900-909, 2007.

MARQUES FILHO, A. O., DALLAROSA, R. G., PACHECO, V. B. Radiação solar e distribuição 514 vertical de área foliar em floresta – Reserva Biológica do Cuieiras – ZF2, Manaus. **Acta Amazônica**, v. 35, p. 427–436, 2005.

McWILLIAM, A. -L., ROBERTS, J. M., CABRAL, O. M. R., LEITAO, M. V. B. R., de COSTA, A. C. L., MAITELLI, G. T., ZAMPARONI, C. A. G. P. Leaf area index and above-ground biomass of *Terra Firme* rain forest and adjacent clearings in Amazonia. **Functional Ecology**, v. 7, p. 310–317, 1993.

MEILLIER, Y. P., FREHLICH, R. G., JONES R. M., BALSLEY, B. B., Modulation of Small-Scale Turbulence by Ducted Gravity Waves in the Nocturnal Boundary Layer. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 65, p. 1414–1427, 2008.

MILLER, S. D., GOULDEN, M. L., MENTON, M. C., ROCHA, H. R., FREITAS, H. C., FIGUEIRA, A. M. S., SOUSA, C. A. D. Biometric and Micrometeorological Measurements of tropical forest carbon balance. **Ecological Applications**, v. 14, S114-S126, 2004.

OLIVEIRA, P. E. S. **Trocas turbulentas de escalares acima e no interior de uma floresta de Araucária no sul do Brasil**. 2011. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Universidade Federal de Santa Maria, Santa Maria, 2011.

OLIVEIRA, P. E. S, ACEVEDO, O. C., MORAES, O. L. L., ZIMERMANN, H. R., TEICHRIEB, C. A. Nocturnal intermittent coupling between the interior of a pine forest and the air above it. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 146, p. 45–64, 2013.

OMETTO, J. P. H. B., NOBRE, A. D., ROCHA, H. R., ARTAXO, P., MARTINELLI, L. A. Amazonia and the modern carbon cycle: lessons learned. **Oecologia**, v. 143, p. 483-500, 2005.

PANOFSKY, H. A., THOMSON, D. W., SULLIVAN, D. A., MORAVEK, D. E. Two-point velocity statistics over Lake Ontario. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 7, p. 309–321, 1974.

PIELKE, R. A., PANOFSKY, H. A. Turbulence Characteristics Along Several Towers. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 1, p. 115–130, 1970.

PUHALES, F. S., RIZZA, U., DEGRAZIA, G. A., ACEVEDO, O. C. A simple parameterization for the turbulent kinetic energy transport terms in the convective boundary layer derived from large eddy simulation. **Physica A**, v. 392, p. 583–595, 2013.

RAMOS, F. M., BOLZAN, M. J. A., SÁ, L. D. A., ROSA, R. R. Atmospheric turbulence within and above an Amazon forest, **Physica D**, v.193, p. 278–291, 2004.

RAUPACH, M. R., FINNIGAN, J. J., BRUNET, Y. Coherent eddies and turbulence in vegetation canopies: the mixing-layer analogy. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 78, p. 351–382, 1996.

SALESKA, S. R. et al. Carbon in Amazon Forests: Unexpected Seasonal Fluxes and Disturbance-Induced Losses. **Science**, v. 302, p. 1554-1557, 2003.

SEGINER, I, MULHEARN, P. J. A note on vertical coherence of streamwise turbulence inside and above a model plant canopy. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 14, p. 515–523, 1978.

SHAW, R. H., SEGINER, I. The dissipation of turbulence in plant canopies. **7th Symposium on Turbulence and Diffusion**, 200-203. American Meteorological Society, Boston, MA, 1985.

SHAW, R. H., ZHANG, X. J. Evidence of pressure-forced turbulent flow in a forest. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 58, p. 273–288, 1992.

SHAW, R. H. et al. A wind tunnel study of air flow in waving wheat: Two-point velocity statistics. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 76, p. 349–376, 1995.

SHUTTLEWORTH, W. J. et al. Daily variations of temperature and humidity within and above Amazonian forest. *Weather*, v. 40, p. 102-108, 1985.

STAEBLER, R. M., FITZJARRALD, D. R. Observing subcanopy CO<sub>2</sub> advection. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 122, p. 139–156, 2004.

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

SU, H. B., SHAW, R. H., PAW, U. K. T. Two point correlation analysis of neutrally stratified flow within and above a forest from large eddy simulation. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 94, p. 423–460, 2000.

SU, H. -B., SCHMID, H. P., VOGEL, C. S., CURTIS, P. S. Effects of canopy morphology and thermal stability on mean flow and turbulence statistics observed inside a mixed hardwood forest. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 148, p. 862-882, 2008.

SUN, J. et al. Transport of carbon dioxide, water vapor and ozone by turbulence and local circulations. **Journal of Geophysical Research**, v. 103, p. 25873–25885, 1998.

SUN, J., BURNS, S. P., LENSCHOW, D. H., BANTA, R., NEWSOM, R., COULTER, R., FRASIER, S., INCE, T., NAPPO, C., CUXART, J., BLUMEN, W., LEE, X. Intermittent turbulence associated with a density current passage in the stable boundary layer. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 105, p. 199–219, 2002.

SUN, J. et al. Atmospheric disturbances that generate intermittent turbulence in nocturnal boundary layers. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 110, p. 255–279, 2004.

SUN, J., MAHRT, L., BANTA, R. M., PICHUGINA, Y. L. Turbulence regimes and turbulence intermittency in the stable boundary layer during CASES-99. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 69, p. 338-351, 2012.

TEICHRIEB, C. A., ACEVEDO, O. C., DEGRAZIA, G. A., MORAES, O. L. L., ROBERTI, D. R., ZIMERMANN, H. R., SANTOS, D. M., ALVES, R. C. M. Characterizing the relative role of low-frequency and turbulent processes in the nocturnal boundary layer through the analysis of two-point correlations of the wind components, **Physica A**, v. 392, p. 1510–1521, 2013.

THOMAS, C. K. Variability of sub-canopy flow, temperature and horizontal advection in moderately complex terrain. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 139, p. 61–81, 2011.

THOMAS, C. K., FOKEN, T. Organised motion in a tall spruce canopy: temporal scales, structure spacing and terrain effects. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 122, p. 123–147, 2007.

TONG, C., WYNGAARD, J. C. Two-point coherence in the atmospheric surface layer. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 81, p. 105–121, 1996.

TOTA, J., FITZJARRALD, D. R., SAEBLER, R. M., SAKAI, R. K., MORAES, O. L. L., ACEVEDO, O. C., WOFSEY, S. C., MANZI, A. O. Amazon rain forest subcanopy flow and the carbon budget: Santarém LBA-ECO site. **Journal of Geophysical Research**, v. 113 (G00B02), 2008.

TOTA, J., FITZJARRALD, D. R., SILVA DIAS, M. A. F. Amazon rain forest exchange of carbon and subcanopy air flow: Manaus LBA site – A complex terrain condition. **The Scientific World Journal**, ID 165067, 2012.

TRITTON, D. J. Some new correlation measurements in a turbulent boundary layer. **Journal of Fluid Mechanics**, v. 28, p. 439- 462, 1967.

van de WIEL, B. J. H. et al. Intermittent turbulence and oscillations in the stable boundary layer over land. Part I: A bulk model. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 59, p. 942–958, 2002.

VAN GORSEL, E., HARMAN, I. N., FINNIGAN, J. J., LEUNING, R. Decoupling of air flow above and in plant canopies and gravity waves affect micrometeorological estimates of net scalar exchange. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 151, p. 927-933, 2011.

VICKERS, D.; MAHRT, L. The cospectral gap and turbulent flux calculations. **Journal of atmospheric and oceanic technology**, v. 20, p. 660–672, 2003.

VICKERS, D., THOMAS, C. K. Some aspects of the turbulence kinetic energy and fluxes above and beneath a tall open pine forest canopy. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 181, p. 143-151, 2013.

VICKERS, D., THOMAS, C. K. Observations of the scale-dependent turbulence and evaluation of the flux-gradient relationship for sensible heat for a closed Douglas-fir canopy in very weak wind conditions. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 14, p. 9665-9676, 2014.

VILLANI, M. G., SCHMID, H. P., SU, H. -B., HUTTON, J. L., VOGEL, S. Turbulence Statistics Measurements in Northern Hardwood Forest. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 108, p. 343–364, 2003.

VISWANADHAM, Y., MOLION, L. C. B., MANZI, A. O, SÁ, L. D. A., SILVA FILHO, V. P., ANDRÉ, R. G. B., NOGUEIRA, J. L. M., SANTOS, R. C. Micrometeorological measurements in Amazon forest during GTE/ABLE 2A mission. **Journal of Geophysical Research**, v. 95, p. 13669–13682, 1990.

VORONOVICH, V.; KIELY, G. On the gap in the spectra of surface-layer atmospheric turbulence. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 122, p. 67–83, 2007.

ZERI, M., SÁ, L. D. A. Horizontal and vertical turbulent fluxes forced by a gravity wave event in the nocturnal atmospheric surface layer over the Amazon forest. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 138, p. 413-431, 2011.

ZHOU, J.; ADRIAN, R. J.; BALACHANDAR S. KENDALL, T. M. Mechanisms for generating coherent packets of hairpin vortices in channel flow. **Journal of Fluid Mechanics**, v. 387, p. 353-396, 1999.