





INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS DA AMAZÔNIA – INPA UNIVERSIDADE DO ESTADO DO AMAZONAS – UEA PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM CLIMA E AMBIENTE – PPG-CLIAMB

Análise da influência da topografia do terreno na organização da turbulência dentro e acima de um dossel florestal amazônico

Valmier Barbosa de Souza Orientador: Dr. Cléo Quaresma Dias-Júnior Coorientador: Dr. Antônio Ocimar Manzi

> MANAUS, AMAZONAS OUTUBRO, 2019

Valmier Barbosa de Souza

Análise da influência da topografia do terreno na organização da turbulência dentro e acima de um dossel florestal amazônico

Orientador: Dr. Cléo Quaresma Dias-Júnior Coorientador: Dr. Antônio Ocimar Manzi

> Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Clima e Ambiente, do Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia e da Universidade do Estado do Amazonas, como parte dos requisitos necessários para obtenção do título de Mestre em Clima e Ambiente na linha de pesquisa Processos de Interação Biosfera-Atmosfera.

Banca Examinadora:

Dr. Otávio Costa Acevedo - Universidade Federal de Santa Maria (UFSM)

Dra. Rosa Maria N. dos Santos – Universidade do Estado do Amazonas (UEA)

Dr. Cléo Quaresma Dias Júnior – Instituto Nacional de Educação, Ciência e Tecnologia (IFPA)

MANAUS, AMAZONAS OUTUBRO, 2019

©SEDAB/INPA - Ficha Catalográfica Automática gerada com dados fornecidos pelo(a) autor(a) Bibliotecário responsável: Jorge Luiz Cativo Alauzo - CRB11/908

V196a Souza, Valmier Barbosa de Análise da influência da topografia do terreno na organização da turbulência dentro e acima de um dossel florestal amazônico / Valmier Barbosa de Souza; orientador Cléo Quaresma Dias Júnior; coorientador Antonio Ocimar Manzi. -- Manaus:[s.l], 2019. 55 f. Dissertação (Mestrado - Programa de Pós Graduação em Clima e Ambiente) -- Coordenação do Programa de Pós-Graduação, INPA, 2019. 1. Turbulência. 2. Topografia. 3. ATTO. 4. Rugosidade. 5. Camada Limite. I. Dias Júnior, Cléo Quaresma , orient. II. Manzi, Antonio Ocimar, coorient. III. Título. CDD: 551.66813

Dedico este trabalho a meu pai, que partiu durante a realização desta pesquisa. Tenho certeza que estaria orgulhoso por eu ter conseguido chegar tão longe. Dedico também à minha mãe e irmãos, por servirem de base a tudo o que sou hoje.

AGRADECIMENTOS

Gostaria de agradecer primeiramente ao meu orientador, Dr. Cléo Quaresma Dias-Jr, por ter servido como base para a construção do meu aprendizado, pela paciência, pelo apoio constante e pela amizade.

Ao meu coorientador, Dr. Antônio Ocimar Manzi, pelos ensinamentos e por interceder por mim sempre que podia. Aos demais professores do CLIAMB, em especial à professora Rita Valéria Andreolli e Alessandro Michilles, pelo exemplo de profissionalismo.

Ao Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia (INPA) e à Universidade do Estado do Amazonas, pela oportunidade de formação.

Aos meus pais e irmãos que, mesmo distantes, me apoiaram e incentivaram constantemente.

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) e à Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado do Amazonas (FAPEAM) pela bolsa concedida.

Aos técnicos e servidores do Projeto ATTO, pela disponibilidade de dados e pelo empenho em manter os equipamentos funcionando perfeitamente.

Agradeço imensamente aos meus amigos e colegas do CLIAMB, em especial: Itamara Parente, Carol Costa, Rayner Monteiro, Luan Siqueira, Luan Rogério, Everlin Fernandes, Carla Farias, Denisi Hall, Franci Vargas, Tainá Conchy, Marcelo Mota, Di Ângelo Pinheiro, Raoni Aquino e Polari Batista.

A todos que de forma direta ou indireta contribuíram para o desenvolvimento desta pesquisa.

"O que é dos outros não é meu, mas o que é meu tá aí pros outros, se precisar".

Djonga, "Bença".

RESUMO

O escoamento turbulento que ocorre dentro e imediatamente acima das copas de vegetação tem se tornado um importante objeto de estudo por causa de seu papel crucial nas trocas de massa e energia entre a vegetação e a camada limite atmosférica. A variação da rugosidade de uma superfície afeta a camada de ar passando acima dela, fazendo com que os fluxos de momentum e escalares sejam modificados pelas novas condições superficiais. Com base nisso, o objetivo deste estudo foi avaliar a estrutura da turbulência dentro e acima de um dossel florestal localizado na Amazônia central, para diferentes condições de topografia e rugosidade e em diferentes períodos de dia e noite. Para isso, realizou-se estimativas de diferentes momentos estatísticos da turbulência, tais como: variâncias, covariâncias, skewness e kurtosis, coeficientes de correlação, taxa de dissipação da energia cinética turbulenta. Também foram utilizadas análises de quadrantes para se entender melhor o papel das intrusões e ejeções para diferentes condições de rugosidade superficial. Além disso, foi estimada a altura da camada limite atmosférica através de perfis de fluxo de calor sensível e de dados de um ceilômetro. Como forma de investigar os aspectos da variabilidade topográfica do sítio experimental analisado, comparamos as características da turbulência em duas diferentes direções de vento: a primeira onde o terreno é mais ondulado, com uma superfície mais rugosa, e a segunda, onde a superfície é menos irregular. O conjunto de dados aqui utilizados foi coletado na campanha ATTO-IOP-I, realizada entre os meses de outubro a novembro de 2015 no sítio experimental ATTO em São Sebastião do Uatumã. Os resultados indicam que a topografia desta região apresenta forte influência na organização da turbulência, nos fluxos turbulentos e até na altura da camada limite. Para a direção do escoamento onde a rugosidade superficial é maior as trocas turbulentas na interface floresta-atmosfera são mais intensas e a camada limite atmosférica é mais profunda.

Palavras-chave: Rugosidade superficial, Topografia, Escoamento turbulento, Camada limite atmosférica, Fluxos turbulentos, Subcamada rugosa.

ABSTRACT

The turbulent flow that occurs inside and immediately above the vegetation canopies has become an important object of study because of its crucial role in the mass and energy exchanges between the vegetation and the atmospheric boundary layer. The variation in surface roughness affects the air layer passing over it, causing momentum and scalar fluxes to be modified by the new surface conditions. Based on this, the objective of this study was to evaluate the structure of turbulence within and above a forest canopy located in central Amazonia for different topography and roughness conditions and at different times of day and night. For this, estimates were made of different statistical moments of turbulence, such as: variances, covariance, skewness and kurtosis, correlation coefficients, dissipation rate of turbulent kinetic energy. Quadrant analyzes were also used to better understand the role of intrusions and ejections for different surface roughness conditions. In addition, the height of the atmospheric boundary layer was estimated using sensitive heat flux profiles and data from a ceilometer. In order to investigate the aspects of topographic variability of the experimental site analyzed, we compared the characteristics of turbulence in two different wind directions: the first where the terrain is more wavy, with a rougher surface, and the second, where the surface is less irregular. The data set used here was collected in the ATTO-IOP-I campaign, held from October to November 2015 at the ATTO experimental site in São Sebastião do Uatumã. The results indicate that the topography of this region has a strong influence on the organization of turbulence, turbulent flows and even the height of the boundary layer. For the direction of flow where surface roughness is higher, turbulent exchanges at the forest-atmosphere interface are more intense and the atmospheric boundary layer is deeper.

Keywords: Surface roughness, Topography, Turbulent flow, Atmospheric boundary layer, Turbulent fluxes, Roughness sublayer.

SUMÁRIO

LISTA DE FIGURAS	ix
1. APRESENTAÇÃO	11
2. OBJETIVOS	12
2.1 OBJETIVO GERAL	12
2.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS	12

CAPÍTULO I - Análise da influência da topografia do terreno na organização da turbulência dentro e acima de um dossel florestal amazônico

1. INTRODUÇÃO	16
2. MATERIAL E MÉTODOS	18
2.1 SÍTIO EXPERIMENTAL E DADOS	19
2.2 METODOLOGIA	21
2.2.1 Características do terreno	21
2.2.2 Momentos estatísticos da turbulência	22
2.2.3 Análise de quadrantes	24
2.2.4 Fluxos turbulentos e altura da camada limite	24
3. RESULTADOS E DISCUSSÃO	25
3.1 ANÁLISE DA ESTRUTURA TURBULENTA	25
3.2 ESTIMATIVA DA ALTURA DA CAMADA LIMITE PELO MÉTODO DA	
CONVERGÊNCIA DO FLUXO DE CALOR SENSÍVEL	43
4. CONCLUSÕES	45
5. REFERÊNCIAS	48

LISTA DE FIGURAS

Figura 1	Área de aproximadamente 900 km ² em volta do sítio ATTO. As escalas de cores representam a elevação do terreno em metros acima do mar. O esquema com eixos representa as direções de vento aqui analisadas em função de sua topografia (10° a 50° e 120° a 180° – direção I, representada pela linha pontilhada azul; 80° a 110° – direção II, linha pontilhada vermelha)	22
Figura 2	Perfis adimensionais durante o período diurno: a) da velocidade do vento (U) normalizado pela velocidade do vento no topo do dossel (U_h) ; (b) do desvio padrão da velocidade horizontal do vento (σ_u) normalizado pela velocidade de fricção (u_*) ; (c) do desvio padrão da velocidade vertical do vento (σ_w) normalizado por u_* . A linha vermelha corresponde a direção de 80° a 110° (direção com maior topografia), a linha azul corresponde as direções de 10° a 50° e 120° a 180° (direções com menor topografia) e a linha tracejada cinza corresponde ao topo do dossel	27
Figura 3	Similar a figura 3, mas agora os perfis correspondem ao período noturno	28
Figura 4	Perfis adimensionais durante o período diurno: a) do coeficiente de correlação entre as velocidades vertical e horizontal do vento (r_{wu}) ; (b) do coeficiente de correlação entre as velocidades vertical e a temperatura (r_{wT}) . A linha vermelha corresponde a direção de 80° a 110° (direção com maior topografia), a linha azul corresponde as direções de 10° a 50 e 120° a 180° (direções com menor topografia) e a linha tracejada cinza corresponde ao topo do dossel	30
Figura 5	Similar a figura 5, mas agora os perfis correspondem ao período noturno	31
Figura 6	Perfis adimensionais durante o período diurno: a) da <i>skewness</i> da velocidade vertical do vento (Sk_w) e (b) da velocidade horizontal do vento (Sk_u) . A linha vermelha corresponde a direção de 80° a 110° (direção com maior topografia), a linha azul corresponde as direções de 10° a 50 e 120° a 180° (direções com menor topografia) e a linha tracejada cinza corresponde ao topo do dossel	33
Figura 7	Similar a figura 7, mas agora os perfis correspondem ao período noturno	34
Figura 8	Perfis verticais durante o período diurno: a) da relação entre intrusão $(-w'T'_S)$ e ejeção $(-w'T'_E)$ do fluxo cinemático de calor sensível e (b) da relação entre intrusão $(-w'u'_S)$ e ejeção $(-w'u'_E)$ do fluxo cinemático de momento. A linha vermelha corresponde a direção de 80° a 110° (direção com maior topografia), a linha azul corresponde as direções de 10° a 50 e 120° a 180° (direções com menor	

	topografia) e a linha tracejada cinza corresponde ao topo do dossel	35
Figura 9	Similar a figura 9, mas agora os perfis correspondem ao período noturno	36
Figura 10	Perfis adimensionais durante o período diurno: a) da kurtosis da velocidade vertical do vento (k_w) e (b) da velocidade horizontal do vento (k_u) . A linha vermelha corresponde a direção de 80° a 110° (direção com maior topografia), a linha azul corresponde as direções de 10° a 50 e 120° a 180° (direções com menor topografia) e a linha tracejada cinza corresponde ao topo do dossel	37
Figura 11	Similar a figura 11, mas agora os perfis correspondem ao período noturno	39
Figura 12	Figura 13: Perfis adimensionais durante o período diurno da taxa de dissipação de ECT adimensional (\emptyset_{ϵ}). A linha vermelha corresponde a direção de 80° a 110° (direção com maior topografia), a linha azul corresponde as direções de 10° a 50 e 120° a 180° (direções com menor topografia)	40
Figura 13	Figura 14: Perfis verticais durante o período diurno: a) do fluxo cinemático de momentum $(-w'u')$ e (b) do fluxo cinemático de calor sensível (<i>H</i>). A linha vermelha corresponde a direção de 80° a 110° (direção com maior topografia), a linha azul corresponde as direções de 10° a 50 e 120° a 180° (direções com menor topografia) e a linha tracejada cinza corresponde ao topo do dossel	42
Figura 14	Similar a figura 13, mas agora os perfis correspondem ao período noturno	43

APRESENTAÇÃO

Pesquisas indicam que escoamentos atmosféricos turbulentos em áreas complexas variam notavelmente, dependendo das variações diárias, sazonais e das condições da estratificação. Este estudo teve como objetivo entender melhor a estrutura vertical da turbulência atmosférica, em diferentes condições de topografia do terreno, através de uma série de dados fornecidos por torres altas instaladas na área de estudo do projeto ATTO (Amazon Tall Tower Observatory), o qual está localizado na Reserva de Desenvolvimento Sustentável do Uatumã (RDSU). Os dados foram divididos em dois diferentes setores de direção do vento (direção I -topografia menos acentuada e direção II - topografia mais acentuada) a fim de ilustrar o papel da topografia na estrutura da turbulência. Buscamos também verificar a evolução da camada limite, em condições convectivas (diurnas) e estáveis (noturnas), através de perfis verticais de diferentes parâmetros da turbulência. Em geral, os resultados indicam que a influência das maiores ondulações superficiais e de maiores elementos de rugosidade da Direção II influenciaram diretamente o escoamento, em comparação com a Direção I. Tal investigação pode ser de grande relevância na proposição de esquemas mais realísticos de representação da interação floresta-atmosfera sobre superfícies complexas pelos modelos de simulação da camada limite atmosférica (CLA) em regiões tropicais, domínio ainda pouco explorado na literatura e consequentemente, com parametrizações dos processos de superfície que precisam ser aperfeiçoadas.

OBJETIVOS:

Objetivo geral: Investigar as características do escoamento turbulento dentro e acima de um dossel florestal amazônico, com ênfase no estudo da influência da topografia do terreno e rugosidade superficial sobre o escoamento.

Objetivos específicos:

- Investigar o papel da orografia do terreno na organização do escoamento turbulentos, tanto acima quanto dentro de um dossel florestal amazônico;
- Entender melhor o papel da orografia do terreno nos fluxos de momento e escalares acima e dentro de um dossel florestal amazônico;
- Estimar a altura da camada limite atmosférica a partir de perfis verticais de fluxos de calor sensível para diferentes direções do escoamento.

Capítulo I

de Souza, V. B.; Dias-Júnior, C. Q.; Manzi, A. O., 2019. Análise da influência da topografia do terreno na organização da turbulência dentro e acima de um dossel florestal amazônico. Manuscrito a ser submetido à revista *Boundary Layer Meteorology*.

Capítulo 1. Análise da influência da topografia do terreno na organização da turbulência dentro e acima de um dossel florestal amazônico.

RESUMO

Medidas multiníveis realizadas na floresta amazônica durante a campanha ATTO-IOP-I, realizada nos meses de outubro e novembro de 2015, forneceram dados valiosos que foram utilizados neste estudo, a fim de verificar como a turbulência se estrutura dentro e acima da copa vegetal, em diferentes condições de topografia e estabilidade (dia/noite). Para isso, elaboramos perfis médios de diferentes momentos estatísticos da turbulência em diferentes alturas dentro e acima do dossel florestal. Buscamos também estimar a altura da camada limite diurna e noturna através da análise do perfil do fluxo de calor sensível (H) e dados de ceilômetro, assim como utilizamos a análise de quadrantes para verificar os processos de intrusão e ejeção (fases de uma estrutura coerente) para diferentes condições de topografia. Como forma de investigar o papel da variabilidade da topográfica do sítio experimental analisado, comparamos as características da turbulência em duas diferentes direções de vento: a primeira onde o terreno é mais elevado, com uma superfície mais rugosa, e a segunda, onde a superfície é menos irregular. Os resultados indicam que a topografia desta região apresenta forte influência na organização da turbulência, nos fluxos turbulentos e até na altura da camada limite. Para a direção do escoamento onde a rugosidade superficial é maior as trocas turbulentas na interface floresta-atmosfera são mais intensas e a camada limite é mais profunda.

Palavras-chave: Rugosidade superficial, Escoamento turbulento, Camada limite atmosférica, Fluxos turbulentos, Subcamada rugosa.

ABSTRACT

Multilevel measurements performed in the Amazon rainforest during the ATTO-IOP-I campaign, conducted in October and November 2015, provided valuable data that were used in this study to verify how turbulence is structured within and above the canopy, under different topography and stability conditions (day/night). For this, we elaborate average profiles of different statistical moments of turbulence at different heights inside and above the forest canopy. We also sought to estimate the height of the day and night boundary layer by analyzing the sensitive heat flow profile (H) and ceilometer data, as well as using quadrant analysis to verify intrusion and ejection processes (phases of a coherent structure) for different topography conditions. In order to investigate the role of topographic variability of the experimental site analyzed, we compared the characteristics of turbulence in two different wind directions: the first where the terrain is highest with a rougher surface and the second where the surface is less irregular. The results indicate that the topography of this region has a strong influence on the organization of turbulence, turbulent flows and even the height of the boundary layer. For the direction of flow where surface roughness is higher, turbulent exchanges at the forest-atmosphere interface are more intense and the boundary layer is deeper.

Keywords: Surface roughness, Turbulent flow, Atmospheric boundary layer, Turbulent fluxes, Roughness sublayer.

1. INTRODUÇÃO

Diversas pesquisas recentes ressaltam que as características físicas do terreno exercem forte influência sobre o clima próximo ao solo e, portanto, nas trocas de energia, água e momentum entre a superfície e a atmosfera (Raupach e Finnigan, 1997; Poggi *et al.*, 2008; Dupont *et al.*, 2008; Gerken *et al.*, 2017; Chen et al., 2019). A heterogeneidade da superfície é caracterizada pela variabilidade espacial tanto da topografia quanto dos elementos de rugosidade. A estrutura e as propriedades da turbulência sobre terrenos planos e uniformes foram alvo de muitos estudos e hoje são bem conhecidas. Experimentos clássicos como o de Kansas em 1968 (Lee et al., 2004), primeiro experimento de campo a utilizar sensores com alta frequência e pioneiro na análise dos dados em tempo real, de Minnesota em 1979 e de Cabauw em 1984, ajudaram nesse entendimento (Magnago et al., 2010).

Por outro lado, o escoamento turbulento pode sofrer diversas modificações devido à complexidade do terreno e, dessa forma, ainda existem muitas interrogações sobre o comportamento da turbulência sobre terrenos complexos e heterogêneos, especialmente em superfícies compostas por árvores altas e dosséis densos, como a floresta amazônica. A presença de um dossel vegetal modifica a camada limite próximo à superfície de uma maneira única, impondo resistência aerodinâmica ao fluxo e criando movimentos turbulentos nos elementos vegetais (Dwyer et al. 1997).

A dinâmica floresta-atmosfera desempenha um papel chave no sistema climático e nos ciclos hidrológicos e biogeoquímicos, através de complexos processos de troca envolvendo energia, CO₂ e momentum (Stull, 1988; Kaimal e Finnigan, 1994; Pielke et al., 1998; Foken, 2008; Costa, 2011). A caracterização do escoamento turbulento dentro e acima de florestas tropicais tem sido objeto de numerosos estudos devido à sua relevância em aplicações industriais (Gutmark e Gristein, 1999, Zaman et al, 1994; Suzuki et al., 2000), atmosféricas ((Baldocchi et al., 2001; Xu and Yi, 2013; Grant et al., 2015) e ambientais (Katul et al., 2006; Ross, 2011; Ross and Harman, 2015). Na ciência atmosférica, por exemplo, entender melhor as principais características do escoamento acima e dentro de dosséis florestais é vital para uma melhor quantificação das trocas de dióxido de carbono, vapor de água e outros escalares (Araújo et al., 2002). A densidade do dossel governa muitos dos processos do escoamento, incluindo os processos de mistura e o transporte de escalares (Poggi et al., 2004; Tanino e Nepf, 2008; Dias-Junior et al., 2013; 2017). Para dosséis relativamente densos, o perfil da velocidade média do vento apresenta um ponto de inflexão próximo do topo do dossel levando à instabilidade do tipo Kelvin-Helmholtz (KH) (Raupach et al., 1996). Além disso, uma camada de cisalhamento se desenvolve e penetra parcialmente o interior do dossel (Dias-Junior et al., 2017), levando a um aumento do transporte do momentum vertical. Com base nisso, Nepf & Vivoni (2000) dividiram o escoamento em duas regiões: uma região superior, chamada de "zona de troca vertical"; e uma inferior chamada de "zona de troca longitudinal". A zona de troca vertical é caracterizada por um transporte turbulento significativo devido à camada de mistura formada acima do dossel, enquanto que a advecção predomina dentro da zona de troca longitudinal.

Além de categorizar as diferentes regiões do escoamento com base em escalas de transporte e comprimentos turbulentos, vários estudos investigaram a estrutura turbulenta dentro e acima de dosséis florestais (Poggi et al., 2004; Nezu & Sanjou, 2008; Chen et al.; 2013, entre outros). Por exemplo, Poggi et al. (2004) utilizaram a análise de quadrantes para quantificar a contribuição relativa das intrusões e ejeções dentro de diferentes regiões do escoamento. Eles mostraram que as intrusões são dominantes no interior do dossel e na interface floresta-atmosfera, enquanto as ejeções são dominantes acima do dossel.

A presença da topografia em regiões florestadas se traduz em um ingrediente a mais na complexidade do escoamento turbulento, pois há uma grande absorção de momentum pela vegetação e até as ondulações mais "suaves" levam à separação do escoamento (Finnigan e Belcher, 2004; Katul et al., 2006; Katul e Poggi, 2010). De fato, quando um escoamento passa por um ponto de singularidade, como é o caso de terrenos complexos e superfícies com elementos rugosos, mudanças bruscas ocorrem, alterando seu estado de equilíbrio.

Estudos apontam que dentro do dossel existe uma zona de recirculação associada à separação do escoamento, que pode afetar dramaticamente a transferência de escalares e mesmo partículas como sementes e pólen, entre a biosfera e a atmosfera (Finnigan e Belcher, 2004; Katul *et al.*, 2006; Katul e Poggi, 2010, 2012; Xu and Yi, 2013; Ross e Harman, 2015; Liu *et al.*, 2016; Chen et al, 2019).

Além disso, dada a necessidade sempre presente de se levar em conta características específicas do terreno de uma determinada região, a falta de uma teoria que leve em consideração a topografia local e sua consequente influência no escoamento é

claramente um dos maiores obstáculos na compreensão das interações superfícieatmosfera, com implicações que abrangem a hidrologia regional e global, ecologia e clima.

Outro problema em aberto na micrometeorologia é a obtenção da altura da Camada Limite Atmosférica (CLA), que constitui um parâmetro de fundamental importância para modelos de dispersão e poluição atmosférica, pois determina o espaço vertical e consequentemente o volume disponível para mistura dos poluentes e também a avaliação da concentração dos mesmos (Seibert, 2000; Korhonen et al., 2014), sendo um parâmetro chave para descrever a evolução temporal e espacial da CLA (Tucker et al., 2000; Hicks, 2015; Huang et al., 2017).

Nesta pesquisa, analisamos uma série de dados coletados como parte do projeto ATTO (Amazon Tall Tower Observatory), um projeto Teuto-Brasileiro sob liderança do Instituto Max Planck (Alemanha), Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia (INPA) e Universidade do Estado do Amazonas (UEA) (Brasil). Uma torre alta de 325 m foi erguida em um sítio florestal a 150 km a nordeste de Manaus e medidas preliminares foram feitas por outra torre de 82 m presente no mesmo sítio experimental.

O propósito principal deste trabalho é avaliar o escoamento turbulento dentro e acima de uma região na floresta Amazônica quando houve transição de uma superfície com topografia mais "suave" para outra com maiores ondulações superficiais. Para isso, utilizamos diferentes parâmetros micrometeorológicos escolhidos com base em sua utilidade em avaliar a estrutura da turbulência. Além disso, buscamos estimar a altura da camada limite utilizando o método da convergência do fluxo cinemático de calor sensível e dados de ceilômetro. A variabilidade vertical das estatísticas da turbulência é mostrada através de diferentes perfis médios para todo o período de dados disponível, comparando-os em dois setores de direção de vento distintos, em diferentes condições atmosféricas (dia/noite).

Nossos resultados confirmam pesquisas anteriores sobre o comportamento do escoamento turbulento sobre superfícies complexas, adicionam novas informações sobre o comportamento da turbulência, descrevem aspectos interessantes da interação entre floresta e atmosfera e fornecem subsídios para uma melhor caracterização da variabilidade horizontal do terreno do sítio experimental ATTO.

2. MATERIAL E MÉTODOS

2.1 Sítio experimental e dados

Foram utilizados dados do sítio experimental do ATTO, que está localizado na Reserva de Desenvolvimento Sustentável do Uatumã (RDSU). A área da RDSU compreende cerca de 560.000 hectares, principalmente de vegetação não-alagada de floresta fechada (terra firme), também florestas inundáveis de água preta (igapós), terraços antigos aluviais nãoalagados (paleo-igapó), aberto (campina) e vegetação de mata fechada (campinarana) sobre solo arenoso (areia branca), (Claire, 2010). Especificamente, o local de estudo dentro da RDSU situa-se em uma floresta de terra firme em um planalto em cerca de 130 m de altitude (acima do nível médio do mar). A floresta é composta por cerca de 200-250 espécies de árvores por hectare com diâmetro de tronco superior a 10 cm, e o dossel superior tem alturas que variam de 30 a 40 m (ocasionalmente grandes árvores individuais atingem mais de 50 m de altura), (Andreae et al., 2015).

O projeto ATTO conta com uma torre de 325 m de altura, (2° 08' 40.0" S 59° 00' 10.0" W), a 150 quilômetros em linha reta de Manaus. A torre visa monitorar o clima na região amazônica, por um período de 20 a 30 anos, a partir da coleta de dados meteorológicos e dos processos de troca de energia e massa (gases e aerossóis) entre a floresta e a atmosfera. O projeto ATTO contém mais duas torres de 80 m (que funcionam desde 2012), sendo uma para medições de aerossóis e outra para medições micrometeorológicas e gases (Andreae et al., 2015). O ATTO é fruto de uma colaboração bilateral entre os governos brasileiro e alemão e é coordenado pelo Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia (INPA), a Universidade do Estado do Amazonas (UEA) e os Institutos Max Planck de Biogeoquímica (MPIBGC) e de Química (MPIC).

No período intensivo de observações (ATTO-IOP-I), realizado em outubro e novembro de 2015, foram feitas medidas em diferentes níveis acima e dentro do dossel florestal (14, 21, 40, 55, 81 na torre de 80 m e 150 e 325 m na torre de 325 m) de perfis verticais de concentrações de CO₂ e H₂O (medidos em 21, 81 e 325 m), através do IRGA (LI-7200, LI-COR Inc.), e da temperatura do ar e componentes da velocidade do vento u, v, e w, medidos com anemômetros sônicos 3D CSAT3 e IRGASON. Os dois primeiros níveis estavam localizados dentro do dossel florestal, enquanto os outros cinco níveis estão acima dele. Os instrumentos, bem como os níveis de medida e variáveis analisadas estão dispostos na Tabela 1.

Altura de medida	Modelo do sônico	Variáveis medidas
14	CSAT3, Campbell Scientific Inc.	Componentes da velocidade do vento
21	IRGASON, Campbell Scientific Inc.	CO ₂ , H ₂ O, Componentes da velocidade do vento
40	CSAT3, Campbell Scientific Inc.	Componentes da velocidade do vento
55	CSAT3, Campbell Scientific Inc.	Componentes da velocidade do vento
81	GILL, Windmaster.	CO ₂ , H ₂ O, Componentes da velocidade do vento'
150	CSAT3, Campbell Scientific Inc.	Componentes da velocidade do vento
325	IRGASON, Campbell Scientific Inc.	CO ₂ , H ₂ O, Componentes da velocidade do vento

Tabela 1 – Níveis de medida, modelos dos instrumentos e variáveis medidas.

O conjunto de dados usados nesse trabalho, coletado durante a campanha ATTO-IOP-I, compreendeu o período de 25 de outubro a 25 de novembro de 2015. A campanha foi fruto de um esforço conjunto de brasileiros e alemães para realizar pesquisas complementares e coordenadas de meteorologia (camada limite e física de nuvens) e química da atmosfera (gases e aerossóis). Embora estes dados sejam relativamente antigos, até hoje, esta campanha foi uma das mais completas em relação à coleta de dados micrometeorológicos na Amazônia. Para esse estudo foram utilizados, basicamente, perfis das três componentes do vento (zonal, meridional e vertical), temperatura sônica, $CO_2 e H_2O$, coletadas por um sistema de covariância de vórtices turbulentos, além de dados de um ceilômetro (*Jenoptik* CHM15k) operado a 400 m a sudeste da torre ATTO. O ceilômetro mediu perfis médios de retroespalhamento de 30 s até 4.500 m com resolução de 15 m (Dias-Junior et al., 2019). Os dados micrometeorológicos foram amostrados a uma taxa de 10 Hz e passaram por inspeção visual para remoção ou correção de arquivos que apresentassem falhas, tais como spikes, drop outs, dentre outros (Vickrs e Marht, 1997).

2.2 Metodologia

2.2.1 Características do terreno

A rugosidade de um terreno é um efeito conjunto da superfície do terreno e seus elementos rugosos, e como consequência é possível notar um retardamento da velocidade do vento próximo ao solo (Petersen et al., 1998), com efeito significativo no escoamento. Efetivamente há resultados que mostram que o padrão de distribuição e variabilidade espacial da vegetação em determinada área pode exercer grande influência no arrasto superficial (Carpenter, 1997; Sirovich e Karlsson, 1997). O arranjo de obstáculos proporcionado pela vegetação pode modificar significativamente o escoamento e as propriedades da turbulência, havendo percolação de momentum do escoamento acima vegetação (Souza et al., 2014).

Em superfícies com onde há a predominância de vegetação heterogênea, como é o caso da Amazônia, a existência de uma subcamada rugosa determina que as características da turbulência dependem diretamente do arranjo e disposição das árvores (Kaimal e Finnigan, 1994; Poggi et al., 2004). Essa heterogeneidade da vegetação influencia a eficiência do dossel em absorver momentum (Santana et al., 2018) e, por conseguinte, desafia a validade das relações de similaridade bem estabelecidas para a camada limite superficial (Finnigan, 2000; Cava e Katul, 2008). O sítio experimental analisado neste trabalho possui terreno bastante irregular, heterogêneo e apresenta diferentes ondulações em certas direções preferenciais (Andreae et al., 2015).

Como parte da caracterização da heterogeneidade horizontal do terreno, elaboramos uma imagem digital do local em volta do sítio experimental (Fig. 1). Os eixos partindo da torre foram separados a cada 5° (0°, 5°, 10°, 15°,..., 175°, 180°), da direção norte (0°) até a direção sul (180°). Vale salientar que nessa região a direção predominate do vento é de leste nessa época do ano (Souza et al. 2014).

Dessa forma, foram selecionadas duas direções do escoamento, sendo elas:

 Direção I: de 10° a 50° e 120° a 180° - que é a junção de dois setores onde as ondulações do terreno se mostram menos acentuadas e, consequentemente, uma superfície menos irregular. Direção II: de 80° a 110° - região onde a superfície é caracterizada por um terreno com ondulações mais elevadas, na qual há uma superfície muito rugosa com muitas irregularidades no solo.

Analisamos um total de 130 arquivos de 30 minutos para o período diurno, sendo 45 arquivos para a direção I e 85 para a direção II. Para o período noturno, examinamos 123 arquivos, sendo 93 para a direção I e 30 para a direção II. O período diurno foi considerado o intervalo entre 08:00 h e 16:00 h (hora local). O período noturno foi considerado o horário entre 21:00 h e 05:00 h do dia seguinte. Assim, acreditamos ter eliminado os horários de transição.



Figura 1. Área de aproximadamente 900 km² em volta do sítio ATTO. As escalas de cores representam a elevação do terreno em metros acima do mar. O esquema com eixos representa as direções de vento aqui analisadas em função de sua topografia (10° a 50° e 120° a 180° – direção I, representada pela linha pontilhada azul; 80° a 110° – direção II, linha pontilhada vermelha).

2.2.2 Momentos estatísticos da turbulência

Para a caracterização do escoamento do ar na interface floresta-atmosfera, utilizamos médias de todos os dados coletados durante a campanha e calculamos os momentos estatísticos da turbulência a partir dos perfis verticais médios de velocidade do vento, para cada nível de medida. Inicialmente, analisamos os perfis verticais de velocidade do vento ($U = \sqrt{(u^2 + v^2)}$, onde $u \in v$ representam as componentes zonal e meridional do vento, respectivamente), normalizado pelo vento médio no topo da copa (U_h , sendo h a altura do dossel - aproximadamente 38 m). O conhecimento do perfil vertical do vento possibilita identificar os processos da troca de momentum e as características do vento em diferentes níveis. Similarmente, calculamos os desvios padrão de velocidade vertical ($\sigma_w = (\overline{w^2})^{1/2}$) e horizontal ($\sigma_u = (\overline{u^2})^{1/2}$) do vento, normalizados pela velocidade de fricção (u_*). Os valores de σ_w e σ_u estão relacionados à intensidade da turbulência. Segundo Mahrt (2011), é possível analisar a intensidade da turbulência pela variabilidade da direção do vento.

A seguir, calculamos a correlação entre temperatura e velocidade vertical do vento $(r_{wT} = \overline{w'T'}/(\sigma_w\sigma_T))$ e a correlação entre as componentes horizontal e vertical do vento $(r_{wu} = \overline{w'u'}/(\sigma_w\sigma_u))$. Tais correlações fornecem informações valiosas sobre a estrutura da turbulência na Camada Limite Superficial (Hogstrom, 1990) e mesmo sobre a estrutura da Camada Limite Atmosférica (Moeng e Sullivan, 1994). Também calculamos os momentos estatísticos de ordem superior como *skewness* das componentes horizontal ($Sk_u = \overline{u'^3}/(\sigma_u^2)^{3/2}$) e vertical ($Sk_w = \overline{w'^3}/(\sigma_w^2)^{3/2}$) do vento, e *kurtosis* das componentes horizontal ($k_u = \overline{u'^3}/(\sigma_u^2)^{3/2}$) e vertical ($k_w = \overline{w'^4}/(\sigma_w^2)^2$) do vento. Os valores de Sk_u e Sk_w podem fornecer informações úteis sobre algumas características do transporte vertical de momentum na interface floresta-atmosfera, pois estão relacionados à manifestações típicas de turbulência heterogênea, enquanto os valores da *kurtosis* estão relacionados à existência de turbulência intermitente.

Adicionalmente, calculamos o fluxo de momentum: $-\overline{u'w'}$, e o fluxo de calor sensível: $H = \rho C_p(\overline{T_v'w'})$. Para retirar informações fisicamente úteis desses parâmetros micrometeorológicos, foram elaborados perfis de cada um destes parâmetros tanto em condições noturnas quanto diurnas. Tais perfis foram realizados para comparar nossas descobertas com as de outros estudos experimentais e numéricos anteriores que também analisaram o fluxo turbulento sobre superfícies rugosas.

Procuramos verificar também o quanto a energia cinética turbulenta é afetada pelos elementos vegetais, através da quantificação da taxa de dissipação adimensional da energia cinética turbulenta, feita utilizando-se um método similar ao proposto por Mamarella et al. (2008), que consiste na utilização da equação: $\phi_{\epsilon} = \frac{k(z-d)\epsilon}{u_*^3}$, onde: u_* é a velocidade de fricção, k é a constante de von Kárman, e ϵ é a taxa de dissipação de ECT. Esta é uma ferramenta útil na investigação de quanto a folhagem extrai momentum do escoamento através das forças de arrasto.

2.2.3 Análise de Quadrantes

A turbulência do dossel é caracterizada pela absorção de momentum através da drenagem aerodinâmica pela vegetação e pela alta intermitência da turbulência dentro do dossel, conforme pontuado por Raupach e Thom (1981) e Finnigan (2000). Sabe-se que a análise de quadrantes pode ser usada para estudar os fluxos turbulentos em eventos associados a fases distintas das estruturas coerentes conhecidas como "ejeção" e "intrusão" (Antonia, 1981; Raupach et al., 1996; Katul et al., 1997; Foken et al., 2012). De forma simples, podemos dizer que as intrusões são movimentos rápidos de jatos descendentes, enquanto ejeções representam movimentos lentos ascendentes. Em outras palavras, ejeções são responsáveis pelo transporte de calor, poluentes e outros escalares dos níveis mais superficiais para níveis mais altos.

Essa técnica consiste em ordenar contribuições instantâneas para os valores de determinado fluxo (por exemplo, no plano $u \, e \, w$ para fluxo de momento, ou $T \, e \, w$ para fluxo de calor) e é usada para avaliar quais dos dois quadrantes contribuem principalmente para o fluxo turbulento (Cava et al., 2006). Os eventos nos quadrantes 2 e 4 definem, respectivamente, ejeções e intrusões para fluxo de momentum. Para escalares (em particular para temperatura), as fases de ejeção e intrusão são definidas por quadrantes ímpares ou pares, dependendo da estabilidade atmosférica: para condição instável, ejeções e intrusões residem nos quadrantes 3 e 1, enquanto que para condição estável eles residem nos quadrantes 2 e 4, respectivamente (Bolzan, 1998).

2.2.4 Fluxos turbulentos e altura da camada limite

O transporte e difusão de poluentes atmosféricos e concentração de gases-traço na baixa atmosfera é altamente dependente da estrutura da camada limite atmosférica (CLA), sendo que a altura da camada de mistura representa uma de suas características mais importantes. Partículas e gases são misturadas quase uniformemente através desta camada pela turbulência, o que contribui parcialmente para o forte aquecimento da superfície durante o período diurno. Esse aquecimento, somado à produção mecânica da turbulência gerada pelo atrito do escoamento com a superfície, faz com que a turbulência em dias de céu claro e poucas nuvens, seja bem desenvolvida (Stull, 1989). A camada de mistura é limitada por uma inversão de temperatura que dificulta o entranhamento do ar acima dela. A variação desta altura devido à variação diurna da radiação solar, condições sinópticas e terreno local, afeta fortemente as concentrações de poluentes e seu transporte de longo alcance (~1000 km) (Coulter, 1979).

Um dos objetivos desse estudo é tentar estimar a altura da camada limite (z_i) , medida essa que pode ser representada com a altura da camada de mistura turbulenta durante o dia. A altura da camada limite geralmente é determinada a partir de alguns critérios e definições, sendo os mais comuns a análise de perfis verticais de parâmetros atmosféricos médios, como temperatura, umidade, velocidade e direção do vento (Andrade et al., 2004). Nesse trabalho recorreu-se aos perfis do fluxo de calor sensível para a obtenção de z_i , método esse conhecido como convergência do fluxo de calor sensível (Acevedo, comunicação pessoal). Tal método baseia-se no conceito que os fluxos verticais turbulentos de escalares têm um perfil linear com a altura na camada limite convectiva, tendendo a zero ou uma fração do fluxo superficial em z_i . Assim, em torres altas como a do ATTO os níveis de medidas de fluxo são suficientes para que uma extrapolação linear até o nível de fluxo zero proporcione uma estimativa da espessura da camada limite convectiva. Desta forma, poderíamos ter os valores de z_i a alta amostragem.

Após a obtenção dos valores de z_i através do fluxo de calor sensível será realizada uma comparação desses valores com os valores de z_i obtidos com o ceilômetro. Vale salientar que Dias-Junior et al. (2019) usaram informações do ceilômetro na estimativa de z_i no sítio experimental ATTO e encontraram valores médios da altura da camada limite atmosférica próximos àqueles encontrados por Fisch et al., (2004) em Rondônia.

3. RESULTADOS E DISCUSSÃO

3.1 Análise da estrutura turbulenta

Nesta seção iremos investigar os efeitos da topografia e da rugosidade superficial do Sítio ATTO nos perfis verticais de diferentes momentos estatísticos da turbulência. O objetivo é um melhor entendimento do papel da topografia na organização da turbulência tanto no interior do dossel, quanto na interface floresta-atmosfera e também em alturas acima da subcamada rugosa.

Na Figura 2a são mostrados os perfis da velocidade horizontal do vento normalizado pela velocidade do vento no topo do dossel (U/U_h) para o período diurno. É possível notar que no topo do dossel, onde as folhas das árvores estão mais concentradas, existe uma zona de forte cisalhamento do vento, resultando em uma grande diminuição do vento abaixo do dossel e o consequente surgimento de um ponto de inflexão no perfil do vento para as duas direções do escoamento investigadas aqui. Além disso, no interior do dossel praticamente não há diferença entre os valores de U/U_h para as diferentes direções do vento. Acima do dossel, os valores de U/U_h aumentam com a altura para a direção I (direções onde o terreno apresentou menores ondulações). Para a direção II (maior ondulação) o valor de U/U_h também aumenta em função da altura acima do dossel até z/h = 4 (aprox. 150 m), a partir daí o valor de U/U_h permanece aproximadamente constante.

Na Figura 2b e 2c são mostrados os valores dos desvios padrões de u e w normalizados por u_* (${}^{\sigma_u}/u_*$, ${}^{\sigma_w}/u_*$), respectivamente, para o período diurno. Observa-se que no interior do dossel ambos os valores de ${}^{\sigma_u}/u_*$ e ${}^{\sigma_w}/u_*$ são aproximadamente iguais para as duas direções investigadas. Acima do dossel tanto os valores de ${}^{\sigma_u}/u_*$ quanto os valores de ${}^{\sigma_w}/u_*$ são maiores para a direção I, até aproximadamente 300 m e 190 m, respectivamente. A partir dessas alturas os valores de ${}^{\sigma_u}/u_*$ e ${}^{\sigma_w}/u_*$ passam a ser maiores para a região II.



Figura 2: Perfis adimensionais durante o período diurno: a) da velocidade do vento (U) normalizado pela velocidade do vento no topo do dossel (U_h) ; (b) do desvio padrão da velocidade horizontal do vento (σ_u) normalizado pela velocidade de fricção (u_*) ; (c) do desvio padrão da velocidade vertical do vento (σ_w) normalizado por u_* . A linha vermelha corresponde a direção de 80° a 110° (direção com maior topografia), a linha azul corresponde as direções de 10° a 50° e 120° a 180° (direções com menor topografia) e a linha tracejada cinza corresponde ao topo do dossel.

Vários trabalhos experimentais ou de modelagem já mostraram que próximo ao topo do dossel florestal, onde o cisalhamento do vento é máximo, há o surgimento de um ponto de inflexão no perfil vertical do vento (Raupach et al., 1996; Finningan 2000; Thomas e Foken, 2007; Dias-Júnior et al., 2013). De acordo com Raupach et al. (1996) para alturas acima de z = 2h, (onde h é o topo do dossel), o escoamento assume as propriedades de uma subcamada inercial. Nessa região os valores de σ_u/u_* e σ_w/u_* deveriam oscilar em torno de 2,5 e 1,5, respectivamente. Contudo, sabe-se que para regiões imediatamente acima do dossel (subcamada rugosa) os valores de σ_u/u_* e σ_w/u_* são próximos de 2 e 1,1, respectivamente (Raupach et al., 1996; Kruijt et al., 2000; Dias-Junior et al., 2015; Santana et al., 2018).

Nota-se que os valores de σ_u/u_* e σ_w/u_* , encontrados no presente trabalho para a direção II, na região entre *h e 3h* se aproximam dos valores frequentemente encontrados para uma subcamada rugosa. Já para a direção I os valores de σ_u/u_* e σ_w/u_* na região entre *h e 3h*, estariam mais próximos dos valores frequentemente encontrados em uma camada "menos rugosa" (Raupach et al., 1996; Balachandar e Bhuiyan, 2007).

Na Figura 3 são mostrados os perfis de U/U_h (Figura 3a), σ_u/u_* (Figura 3b) e σ_w/u_* (Figura 3c), similar ao que foi mostrado na Figura 2. No entanto, tais perfis correspondem ao período noturno.

É possível notar que dentro do dossel os valores de U/U_h , σ_u/u_* e σ_w/u_* são muito próximos para ambas as direções e diminuem drasticamente a medida que se caminha em direção ao solo. Acima do dossel é possível observar que: 1) a relação U/U_h apresenta valores consideravelmente maiores para a direção II do que para a direção I (Figura 3a); 2) o perfil de σ_w/u_* apresenta valor máximo (= 1) no topo do dossel e diminui com a altura para ambas as direções, sendo maiores para a direção II que para a direção I. 3) o perfil de σ_u/u_* também apresenta valores maiores para a direção II que para a direção I.

Vale chamar atenção para o fato de que os valores de σ_u/u_* e σ_w/u_* observados durante o período noturno acima do dossel florestal são bastante diferentes dos valores frequentemente encontrados na subcamada rugosa, exceto para a altura de 40 m. Seria a subcamada rugosa muito mais rasa durante o período noturno?



Figura 3: Similar a figura 2, mas agora os perfis correspondem ao período noturno.

Nas Figuras 4a e 4b são mostrados os perfis adimensionais dos coeficientes de correlação entre as velocidades vertical e horizontal do vento (r_{wu}) e entre a velocidade vertical e a temperatura (r_{wT}) , respectivamente, durante o período diurno. A linha tracejada cinza corresponde ao topo do dossel. O perfil de r_{wu} apresenta valor máximo (em módulo) próximo ao topo da copa das árvores para ambas as direções (para a direção I, $r_{wu} \approx -0.34$ e para a região II, $r_{wu} \approx -0.41$). Além disso, para ambas as direções é possível notar que os valores de r_{wu} diminuem a medida que se caminha para dentro e para cima do dossel. Observa-se ainda que o módulo de r_{wu} foi sempre maior para a direção II quando comparados com os valores de de r_{wu} para a direção I.

Para o perfil de r_{wT} (Figura 4b) nota-se que seus valores foram aproximadamente iguais no interior do dossel para as duas direções investigadas, exceto para a altura de 14 m (\approx 0,38 z/h), onde o valor de r_{wT} para a direção I foi levemente positivo, enquanto para a direção II foi levemente negativo.

Acima do dossel o valor de r_{wT} foi sempre maior para a direção II que para a I. Nota-se ainda que $r_{wT} \approx 0,43$ foi máximo na interface floresta-atmosfera para a direção I, apresentando uma diminuição com o aumento da altura. Para a direção II o valor de r_{wT} foi aproximadamente constante com a altura, sendo que o máximo valor ($r_{wT} \approx 0.50$) foi observado na altura de 150 m ($\approx 4,05 z/h$).



Figura 4: Perfis adimensionais durante o período diurno: a) do coeficiente de correlação entre as velocidades vertical e horizontal do vento (r_{wu}) ; (b) do coeficiente de correlação entre a velocidade vertical e a temperatura (r_{wT}) . A linha vermelha corresponde a direção de 80° a 110° (direção com maior topografia), a linha azul corresponde as direções de 10° a 50 e 120° a 180° (direções com menor topografia) e a linha tracejada cinza corresponde ao topo do dossel.

Na Figura 5 são mostrados os perfis de r_{wu} (Figura 5a) e r_{wT} (Figura 5b) similar ao que foi mostrado na Figura 4, mas agora esses perfis correspondem ao período noturno. Observa-se que no interior do dossel, na altura de 14 m, o valor de r_{wu} é positivo para ambas as direções e para ambos os períodos diurno (Figura 4a) e noturno (Figura 5a). Possivelmente essa altura corresponde a uma região de transição entre duas camadas de ar que apresentam escoamentos com velocidades diferentes. Sabe-se que na camada mais inferior do dossel florestal não é raro a presença de movimentos de ar desacoplados da camada de ar mais acima (Tóta et al., 2012). Acredita-se que a camada de ar abaixo do nível de 14 m apresenta maior velocidade e transfere momentum para a camada mais acima dessa altura. Dar-se-á mais atenção a esse comportamento nos próximos resultados.



Figura 5: Similar a figura 4, mas agora os perfis correspondem ao período noturno

Acima do dossel os valores de r_{wu} e r_{wT} são máximos no topo de dossel e diminuem com a altura, para ambas as direções. No entanto, essa redução é muito mais acentuada para a direção I quando comparada com a direção II. Chama-se atenção para a altura de 150 m (z/h) onde os valores de r_{wu} e r_{wT} ou são muito próximos de zero ou já inverteram de sinal. Acreditamos que durante a noite a altura de 150 m seja a altura média da camada limite noturna acima do sítio ATTO. Esse resultado será mais bem detalhado nos próximos resultados.

Vale lembrar que uma propriedade importante da subcamada rugosa acima de floresta é a dependência da organização da turbulência em função do arranjo das árvores (Kaimal e Finnigan, 1994; Poggi et al., 2004). A heterogeneidade da floresta influencia na eficiência do dossel em absorver momentum (Kruijt et al., 2000; Santana et al., 2018). Um bom parâmetro para medir a taxa de absorção do fluxo de momentum atmosférico pela floresta é o coeficiente de correlação r_{wu} . Quando r_{wu} apresenta valores baixos, isso significa que pouca energia cinética turbulenta está sendo convertida em fluxo de momentum. Em contrapartida, se r_{wu} apresenta valores altos, então a energia cinética turbulenta está sendo transformada em fluxo de momentum de forma bastante eficiente. Raciocínio similar é válido para r_{wT} e para o fluxo de calor sensível.

Os resultados apresentados nas Figuras 4 e 5 sugerem que os elementos de rugosidade presentes na direção II são mais eficientes em absorver momentum e em trocar calor

com o escoamento turbulento acima, quando comparados com os elementos de rugosidades presentes na direção I, principalmente durante o período diurno.

Os perfis verticais de momentos estatísticos de ordem superior da turbulência tais como *skewness* e *kurtosis*, podem ajudar a entender os processos de transferência de momentum e calor na subcamada rugosa (Baldocchi e Meyers, 1988). Valores diferentes de zero para a *skewness* são manifestações típicas da existência de turbulência heterogênea (Lumley e Panofsky, 1964, pp.94). Uma vez sob condições de turbulência homogênea, esperase que a distribuição da velocidade seja Gaussiana com valores de *skewness* = 0 e *kurtosis* = 3 (Sorbjan, 1989, p.41).

A Figura 6 mostra os perfis adimensionais durante o período diurno da *skewness* da velocidade vertical do vento, Sk_w (Figura 6a) e da velocidade horizontal do vento, Sk_u (Figura 6b). Nota-se que os valores de Sk_w são negativos no interior do dossel e positivos acima, e são aproximadamente iguais, para ambas as direções, no interior do dossel e imediatamente acima (até 81 m). A partir de 81 m os valores de Sk_w são maiores para a direção II.

Os valores de Sk_u (Figura 6b) para ambas as direções investigadas são: 1) positivos no interior e imediatamente acima do dossel (até 55 m); 2) a partir de 81 m os valores de Sk_u se tornam negativos. Além disso, os valores de Sk_u são aproximadamente iguais até 150 m para ambas as direções.



Figura 6: Perfis adimensionais durante o período diurno: a) da skewness da velocidade vertical do vento (Sk_w) e (b) da velocidade horizontal do vento (Sk_u) . A linha vermelha corresponde a direção de 80° a 110° (direção com maior topografia), a linha azul corresponde as direções de 10° a 50 e 120° a 180° (direções com menor topografia) e a linha tracejada cinza corresponde ao topo do dossel.

Na Figura 7 são mostrados os perfis de Sk_w (Figura 7a) e Sk_u (Figura 7b) similar ao que foi mostrado na Figura 6, mas agora para o período noturno. É possível notar que os valores de Sk_w e Sk_u são muito próximos para ambas as direções, tanto acima quanto dentro do dossel. No entanto, algumas particularidades chamam atenção, sendo elas: 1) Os valores de Sk_w no interior do dossel são positivos, ou seja, apresentam sinais contrários ao observado para o período diurno e acima do dossel os valores de Sk_w se tornam levemente negativos até 81 m. A partir de 150 m os valores de Sk_w são próximos de zero. 2) Já os valores de Sk_u para a direção II são muito próximo de zero, tanto dentro quanto acima do dossel. Para a direção I os valores de Sk_u se afastam ligeiramente de zero, dentro e imediatamente acima do dossel. 3) Em ambas as figuras (7a-b) é possível notar que os valores de Sk_u e Sk_w são aproximadamente iguais a zero a partir de 150 m para cima, para ambas as direções. Esses valores de Sk_u e Sk_w reforçam a ideia de que a altura média da CLN foi inferior a 150 m.

De acordo com Balddochi et al. (1989) a Sk_w é um parâmetro muito útil para a descrição da distribuição de movimentos ascendentes ($Sk_w > 0$) e descendentes ($Sk_w < 0$) de ar, ou seja, é útil na identificação de movimentos de ejeção (em inglês, *ejections*) e intrusão (em inglês, *sweeps*) de parcelas de ar em regiões localizados na interface floresta-atmosfera (Balddochi et al., 1989; Mahrt, 1999; Dias-Junior et al., 2015). Além disso, sabe-se que o fluxo de momentum próximo à superfície tende a ser sempre negativo, uma vez que o momentum está sempre sendo transportado para baixo e dissipado por fricção em regiões próximas à superfície. De acordo com Dias-Junior et al. (2015) este valor negativo do fluxo de momentum está associado a duas condições fisicamente bastante diferentes, dependendo do ciclo da estrutura coerente acima do dossel, isto é, (i) u' > 0 e w' < 0, e (ii) u' < 0 e w' > 0. No primeiro caso, uma parcela do escoamento com uma flutuação positiva de momentum é trazida para baixo no dossel, e no segundo caso, uma parcela do escoamento com um déficit de momentum é transferida para cima do dossel. Portanto, espera-se que os valores de $Sk_u e Sk_w$ sejam simétricos tanto dentro quanto acima do dossel florestal (Leclerc et al., 1991).



Figura 7: Similar a figura 6, mas agora os perfis correspondem ao período noturno

Posto isso, recorreu-se a Figura 8 que mostra os perfis verticais durante o período diurno da relação entre intrusão ($-w'T'_s$) e ejeção ($-w'T'_E$) do fluxo cinemático de calor sensível (Figura 8a) e da relação entre intrusão ($-w'u'_s$) e ejeção ($-w'u'_E$) do fluxo cinemático de momentum (Figura 8b). É possível notar que para o fluxo de calor sensível as intrusões são maiores que as ejeções somente no nível mais baixo (14 m), acima desse nível as ejeções foram sempre maiores que as intrusões, para ambas as direções. É de se esperar tal comportamento em uma camada limite convectiva, em que a parte superior do dossel provavelmente é a região mais aquecida entre o chão e a altura de 325m.



Figura 8: Perfis verticais durante o período diurno: a) da relação entre intrusão $(-w'T'_S)$ e ejeção $(-w'T'_E)$ do fluxo cinemático de calor sensível e (b) da relação entre intrusão $(-w'u'_S)$ e ejeção $(-w'u'_E)$ do fluxo cinemático de momento. A linha vermelha corresponde a direção de 80° a 110° (direção com maior topografia), a linha azul corresponde as direções de 10° a 50 e 120° a 180° (direções com menor topografia) e a linha tracejada cinza corresponde ao topo do dossel.

Para o fluxo de momentum observa-se que as intrusões são maiores que as ejeções do topo do dossel para baixo. A partir da altura de 55 m as ejeções contribuem mais para o fluxo de momento, quando comparadas com as intrusões, para ambas as direções analisadas. Tais resultados corroboram os valores de Sk_w encontrados para o período diurno (Figura 6a).

Na Figura 9 são mostrados os perfis da relação entre intrusão $(-w'T'_s)$ e ejeção $(-w'T'_E)$ do fluxo de calor sensível (Figura 9a) e da relação entre intrusão $(-w'u'_s)$ e ejeção $(-w'u'_E)$ do fluxo cinemático de momentum (Figura 9b) similar ao que foi mostrado na Figura 8, mas agora esses perfis correspondem ao período noturno. Para o fluxo de calor sensível observa-se que as intrusões são maiores no interior do dossel e as ejeções são maiores acima, para ambas as direções.

Para o fluxo de momentum nota-se que as ejeções são maiores no interior do dossel. Esse resultado corrobora os valores de Sk_w positivo mostrados na Figura 7a. Acima do dossel, os processos de intrusão e ejeção correspondem quase que igualitariamente para o fluxo

de momentum até 81 m, a partir daí as ejeções são maiores que as intrusões para ambas as direções.



Figura 9: Similar a figura 8, mas agora os perfis correspondem ao período noturno

Vários trabalhos já mostraram que dentro do dossel os processos de intrusão são dominantes e os valores de Sk_u são positivos e Sk_w negativos, similar ao encontrado no presente trabalho para o período diurno (por exemplo, Baldocchi e Meyers, 1988; Katul e Albertson, 1998; Su et al., 1998; Katul e Chang, 1999; Finnigan, 2000; Launiainen et al., 2007; Dias-Junior et al., 2015; Santana et al., 2018). De acordo com Poggi et al., (2004) acima do dossel Sk_u e Sk_w invertem de sinal uma vez que as ejeções dominam as trocas turbulentas de momentum nessa região, similar ao encontrado aqui (Figuras 6 e 8).

É importante mencionar que Fitzjarrald et al. (1990) estão entre os primeiros pesquisadores a usar dados experimentais para calcular o valor da Sk_w tanto acima quanto dentro da floresta amazônica. Eles mostraram que o Sk_w é positivo acima do dossel e que se torna negativo dentro do dossel da floresta durante o dia. No topo da copa, a Sk_w tende a zero. Tais resultados são corroborados pelos resultados aqui apresentados.

Outra questão interessante é a diferença nos valores de Sk_u e Sk_w calculados em regiões com valores de Índice de Área Foliar (IAF) distintos (Dupont e Brunet, 2009; Poggi et al., 2004; Su et al., 1998). Segundo Poggi et al. (2004), essas diferenças nos valores da *skewness* ocorrem em dosséis florestais com grandes valores de IAF, pois as intrusões e ejeções são os

principais componentes responsáveis pela geração de fluxo de momentum tanto dentro quanto acima do dossel, respectivamente, conforme mencionado acima. No entanto, para dosséis menos densos, espera-se que as intrusões e ejeções desempenhem papéis semelhantes em relação ao fluxo de momentum. Nesse trabalho não foram encontradas diferenças significativas para os valores de *skewness* para as diferentes direções do escoamento investigadas. A inexistência de tais diferenças pode estar relacionada ao fato de que essas diferentes direções apresentam IAFs muito próximos.

Outro momento estatístico importante é a *kurtosis* de $u \, e \, w$, uma vez que elas fornecem informações relacionadas à intermitência da turbulência (Lumley e Panofsky, 1964). Se os valores dessas variáveis forem maiores que 3, então a distribuição de probabilidade de u e w são maiores e mais concentradas que a distribuição normal, indicando que durante curtos períodos a intermitência foi mais intensa que seu comportamento médio em um dado nível (Baldocchi e Meyers, 1988; Santana et al., 2018).



Figura 10: Perfis adimensionais durante o período diurno: a) da *kurtosis* da velocidade vertical do vento (k_w) e (b) da velocidade horizontal do vento (k_u) . A linha vermelha corresponde a direção de 80° a 110° (direção com maior topografia), a linha azul corresponde as direções de 10° a 50 e 120° a 180° (direções com menor topografia) e a linha tracejada cinza corresponde ao topo do dossel.

A figura 10 mostra os perfis adimensionais durante o período diurno da *kurtosis* da velocidade vertical do vento, k_w , (Figura 10a) e da velocidade horizontal do vento, k_u ,

(Figura 10b). Observa-se que acima do dossel, para a direção II, os valores de k_w e k_u foram sempre muito próximos de 3, principalmente os valores de k_u . Já para a direção I esses valores se afastaram de 3 com o aumento da altura. Portanto nota-se que a direção II apresenta um escoamento turbulento mais desenvolvido e menos intermitente quando comparado com o escoamento da direção I.

É observado que no interior da floresta os valores de k_w e k_u são consideravelmente maiores que 3, indicando a presença de turbulência intermitente nessa região. Vale salientar que Kruijt et al., (2000) mostraram que para condições diurnas, na interface floresta-atmosfera há a presença contínua do escoamento turbulento via processos de intrusão e ejeção e consequentemente os valores de k_w e k_u tendem a se aproximar de 3. Já na parte inferior da floresta a turbulência é fraca devido à alta densidade e hetereogeneidade da floresta, onde pouca turbulência consegue penetrar no interior do dossel. Além do que, Santana et al. (2018) mostraram que são raríssimos os casos em que a turbulência é contínua na metade do dossel para baixo.

Na Figura 11 são mostrados os perfis da k_w (Figura 11a) e k_u (Figura 11b) similar ao que foi mostrado na Figura 10, mas agora esses perfis correspondem ao período noturno. Nota-se agora que os valores de k_w e k_u , para ambas as direções, tanto acima quando dentro do dossel, se afastam do 3, especialmente os valores de k_w . Isso só não ocorre para os valores de k_u imediatamente acima do dossel. Santos et al. (2016) usaram dados do sítio experimental ZF2, localizado também na Amazônia central, e mostraram que os valores de k_u é mais próximo de 3 que os valores de k_w durante o período noturno. Ou seja, eles mostraram que a componente horizontal do vento é menos intermitente que a componente vertical. Encontramos resultados similares no presente trabalho para o sítio do ATTO. Se levarmos em consideração que as alturas de 150 e 325 m estão fora da camada limite noturna, podemos sugerir que a direção do escoamento não apresenta grande influência nos valores de k_w e k_u para o período noturno.



Figura 11: Similar a figura 10, mas agora os perfis correspondem ao período noturno

Na figura 12 é mostrado o perfil adimensional durante o período diurno da taxa de dissipação de Energia Cinética Turbulenta (ECT) adimensional (ϕ_{ϵ}). Nesse primeiro momento estamos interessados em analisar somente o comportamento da taxa de dissipação de ECT acima do dossel florestal, para condições diurnas, visto que para essas condições os espectros da energia cinética turbulenta são mais confiáveis para a estimativa da taxa de dissipação.

É possível notar na Figura 12 que os valores de \emptyset_{ϵ} na interface floresta-atmosfera foram muito próximos para as duas direções analisadas aqui. Contudo, a partir da altura de 81 m (z/h = 2,4) os valores de \emptyset_{ϵ} foram bem maiores para a direção I que para a direção II.

Vale lembrar dos resultados de Lee (1996) onde foram mostrados, para condições neutras e instáveis, que os valores de \emptyset_{ϵ} obtidos acima de uma superfície florestada foi menor que os valores de \emptyset_{ϵ} medidos acima de uma superfície horizontalmente homogênea. Ele explica tal diferença devido ao fato de que na Equação 1 (equação simplificada do balanço de ECT) o termo de transporte de ECT é negligenciável acima de uma superfície homogênea (Wyngaard e Coté, 1971). Já acima de uma superfície florestada, o transporte turbulento exporta ECT para cima e consequentemente parte da produção de ECT não é transformada em dissipação e sim transportada (Meyers e Baldocchi, 1991).

$$\Phi_{\mathcal{E}} = \frac{kz_d}{u_*} \frac{\partial u}{\partial z} - \frac{kz_d}{u_*^3} \frac{\partial}{\partial z} (\overline{ew'}).$$
(Eq. 1)

Portanto, acreditamos que as rugosidades superficiais sentidas pelos escoamentos de ambas as direções são muito próximas para as alturas de 40 e 55 m (na interface florestaatmosfera). Contudo, para as maiores alturas a rugosidade superficial apresentada para a direção II do escoamento é maior que para a direção I e consequentemente as taxas de dissipação foram menores para a direção II.



Figura 12: Perfis adimensionais durante o período diurno da taxa de dissipação de ECT adimensional (ϕ_{ϵ}). A linha vermelha corresponde a direção de 80° a 110° (direção com maior topografia), a linha azul corresponde as direções de 10° a 50 e 120° a 180° (direções com menor topografia).

Nas Figuras 13a e 13b são mostrados os perfis verticais durante o período diurno do fluxo cinemático de momentum (-w'u') e do fluxo de calor sensível (*H*), respectivamente. É possível notar que os valores de ambos os fluxos acima do dossel apresentaram comportamento bastante diferentes para as duas direções analisadas aqui. Tanto o fluxo de calor sensível quanto o fluxo de momentum foram significativamente maiores para a direção II (maior topografia) que para a direção I (menor topografia). No interior do dossel nota-se que para ambas as direções os valores dos fluxos tendem a zero. Além disso, para a direção I os fluxos são máximos na interface floresta-atmosfera. Contudo, para a direção II observa-se um aumento nos valores de ambos os fluxos na altura de 150 m (z/h = 4,3). Tal aumento foi significativamente maior para o fluxo de momentum. Vale lembrar que os valores de r_{wu} também foram maiores no nível de 150 m durante o dia para a direção II. Especulamos que nessa altura deve haver um significativo cisalhamento do vento associado a presença de uma topografia mais "acentuada" para essa direção.

Outros escalares também apresentaram maiores intensidades dos fluxos turbulentos para a direção II comparado aos fluxos calculados para a direção I. Na Tabela 2 são mostrados os valores médios (m) e os desvios padrões (s) dos fluxos de CO₂ e de H₂O nas alturas de 81 e 325 m durante o período diurno. Não havia dados disponíveis para as outras alturas. É possível notar que os fluxos foram consideravelmente maiores para a direção II tanto durante o dia quanto durante a noite (valores não mostrados).

Uma série de trabalhos nos últimos anos identificaram, através de dados experimentais e de simulações numéricas, várias características importantes relacionadas ao transporte de momentum e escalares em terrenos com topografia e vegetação (Katul et al., 2006; Ross, 2011; Ross e Harman, 2015; Chen et al., 2019). Podemos citar como as mais importantes (i) a heterogeneidade espacial dos fluxos fora do dossel, mesmo na presença de fontes de escalares uniformes dentro do dossel (Katul et al., 2006; Ross, 2011; Ross e Harman, 2015) e (ii) o aumento da eficiência do transporte escalar fora do dossel em comparação com o terreno plano (Ross, 2011; Chen et al., 2019). Acreditamos, que a topografia mais acentuada na direção II do sítio do ATTO apresente uma influência direta nos maiores fluxos acima do dossel florestal quando comparados aos fluxos medidos para a direção com topografia menos acentuada.

DIREÇÃO	ALTURA	тС	sC	mq	sq
		$(\mu mol m^{-2} s^{-1})$	(µmol m ⁻² s ⁻¹)	$(mm s^{-1} m^{-2})$	$(mm s^{-1} m^{-2})$
т	81 m	- 9,6x10 ⁻³	$1,7x10^{-2}$	4,07	2,99
1	325 m	$-2,1x10^{-3}$	$1,2x10^{-2}$	1,78	5,01
п	81 m	$-12,6x10^{-3}$	$1,1x10^{-2}$	4,55	3,09
11	325 m	$-11,4x10^{-3}$	$1,6x10^{-2}$	5,81	6,60

Tabela 2 - Descrição dos valores médios e os desvios padrões dos fluxos de CO₂ ($mC \ e \ sC$, respectivamente) e de H₂O ($mq \ e \ sq$, respectivamente) nas alturas de 81 e 325 m durante o período diurno.



Figura 13: Perfis verticais durante o período diurno: a) do fluxo cinemático de momentum (-w'u') e (b) do fluxo de calor sensível (*H*). A linha vermelha corresponde a direção de 80° a 110° (direção com maior topografia), a linha azul corresponde as direções de 10° a 50 e 120° a 180° (direções com menor topografia) e a linha tracejada cinza corresponde ao topo do dossel.

Na Figura 14 são mostrados os perfis dos fluxos de momentum (Figura 14a) e de calor sensível (Figura 14b) similar ao que foi mostrado na Figura 13, mas agora esses perfis correspondem ao período noturno. Nota-se que, similar ao período diurno, no interior do dossel os fluxos são próximos de zero para ambas as direções. Além disso, tais perfis apresentam um forte gradiente próximo do topo da copa e diminuição gradual com a altura. Esses resultados demonstram a forte capacidade da floresta de frear o escoamento turbulento, absorvendo o fluxo de momentum e demonstrando que a interface floresta-atmosfera é povoada de eventos do tipo intrusão (discutido mais acima). Nota-se ainda que, nos níveis de 40 e 55 m ambos os fluxos foram maiores para a direção I, diferentemente do observado durante o período diurno. Contudo, para a altura de 81m a direção II passa a apresentar os maiores fluxos. Outra característica interessante é que para a direção I os fluxos tendem a zero em uma altura menor que para a direção II, e isso possivelmente está associado ao topo da camada limite noturna, o que será mais bem explorado na próxima seção. Os valores dos fluxos de CO_2 e H_2O (não mostrados aqui) foram aproximadamente zero, para ambas as direções, na altura de 325 m. Já para a altura de 81 m eles foram maiores para a direção II quando comparados com a direção I.



Figura 14: Similar a figura 13, mas agora os perfis correspondem ao período noturno

3.2 Estimativa da altura da camada limite pelo método da convergência do fluxo de calor sensível.

Uma informação importante contida no perfil vertical do fluxo de calor sensível é a possível estimativa da altura da camada limite. Esse método é conhecido como método da convergência do fluxo de calor sensível. Ele é baseado no conceito de que os fluxos verticais turbulentos de escalares têm um perfil linear com a altura na camada limite convectiva, tendendo a zero no topo da camada limite (Stull, Arya).

Assim, em torres altas como a do ATTO os níveis de medidas de fluxo são suficientes para que uma extrapolação linear até o nível de fluxo zero proporcione uma estimativa da espessura da camada limite convectiva, ou da camada limite noturna.

Na Tabela 3 são mostrados os valores médios (m) e os desvios padrões (s) da altura da camada limite estimados pelo método da convergência do fluxo de calor sensível e pelo

ceilômetro. É possível notar que a altura da camada limite, estimada pelo método da convergência de H, para a direção II foi maior que para a direção I, tanto para o período diurno quanto para o período noturno. A altura da camada limite estimada pelo Ceilômetro também mostrou maiores valores da altura da camada limite para a direção II, corroborando os resultados encontrados pela convergência de H.

Nota-se ainda na Tabela 3 que os valores encontrados para a altura da camada limite através do método da convergência de H foram menores que os valores encontrados através dos dados do ceilomêtro, especialmente para a direção I durante o dia. É possível que o ceilômetro capture uma parte da região de entranhamento, uma vez que ele estima a concentração de aerossóis presentes na camada limite. Já o método da convergênca de H tende a mostrar valores iguais a zero exatamente no iníco da região de entranhamento.

	D	IA	NC	DITE
MÉTODO	DIR I DIR II		DIR I	DIR II
CEILÔMETRO	<i>m</i> = 794,5	<i>m</i> = 936,7	<i>m</i> = 242	<i>m</i> = 274
	<i>s</i> = 351	s = 248,5	<i>s</i> = 98	<i>s</i> = 144
CONV. H	<i>m</i> = 478,5	m = 905	<i>m</i> = 126	<i>m</i> = 142
	<i>s</i> = 122,3	<i>s</i> = 223,4	<i>s</i> = 55,4	<i>s</i> = 58,9

Tabela 3 - Descrição dos valores encontrados para a altura da camada limite, sendo m = média e s = desvio padrão

Vale salientar que esses são os primeiros passos na tentativa de se estimar a altura da camada limite via perfil do fluxo de calor sensível. Obviamente tal método precisa ser aprimorado e isso será certamente realizado em trabalhos futuros. Contudo, os resultados são animadores e nos permitirão estimar a altura da camada limite em alta frequência, com o uso de anemômetros sônicos.

4. CONCLUSÕES

Medições da turbulência atmosférica em diferentes níveis de altura foram realizadas com o objetivo de estudar as características do escoamento turbulento sobre uma superfície heterogênea no sítio experimental ATTO, na Amazônia central. O objetivo geral foi contribuir para o campo da micrometeorologia da camada limite amazônica, descrevendo como características de superfícies heterogêneas e complexas alteram as propriedades de turbulência, em condições diurna e noturna. A organização dos instrumentos na torre favoreceu a investigação da variabilidade da estrutura turbulenta com a altura, com medidas feitas em 7 diferentes níveis, sendo dois deles dentro do dossel florestal e 5 níveis acima deste, fornecendo valiosas informações acerca das características da turbulência tanto nos níveis superficiais quanto nos níveis em dezenas de metros acima da subcamada rugosa.

Dentre os principais resultados destacam-se: I) os perfis de U/U_h revelam que o vento se torna cada vez mais fraco à medida que choca-se com a copa florestal, resultando no surgimento de um ponto de inflexão no perfil de vento para as duas direções investigadas aqui; II) os perfis de σ_u/u_* , σ_w/u_* sugerem que para a direção II os elementos vegetais produzem uma subcamada rugosa mais espessa, exercendo uma maior influência no escoamento. Esses resultados são importantes para melhorar nosso entendimento sobre a transição da subcamada rugosa e fornecem informações a fim de melhorar a parametrização do processo de troca entre floresta e atmosfera.

Como próximo passo, a análise do perfil de r_{wu} nos mostra que na altura de 14 m há uma zona de desacoplamento entre duas camadas de ar para ambos os períodos diurno e noturno. Adicionalmente, os resultados de r_{wu} e r_{wT} ilustram que o cisalhamento do vento na direção II tem um aumento significativo graças à topografia mais "acentuada" dessa região, implicando que os elementos de rugosidade presentes nessa região são mais eficientes em absorver momentum e trocar calor em comparação com os elementos de rugosidade presentes na direção I, especialmente durante o dia.

A seguir, outros perfis são analisados, tais como: i) fases de ejeção e intrusão das estruturas coerentes; ii) *skewness* das componentes de velocidade horizontal (Sk_u) e vertical (Sk_w) do vento; iii) *kurtosis* das componentes de velocidade horizontal (k_u) e vertical (k_w) do

vento. Ao proceder de tal maneira podemos obter um perfil mais preciso da organização do fluxo turbulento sobre superfícies rugosas, como a floresta amazônica. Podemos observar que dentro da floresta, durante o período diurno, as intrusões contribuem mais significativamente para o fluxo de momentum do que as ejeções, uma vez que o momentum está sempre sendo transportado para baixo, estando relacionado aos diferentes ciclos das estruturas coerentes acima do dossel. O oposto ocorre para o fluxo de calor sensível, onde as ejeções dominam acima da copa em resposta ao aquecimento presente nesta região. Durante a noite, o ciclo de ejeção e intrusão é induzido majoritariamente pelo cisalhamento do vento, sendo que, para o fluxo de calor sensível, as intrusões são maiores no interior do dossel e as ejeções dominam acima deste, enquanto que, para o fluxo de momentum, os movimentos ascendentes são maiores no interior do dossel e acima deste os processos de ejeção e intrusão se equivalem. Em condições diurnas, a kurtosis de u e w se aproximaram de 3 em quase todas as alturas acima do dossel, para a direção II, especialmente k_u , indicando que as componentes horizontal e vertical do vento são, em média, pouco intermitentes. Em contrapartida, para a direção I, k_u e k_w se afastam de 3 em todas as alturas, indicando intermitência dos movimentos vertical e horizontal. Em geral, no interior da floresta, $k_u e k_w$ excedem 3, indicando forte intermitência nesta região.

A partir do perfil da taxa de dissipação adimensional de energia cinética turbulenta (\emptyset_{ϵ}), em condições diurnas, comprovamos mostramos que a direção II apresenta uma rugosidade superficial maior, resultando em menores valores de \emptyset_{ϵ} . Em adição a esse resultado, os perfis dos fluxos de -w'u' e *H* mostram valores consideravelmente maiores para a direção II, enfatizando que a topografia mais acentuada dessa direção exerce uma influência direta nos fluxos turbulentos acima da floresta, assim como na altura da camada limite.

Este estudo tenta contribuir para uma melhor caracterização da turbulência dentro e acima do dossel florestal amazônico e espera-se que forneça alguns "insights" sobre os processos de troca na interface floresta-atmosfera em terrenos complexos. Obviamente, mais pesquisas são necessárias antes de entendermos completamente as características particulares da turbulência sobre terrenos heterogêneos. Os resultados mencionados nesta pesquisa fornecem dados básicos confiáveis para melhor retratar a camada limite amazônica, assim como contribuir com um melhor entendimento da influência da topografia sobre a estrutura turbulenta e movimentos coerentes.

Como recomendações para trabalhos futuros, propomos que as pesquisas se concentrem em fatores adicionais que influenciam as características da turbulência, tais como:

 i) Influência das estruturas coerentes em fluxos turbulentos, incluindo uma análise de sua ocorrência, duração, frequência, extensão vertical, contribuição para o fluxo turbulento, etc.

ii) Análise de classes de estruturas de (sub) mesoescala na camada limite superficial e seu papel na estrutura da turbulência, bem como sua interação com a turbulência.

 iii) Análise dos fenômenos atmosféricos que exercem influência nos estados de acoplamento e desacoplamento entre superfície e atmosfera. Convém, igualmente, relacionar dados obtidos a partir de torres com informações obtidas via satélite, para melhor identificar a influência dos fenômenos atmosféricos que atuam na região.

iv) Desenvolvimento de uma abordagem mais completa da estimativa e da camada limite atmosférica.

REFERÊNCIAS

Andrade, E. S. de, Sá, L.D. de A., Jorge, M. P. P. M. Estimativa da altura da Camada Limite Atmosférica acima do Pantanal: estudo comparativo usando radiossondagem e SODAR. XIII Congresso Brasileiro de Meteorologia (CBMET), Fortaleza-CE, CD-ROM, Anais, Outubro de 2004.

Andreae, M. O., O. C. Acevedo, A. Araújo, P. Artaxo, C. G G Barbosa, H. M J Barbosa, J. Brito, et al. 2015. "The Amazon Tall Tower Observatory (ATTO): Overview of Pilot Measurements on Ecosystem Ecology, Meteorology, Trace Gases, and Aerosols." *Atmospheric Chemistry and Physics* 15 (18): 10723–76. doi:10.5194/acp-15-10723-2015.

Araújo, A C, A D Nobre, B Kruijt, J A Elbers, R Dallarosa, P Stefani, C Von Randow, et al. 2002. "Comparative Measurements of Carbon Dioxide Fluxes from Two Nearby Towers in a Central Amazonian Rainforest: The Manaus LBA Site." *Journal of Geophysical Research* 107: 1–20. doi:10.1029/2001JD000676.

Arya, Paul. 2001. Introduction to Micrometeorology. San Diego: Academic Press

Balachandar, R., & Bhuiyan, F. (2007). Higher-order moments of velocity fluctuations in an open-channel flow with large bottom roughness. *Journal of Hydraulic Engineering*, *133*(1), 77-87.

Baldocchi D (1989) Canopy-atmosphere water vapour exchange: can we scale from a leaf to a canopy? Estimation of areal evapotranspiration. Proc workshop, Vancouver/Canada, August 1987. IAHS Publ 177: 21–41

Baldocchi, D, and P Meyers. 1988. "Turbulence Structure in a Deciduous Forest." *BoundaryLayer Meteorology* 43: 345–64

Baldocchi, D. D.: Assessing the eddy covariance technique for evaluating carbon dioxide exchange rates of ecosystems: past, present and future, Global Change Biol., 9, 479–492, doi:10.1046/j.1365-2486.2003.00629.x, 2003

Beyrich, F. Mixing Height Estimation from Sodar Data - A critical discussion. Atmospheric Environment, v. 31, n. 23, p. 3941-3953, Dec, 1997.

Brunet, Y.; Irvine, M. R. (2000). The control of coherent eddies in vegetation canopies: streamwise structure spacing, canopy shear scale and atmospheric stability. Boundary-Layer Meteorology, 94(1), 139-163.

Carpenter, P., 1997. "The right sort of roughness", Nature, 388, 6644: 713-714, August 21.

Cava D, Katul G, Scrimieri A, Poggi D, Cescatti A, Giostra U (2006) Buoyancy and the sensible heat flux budget within dense canopies. Boundary-Layer Meteorol 118(1):217–240

Cava, D.; Katul, G. G. 2008. Spectral Short-circuiting and Wake Production within the Canopy Trunc Space of an Alpine Hardwood Forest. *Boundary-Layer Meteorology*, 126: 415-431.

Chen, B., Chamecki, M., & Katul, G. G. Effects of topography on in-canopy transport of gases emitted within dense forests. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*.

Cheng, Y.; Parlange, M. B. and Brutsaert, W., 2005. "Pathology of Monin-Obukhov similarity in the stable boundary layer", Journal of Geophysical Research, 110, D06101: 1-10.

Claire. (2010). "Report on the latest developments on the ATTO and CLAIRE projects", March.

Costa, Jorge Luiz Soares et al. Variabilidade em escala da turbulência atmosférica acima de floresta na Amazônia Ocidental. 2011.

de Souza, C. M. (2014). Aspectos da Variabilidade Espacial e Arrasto em Sítios Experimentais da Floresta Amazônica (Doctoral dissertation, Tese de Doutorado em Clima e Ambiente. Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia-INPA e Universidade do Estado do Amazonas-UEA, Manaus, Amazonas, Brasil).

Dias-Júnior, Cléo Quaresma, Edson P. Marques Filho, and Leonardo D A Sá. 2015. "A Large Eddy Simulation Model Applied to Analyze the Turbulent Flow above Amazon Forest." *Journal of Wind Engineering and Industrial Aerodynamics* 147. Elsevier: 143–53. doi:10.1016/j.jweia.2015.10.003.

Dias-Júnior, Cléo Quaresma, L. D A Sá, V. B. Pachêco, and C. M. de Souza. 2013. "Coherent Structures Detected in the Unstable Atmospheric Surface Layer above the Amazon Forest." *Journal of Wind Engineering and Industrial Aerodynamics* 115: 1–8. doi:10.1016/j.jweia.2012.12.019.

Dias-Júnior, Cléo Quaresma, Leonardo D A Sá, Edson P Marques, Raoni A Santana, Matthias Mauder, and Antônio O Manzi. 2017. "Turbulence Regimes in the Stable Boundary Layer above and within the Amazon Forest." *Agricultural and Forest Meteorology* 233. Elsevier B.V.: 122–32. doi:10.1016/j.agrformet.2016.11.001.

Dias-Júnior, Cléo Quaresma, Leonardo Deane de Abreu Sá, Edson P. Marques Filho, Raoni Aquino Silva de Santana, Matthias Mauder, and Antônio Ocimar Manzi. 2016.

Dias-Júnior, Cléo Quaresma, Leonardo Deane de Abreu Sá, Edson P. Marques Filho, Raoni Aquino Silva de Santana, Matthias Mauder, and Antônio Ocimar Manzi. 2016. "Turbulence Regimes in the Stable Boundary Layer above and within the Amazon Forest." *Agricultural and Forest Meteorology*.

Dias-Júnior, Cléo & Dias, Nelson & Nascimento, Rosa Maria & Sörgel, M. & de Araújo, Alessandro & Tsokankunku, Anywhere & Ditas, Florian & Santana, Raoni & Von Randow, Celso & Sá, Marta & Pöhlker, Christopher & Machado, Luiz & Sá, Leonardo & Moran-Zuloaga, Daniel & Janssen, Ruud & Acevedo, Otavio & Oliveira, Pablo & Fisch, Gilberto & Chor, Tomás & Manzi, Antonio. (2019). Is there a classical inertial sublayer over the Amazon forest?. Geophysical Research Letters. 10.1029/2019GL083237.

Dupont, S., and E. G. Patton. 2012. "Momentum and Scalar Transport within a Vegetation Canopy Following Atmospheric Stability and Seasonal Canopy Changes: The CHATS Experiment." *Atmospheric Chemistry and Physics* 12 (13): 5913–35. doi:10.5194/acp-12-5913-2012.

Dupont, S., Brunet, Y. and Finnigan, J.J. (2008) Large-eddy simulation of turbulent flow over a forested hill: validation and coherent structure identification. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 134, 1911-1929.

Dupont, S.; Brunet, Y. (2009). Coherent structures in canopy edge flow: a large-eddy simulation study. Journal of Fluid Mechanics, 630, 93-128.

Dwyer, M. J., E. G. Patton, and R. H. Shaw, 1997: Turbulent kinetic energy budgets from a large-eddy simulation of airflow above and within a forest canopy. *Boundary-Layer Meteorol*, 84, 23-43.

Finnigan, John. 2000. "Turbulence in Plant Canopies." Annu. Rev. Fluid Mech. 32: 519-71.

Fisch, G., Tota, J., Machado, L. A. T., Silva Dias, M. A. F., da F. Lyra, R. F., Nobre, C. A., & Gash, J. H. C. (2004). The convective boundary layer over pasture and forest in Amazonia. *Theoretical and Applied Climatology*, 78(1), 47–59. https://doi.org/10.1007/s00704-0043-X

Fitzjarrald, D. R.; Moore, K. E.; Cabral, O. M. R.; Scolar, J.; Manzi, A. O.; Sá, L. A. (1990). Daytime turbulent exchange between the amazon forest and the atmosphere. Journal of Geophysical Research, v.95, n°D10, p.16825-16838, Sep.

Fitzjarrald, David R., and Kathleen E. Moore. 1990. "Mechanisms of Nocturnal Exchange between the Rain Forest and the Atmosphere." *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 95 (D10): 16839–16850. doi:10.1029/JD095iD10p16839.

Fitzjarrald, David R., Kathleen E. Moore, Osvaldo M. R. Cabral, José Scolar, Antônio O. Manzi, and Leonardo D. de Abreu Sá. 1990. "Daytime Turbulent Exchange between the Amazon Forest and the Atmosphere." *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 95 (D10): 16825–16838. doi:10.1029/JD095iD10p16825.

Foken, T., 2008: Micrometeorology. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 320 pp.

Gerken, T., Chamecki, M. and Fuentes, J.D. (2017) Air-parcel residence times within forest canopies. *Boundary-Layer Meteorology*, 165, 29-54.

Kaimal, J. C., and J. J. Finnigan. 1994. *Atmospheric Boundary LayerFlows - Their Structureand Measurement*. *Oxford University Press. New York*. New York.: Oxford University Press. doi:10.1017/CBO9781107415324.004.

Katul, G.G., Albertson, J.D., 1998. An Investigation of Higher-Order Closure Models for a Forested Canopy. *Boundary-Layer Meteorology*, 89, 1: 47-74.

Katul, G.G., Chang, W.H., 1999. Principal length scales in second-order closure models for canopy turbulence. *Journal of Applied Meteorology*, *38*(11), 1631-1643.

Katul, G.G., Finnigan, J.J., Poggi, D., Leuning, R. and Belcher, S.E. (2006). The influence of hilly terrain on canopy–atmosphere carbono dioxide exchange. *Boundary-Layer Meteorology*, 118, 189–216.

Kruijt, B., Y. Malhi, J. Lloyd, A. D. Nobre, A. C. Miranda, M. G P Pereira, A. Culf, and J. Grace. 2000. "Turbulence Statistics above and within Two Amazon Rain Forest Canopies." *Boundary-Layer Meteorology* 94 (2): 297–331. doi:10.1023/A:1002401829007.

Launiainen, S., Vesala, T., Mölder, M., Mammarella, I., Smolander, S., Rannik, Ü., Katul, G.G., 2007. Vertical variability and effect of stability on turbulence characteristics down to the floor of a pine forest. *Tellus B*, *59* (5), 919-936.

Lee, X.; Massman, W.; Law, B. Handbook of Micrometeorology – A Guide for Surface Flux Measurement. Kluwer Academic Publishers. 250pp. 2004.

Lumley, J. L., Panofsky, H. A., 1964. *The Structure of Atmospheric Turbulence*. Wiley, 239 pp., New York.

Magnago, Roberto Oliveira, Gilberto Fisch, and Osvaldo Luiz Leal de Moraes. "Análise espectral do vento no Centro de Lançamento de Alcântara (CLA)." *Revista Brasileira de Meteorologia* 25.2 (2010).

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

Mahrt, L., Xuhui Lee, Andrew Black, Harold Neumann, and R. M. Staebler. 2000. —Nocturnal Mixing in a Forest Subcanopy. *Agricultural and Forest Meteorology* 101 (1): 67–78. doi:10.1016/S0168-1923(99)00161-6.

Mammarella, I. E. D. Jensen, N. O. 2008. Turbulence spectra, shear stress and turbulent kinetic energy budgets above two beech forest sites in Denmark. *Tellus B Chem. Phys. Meteorol.* 60: 179–187, doi:10.1111/j.1600-0889.2007.00326.

Nepf, Heidi & Vivoni, Enrique. (2000). Flow structure in depth-limited, vegetated flow. Journal of Geophysical Research. 105. 28547-28558. 10.1029/2000JC900145.

Nezu, Iehisa & Sanjou, Michio. (2008). Turbulence structure and coherent motion in vegetated open-channel flows. Journal of Hydro-environment Research. 2. 62-90. 10.1016/j.jher.2008.05.003.

Petersen, E. L., Mortensen, N.G., Landberg, L., Hojstrup, J., Frank, H.P. (1998). "Wind power meteorology. Part 1: Climate and Turbulence." Wind Energy. Vol. 1, pp. 2-22. Pielke, Roger A., et al. "Interactions between the atmosphere and terrestrial ecosystems: influence on weather and climate." *Global change biology* 4.5 (1998): 461-475.

Poggi, D., A. Porporato, L. Ridolfi, J. D. Albertson, and G. G. Katul. 2004. "The Effect of Vegetation Density on Canopy Sub-Layer Turbulence." *Boundary-Layer Meteorology* 111 (3): 565–87. doi:10.1023/B:BOUN.0000016576.05621.73.

Poggi, D. and Katul, G.G. (2008) Turbulent intensities and velocity spectra for bare and forested gentle hills: flume experiments. *Boundary-Layer Meteorology*, 129, 25-46.

Py, C., 2005. "Couplage entre la dynamique du vent et le mouvement d'un couvert vegetal", *Ecole Polytechnique, Laboratoire d'Hydrodynamique, France, Thèse de Doctorat, specialité en Mecanique,* 94 pp.

Raupach, M R, and A St Thom. 1981. "Turbulence in and above Plant Canopies." *Annual Review of Fluid Mechanics* 13 (1): 97–129. doi:10.1146/annurev.fl.13.010181.000525.

Raupach, M. R., J. J. Finnigan, and Y. Brunei. 1996. "Coherent Eddies and Turbulence in Vegetation Canopies: The Mixing-Layer Analogy." *Boundary-Layer Meteorology* 78 (3–4): 351–82. doi:10.1007/BF00120941.

Raupach, M. R., Thom, A. S. 1981. Turbulence in and above Plant Canopies. Annual Review of Fluid Mechanics, v. 13, p. 97-129.

Robinson, S. K., 1991. "Coherent Motions in the Turbulent Boundary Layer", Annual Rev. of Fluid Mechanics, 23, 601-639.

Ross, A.N. (2011) Scalar transport over forested hills. *Boundary-Layer Meteorology*, 141, 179–199.

Ross, A.N. & Harman, I.N. Boundary-Layer Meteorol (2015) 156: 211. https://doi.org/10.1007/s10546-015-0029-5

Ross, A.N. and Harman, I.N. (2015) The impact of source distribution on scalar transport over forested hills. *Boundary-LayerMeteorology*, 156, 211–230.

Santana, Raoni & Dias-Júnior, Cléo & Tota, Julio & Fuentes, Jose & Vale, Roseilson & Alves, Eliane & Nascimento, Rosa Maria & Manzi, Antonio. (2018). Air turbulence characteristics at multiple sites in and above the Amazon rainforest canopy. Agricultural and Forest Meteorology. 260-261. 10.1016/j.agrformet.2018.05.027.

Seibert, P.; Beyrich, F.; Gryning, S-E.; Joffre, S.; Rasmussen, A.; Tercier, P. Review and intercomparison of operational methods for the determination of the mixing height. Atmospheric Environment, v. 34, p. 1001-1027, 2000.

Sirovich, Lawrence & Karlsson, S. (1997). Turbulent drag reduction by passive mechanism. Nature. 388. 753-755. 10.1038/41966.

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

Starkenburg, D.; Fochesatto, G. J.; Prakash, A.; Cristóbal, J.; Gens, R. and Kane, D. L., 2013. "The role of coherent flow structures in the sensible heat fluxes of an Alaskan boreal forest", Journal of Geophysical Research, Atmospheres, v. 118, 8140-8155, doi: 10.1002/jgrd.50625.

Stull, R. B. An introduction to boundary layer meteorology. Dordrecht: Kluwer, 1988. 666 p.

Su, HB., Shaw, R.H., Paw, K.T. et al. Boundary-Layer Meteorology (1998) 88: 363. https://doi.org/10.1023/A:1001108411184

Tanino, Y. & Nepf, H. M. 2008 Laboratory investigation of mean drag in a random array of rigid, emergent cylinders. *J. Hydraul. Engng ASCE* 134, 34–41.

Thomas, C.; Foken, T. (2005). Detection of long-term coherent exchange over spruce forest using wavelet analysis. Theoretical and Applied Climatology, 80(2-4), 91-104.

Thomas, Christoph, and Thomas Foken. 2007. "Flux Contribution of Coherent Structures and Its Implications for the Exchange of Energy and Matter in a Tall Spruce Canopy." *Boundary-Layer Meteorology* 123 (2): 317–37. doi:10.1007/s10546-006-9144-7.

Vickers, D., and L. Mahrt. 1997. "Quality Control and Flux Sampling Problems for Tower and Aircraft Data." *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 14: 512–26.

von Randow, C., A. O. Manzi, B. Kruijt, P. J. de Oliveira, F. B. Zanchi, R. L. Silva, M. G. Hodnett, et al. 2004. "Comparative Measurements and Seasonal Variations in Energy and Carbon Exchange over Forest and Pasture in South West Amazonia." *Theoretical and Applied Climatology* 78 (1–3): 5–26. doi:10.1007/s00704-004-0041-z Yue et al., 2017

Zahn, Einara, Nelson L. Dias, Alessandro Araújo, Leonardo Sá, Matthias Söergel, Ivonne Trebs, Stefan Wolff, and Manzi Antônio. 2016. "Scalar Turbulent Behavior in the

Roughness Sublayer of an Amazonian Forest." Atmospheric Chemistry and Physics 16 (17): 11349–66. doi:10.5194/acp-16-11349-2016.